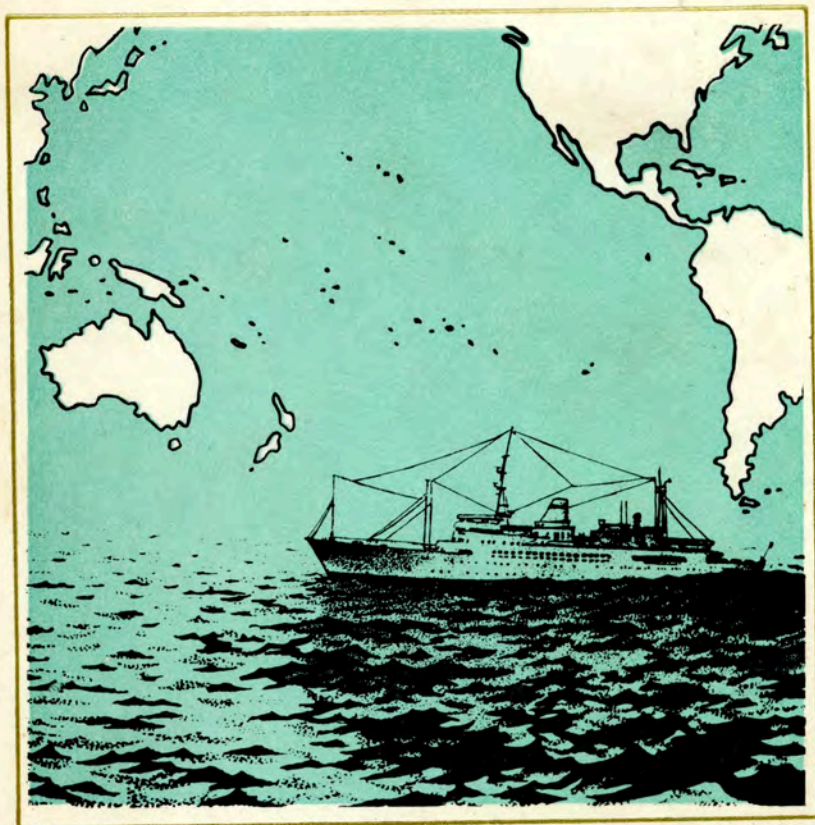


И.А.РЕЗАНОВ

# ПРОИСХОЖДЕНИЕ ОКЕАНОВ



ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
Серия «Планета Земля и Вселенная»

И. А. РЕЗАНОВ

ПРОИСХОЖДЕНИЕ  
ОКЕАНОВ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1979

Р 34 Резанов И. А. Происхождение океанов.— М., Наука, 1979.— 200 с., ил.

Океаны занимают две трети поверхности Земли. Без знания их геологии невозможно получить правильное представление об истории нашей планеты. В книге рассказывается о рельефе дна океанов, о возрасте и условиях образования рыхлых донных осадков, о химическом составе магматических пород. Значительное место уделено анализу результатов глубоководного бурения дна океанов, исследованиям коры и мантии Земли.

Обсуждаются и оцениваются различные научные гипотезы о происхождении океанов.

19.4.4.

Ответственный редактор

доктор геолого-минералогических наук

А. А. ЧИСТЯКОВ

Игорь Александрович Резанов

#### ПРОИСХОЖДЕНИЕ ОКЕАНОВ

Утверждено к печати

редколлекцией научно-популярной литературы Академии наук СССР

Редактор издательства Л. И. Приходько. Художник М. М. Бабенков

Художественный редактор И. В. Разина

Технический редактор В. Д. Прилепская

Корректоры Л. С. Агапова, Т. М. Ефимова

ИБ № 15309

Сдано в набор 08.08.78. Подписано к печати 21.12.78. Т-22326. Формат 84×108<sup>1/32</sup>. Бумага типографская № 2. Гарнитура обыкновенная. Печать высокая Усл. печ. л. 10,5. Уч.-изд. л. 10,6. Тираж 70000 экз. Тип. зак. 851 Цена 35 коп.

Издательство «Наука». 117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94а

2-я типография издательства «Наука». 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

Р 20802—065  
054(02)—79 23—79 НП

© Издательство «Наука», 1979 г.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Самое удивительное в геологии нашей планеты — это различие в строении ее коры: под континентами и океанами. Под континентами земная кора достигает 30—45 км, а иногда и больше, тогда как под океанами ее толщина всего 5—10 км. Проблема происхождения океанов в конечном счете сводится к поискам ответа на вопросы: каким путем возникла тонкая океаническая кора и откуда взялась соленая вода, покрывающая ее пятикилометровым слоем. Сложность проблемы усугубляется еще и тем, что мы до сих пор доподлинно не знаем, какими породами сложена большая (нижняя) часть континентальной коры. Не известен и состав океанической коры, если не считать слоя осадков и верхних горизонтов лежащего под ними фундамента.

Интенсивное геологическое и геофизическое изучение океанического дна началось всего лишь 30 лет назад. За это непродолжительное время поток информации рос стремительно, и сейчас число публикаций об океанах едва ли не превышает число работ о геолого-геофизическом изучении континентов.

Первые крупные успехи в исследовании глубоководных впадин океанов связаны с успешным применением в 30—40-е годы эхолотных измерений, когда стали получать надежные профили рельефа дна по курсу корабля. Значительное число профильных измерений, выполненных во всех океанах, дало возможность построить топографические карты океанического ложа и сделать ряд важных выводов о строении и происхождении подводного рельефа.

В 50—60-е годы широкое развитие получили геофизические исследования в океане, давшие ценную информацию о строении земной коры под мощной толщей воды, о тепловом потоке, идущем из недр, о магнитных и гравитационных аномалиях. Наконец, в 70-е годы ученые

стали получать образцы горных пород со дна океана. Сначала это делалось путем драгирования пород на склонах подводных хребтов, а затем — с помощью буровых скважин на океаническом дне.

Таким образом, в настоящее время наука располагает сведениями о топографии, геофизических полях и геологическом строении океанического дна. Но было бы ошибкой думать, что мы уже хорошо знаем его геологическое строение. Океанические пространства столь обширны, что профильные измерения в точки бурения подводных скважин отстоят друг от друга на огромные расстояния — сотни, а порой и тысячи километров. Геологическое и геофизическое изучение океанического дна еще только начинается, и можно предполагать, что при исследовании морских глубин откроется много интересного и неожиданного.

Океаны поставили перед учеными большое число загадок. Откуда взялась и когда накопилась огромная масса океанической воды? Как сформировался ее солевой состав и почему он мало изменялся с течением времени? Когда и вследствие чего образовались глубоководные впадины? Как объяснить равенство теплового потока под океаном и континентом, если кора у них разная? Что означают полосовидные магнитные аномалии в океанах? Почему на океаническом дне часто встречаются базальтовые лавы? На многие из этих вопросов можно ответить лишь с помощью гипотез. За два столетия существования геологии как науки гипотез было высказано много. Но, пожалуй, ни одна из них не пользовалась столь шумным успехом, какой пришелся на долю гипотезы «расширяющегося океанического дна», именуемой также «тектоникой плит». Однако и эта гипотеза вызывает очень серьезные возражения.

Книга знакомит читателя со всеми сторонами сложнейшей проблемы генезиса океанов. Не только ради проверки той или иной гипотезы идет сейчас интенсивное геолого-геофизическое изучение дна Мирового океана. Океан — кладовая человечества. Занимая 70% поверхности Земли, он содержит подавляющую часть всех минеральных ресурсов планеты. Под дном океанов находится в несколько раз больше нефти, чем на всех континентах, а запасы многих химических элементов в океанах поистине неисчерпаемы.

## ГЕОЛОГИЯ ОКЕАНИЧЕСКОГО ДНА

В последние десятилетия в результате исследований, проведенных в океанах, получены сведения о рельефе дна, составе осадков, строении коры, глубинном тепловом потоке, гравитационных и магнитных аномалиях и т. п. При решении задачи о происхождении океанических впадин невольно возникает вопрос: с чего же начать, какой материал анализировать в первую очередь? Выяснить ли, как возникла под океанами тонкая земная кора, или же рассмотреть природу опоясывающих Землю срединно-океанических хребтов? Предложить геотектоническую гипотезу образования океанических впадин, а затем проверить ее на собранных фактах или же заняться скрупулезным анализом первичных материалов? Вопрос этот не праздный, так как именно различный подход к анализу накопленного фактического материала и явился, на наш взгляд, главной причиной идущих сейчас столь острых дебатов о природе океанов. Говоря иными словами, необходимо выбрать один из двух существующих в науке путей: от гипотезы к фактам или от фактов к гипотезе, т. е. использовать индуктивный или дедуктивный метод исследования.

Геология — наука историческая. Свои основные достижения, выразившиеся в создании стройной теории развития земной поверхности, она завоевала благодаря кропотливому труду многих поколений геологов, исходивших буквально всю нашу планету.

В результате нам стали известны последовательность геологических процессов на Земле, эпохи трансгрессий и регрессий морей, время горообразовательных движений и возраст магматических тел; составлена геологическая карта мира. Пытаясь объяснить те или иные особенности строения изображенных на геологической карте структур, геологи высказывали гипотезы, однако пробным камнем

при проверке этих гипотез была все та же геологическая карта. Конечно, со временем отдельные детали карты исправляются, уточняются, но основные принципы ее составления неизменны. Это не означает, что все проблемы материковой геологии уже решены. Расшифрованы подробно лишь фанерозойские отложения планеты, т. е. породы, образовавшиеся в последние 550 млн. лет. Более древние геологические образования скрыты под более молодыми осадками. Поэтому все большая роль отводится бурению и геофизическим исследованиям, которые дают сведения о породах, залегающих на глубине.

При анализе результатов драгировок, бурения дна океанов, геофизических исследований, а также фотографий подводного рельефа следует использовать геологические методы. Появившиеся в последние годы попытки смотреть на материк «со стороны океанов» несостоятельны, ибо историко-геологический подход к фактам и методы анализа собранного материала при изучении как континентов, так и океанов одинаковы; геологическое строение океанов изучено в десятки, а может быть, и в сотни раз хуже, чем континентов. Правда, известны и факты влияния океана на континентальную геологию. Так, например, мы сейчас достаточно хорошо знаем условия образования и состав глубоководных осадков, благодаря чему можем значительно более уверенно восстанавливать палеогеографическую обстановку при изучении древних морских отложений на континентах.

Всю информацию, какой мы располагаем сейчас об океанах, можно подразделить на геологическую и геофизическую. В первую группу автор включает сведения о рельефе океанического дна, мощности, вещественном составе и условиях образования донных осадков, материалы драгирования и подводного бурения, данные о химическом составе и условиях образования встреченных на океаническом дне изверженных пород. Наконец, к первой группе следует отнести палеогеографические построения по континентам, и в особенности по их окраинам, дающие определенную информацию о древней истории тех участков суши, которые сейчас залиты океаном.

Геофизическая информация об океаническом дне включает сейсмические и иные материалы о толщине и составе земной коры и мантии под океанами, различные физические поля (тепловое, гравитационное, магнитное),

положение очагов землетрясений и т. п. Эти группы материалов об океанах различаются тем, что данные первой группы мы можем интерпретировать более или менее однозначно, восстанавливая последовательность геологических событий на теперешнем океаническом дне. Полученные в результате такого геологического обобщения выводы могут быть полностью «стыкованы» с континентальной геологией, так как и те и другие написаны на одном «языке».

Геофизические же материалы по акваториям (как, впрочем, и по континентам) интерпретируются по-разному. Именно неоднозначность геологической интерпретации геофизических материалов по океанам (а частично, и по континентам) послужила, на наш взгляд, основной причиной многих заблуждений. Были утрированы различия в характере процессов на континентах и океанах, возникли гипотезы, далеко уводящие нас от реально происходивших событий.

### История водной и солевой массы океанов

Первый вопрос, который возникает, когда речь идет о происхождении океанов: откуда взялась океаническая вода? Прежде чем ответить на него, рассмотрим биологические и геохимические аспекты истории океана. Академик Л. А. Зенкевич подчеркивал, что «фауна океана — наиболее верный и точный свидетель всех изменений орографии и физико-химического режима океана за время его существования»\*. Он пришел к выводу, что еще нижнекембрийская фауна по видовому разнообразию была океанической фауной, которая не могла обитать в небольших эпиконтинентальных водоемах. Океан, в том числе глубоководный, существовал по меньшей мере в течение всего фанерозоя. Но палеонтологические данные не дают возможности судить об изменении объема океанической воды. В докембрии и палеозое океаны могли занимать меньшие площади, чем теперь, и в этом случае суммарный объем воды на поверхности Земли мог быть много меньше.

\* Зенкевич Л. А. К вопросу о древности океана и его фауны. — В кн.: История Мирового океана. М., 1974, с. 83.

Изучение современной и ископаемой фауны океанов позволяет сделать определенные выводы об изменении глубин океанических бассейнов. Рассмотрев видовой и родовой состав фауны, заселяющей сейчас глубоководные океанические желоба, Г. М. Беляев пришел к выводу, что глубоководная фауна в основном различается по видам, что указывает на ее молодость. Большая часть — это эндемичные виды, живущие только в одном желобе, что свидетельствует об образовании глубоководных желобов в недавнее геологическое время, заселяющихся вновь возникшими видами животных.

Заметим, что фауна говорит о молодости лишь сверхглубоких впадин (более 6 км). Для океанических котловин глубиной 4—6 км картина иная. Анализируя эволюцию глубоководной фауны, советский биолог Я. А. Бирштейн пишет: «Итак, данных по проблеме видообразования на больших глубинах совершенно недостаточно для определенных заключений, и обсуждение этой проблемы может вестись лишь в самой общей малоконкретной форме. Несколько большим материалом можем воспользоваться, переходя к анализу судьбы не видов, а более крупных таксонов, составляющих глубоководную фауну, т. е. рассматривая закономерности не микро-, а макроэволюции»\*.

Я. А. Бирштейн пришел к выводу, что эволюционные изменения, которым подверглись группы животных при освоении больших глубин, сильно различны. Одни группы представлены теми же родами, что и на мелкоморье, у других на больших глубинах возникли особые роды, семейства, а в отдельных случаях и даже более высокие таксоны. Присутствие древних, реликтовых форм и возникновение особых таксонов высокого класса позволяет судить о древности глубоководной фауны, а следовательно, и о древности больших глубин океана, существующих, по крайней мере, с палеозоя. Но с помощью фауны мы не можем определить размеры этих древних глубоководных бассейнов.

Фауна служит важнейшим индикатором солёности океанской воды. Особенно чувствительны к понижению солёности иглокожие, плеченогие, головоногие моллюски.

---

\* Бирштейн Я. А. Некоторые вопросы эволюции глубоководной фауны. — В кн.: История Мирового океана. М., 1971, с. 87.

Л. А. Зенкевич отмечал, что понижение солености даже на 1,0%, изымает из фауны многие группы целиком или частично. По его мнению, в течение фанерозоя соленость Мирового океана не опускалась ниже 3,2—3,4% и могла повышаться лишь до 4,0—4,5%, т. е. постоянно была близка к 3,5—4,0%. Фауна свидетельствует, что мало изменилась за это время и температура океанической воды.

Анализ ископаемой и современной фауны указывает, что океаны, и в том числе их глубоководные (4—6 км) котловины, существуют по меньшей мере с начала палеозоя, соленость воды почти не менялась.

Попытаемся, хотя бы приблизительно, оценить, сколько на нашей планете воды. В морях и океанах ее 1370 млн. км<sup>3</sup>, в реках и озерах — 0,75, в ледниках — 22,6 млн. км<sup>3</sup>. Таким образом, общее количество воды на поверхности нашей планеты около 1400 млн. км<sup>3</sup>. Однако было бы ошибкой думать, что эта цифра указывает весь объем воды на Земле. Значительная часть ее находится в толще коры, а также в более глубоких ее слоях. По мнению гидрогеолога Ф. А. Макаренко, современная подземная гидросфера пронизывает всю земную кору и верхнюю мантию Земли. Ученый выделяет в недрах Земли несколько гидрофизических зон: первая — зона твердой воды (лед); вторая — область существования жидких флюидов — ограничена геоизотермами фазовых переходов «вода — лед» и «вода — пар» для природных растворов. С глубиной температура в этой зоне возрастает от точки замерзания до критической (273° для чистой воды и до 450° С для минерализованной). По Ф. А. Макаренко, зона охватывает до 80% объема земной коры. Под древними платформами, где геотермический градиент относительно низок, нижняя граница ее может опускаться до 60 км. В областях с более высоким градиентом мощность зоны меньше 25 км. В более глубоких гидрофизических зонах происходит распад молекул воды на Н<sup>+</sup> и ОН<sup>-</sup> и физические свойства флюида меняются.

Нас интересует объем воды во второй гидрофизической зоне, верхняя и нижняя границы которой так близко совпадают с тем, что геофизики и геологи условились называть земной корой. Гидролог И. А. Федосеев, недавно критически проанализировавший все материалы, считает, что в земной коре находится 800 млн. км<sup>3</sup> воды.

Дж. Кальп называет следующие цифры: в осадочных породах 90 млн. км<sup>3</sup>, в метаморфических — 22 млн. км<sup>3</sup>, в базальтовом слое — 730 млн. км<sup>3</sup>. Итого 842 млн. км<sup>3</sup>. Американский геохимик Р. Руби оценивает общее количество воды только в кристаллических породах земной коры в 300 млн. км<sup>3</sup>. Если взять более реальную цифру, 700 млн. км<sup>3</sup>, то оказывается, что в земной коре сейчас находится примерно половина того количества воды, которое образует гидросферу. Итак, две трети воды — на поверхности Земли и одна треть — в коре. Всего на Земле 2100 млн. км<sup>3</sup> воды. Заметим, что объем воды в земной коре, возможно, сильно занижен. В коре ее может быть и больше. По подсчетам гидролога В. Д. Дерпгольца, общее количество воды на поверхности Земли и в ее коре достигает 2500 млн. км<sup>3</sup>.

В земной коре вода находится в двух основных состояниях: в свободном — заполняет трещины, поры, пространства между кристаллами, диффундирует через вещество земной коры, в связанном — входит в кристаллическую решетку многих минералов. Если с увеличением глубины по мере уплотнения пород происходит постепенное уменьшение количества свободной воды, то с кристаллизационной водой дело обстоит иначе. Различные минералы, содержащие в своей кристаллической решетке воду, образуются в разных диапазонах температур и давлений. Следовательно, в разных по глубине зонах количество связанной воды может быть различным. Об этом подробнее будет идти речь в одной из заключительных глав книги. Сейчас лишь обратим внимание на то, что количество воды внутри земной коры огромно, и эта вода за длительный период развития Земли в той или иной степени участвовала в общем круговороте воды на планете.

Проблема возникновения воды и эволюции гидросферы неразрывно связана с более общим вопросом — образованием Земли как планеты. В настоящее время обсуждаются две различные гипотезы происхождения Земли. Согласно одной, разработанной наиболее полно академиком О. Ю. Шмидтом, планета образовалась из захваченного Солнцем холодного пылевого облака. Сначала в пределах облака возникли многочисленные астероиды, а затем из роя этих тел стали формироваться планеты, постепенно увеличивая свой объем за счет падения новых тел.

Таких же представлений об образовании Земли придерживается и известный американский геохимик Г. Юри. Согласно гипотезе Шмидта — Юри, только что возникшая Земля не имела мощной водной и газовой оболочки, хотя незначительное количество воды могло оказаться на ее поверхности, будучи принесенной в ядрах комет. Образование гидросферы и атмосферы авторы связывают с выделением водяных паров и иных газов из недр планеты в процессе ее разогрева радиогенным теплом. Поскольку в начальный период развития Земля не была еще разогрета изнутри, следует допустить, что плотной атмосферы и большого количества воды на поверхности еще не было. Затем, по мере разогрева недр, газы и воды стали поступать на ее поверхность и в земную кору.

По гипотезе изначально горячей Земли вокруг нее с самого начала существовала газовая оболочка, вероятно, содержащая и пары воды. Но в парообразном состоянии воды могло быть относительно немного.

За геологическую историю планеты, в особенности с момента появления на ней жизни, атмосфера Земли сильно эволюционировала. В различных взаимоисключающих гипотезах образования Земли история ее атмосферы и гидросферы рисуется одинаково. В начальный период жизни воды на поверхности планеты не было или было очень мало. Затем в результате дегазации мантии, а возможно и ядра, вода в земной коре и на поверхности планеты постепенно накапливалась. Многие исследователи (П. Н. Кропоткин, В. Е. Хаин, Ф. А. Макаренко, Ф. Кузнен и др.) полагают, что в последний, фанерозойский, период жизни Земли вода стала выделяться в меньшем количестве вследствие того, что запасы ее в мантии постепенно иссякли.

Поскольку наши современные представления о механизме выделения воды и скорости этого процесса не выходят из разряда гипотез, выберем наиболее простой вариант: допустим, что за всю геологическую историю Земли вода выделялась из недр с равномерной скоростью. Если принять общее количество воды на поверхности планеты и в земной коре равным  $2100 \text{ млн. км}^3$  и разделить его на геологический возраст Земли (4,5 млрд. лет), то получится, что в среднем ежегодно из недр выделялось около половины  $1 \text{ км}^3$  воды. По мнению некоторых специалистов, например члена-корреспондента АН СССР

А. Б. Рогова, количество выделившейся воды из мантии за единицу времени сильно менялось, подчиняясь тектоническому ритму Земли. Он предполагает резкое увеличение выноса воды из мантии в земную кору на рубеже архейской и протерозойской эр и во вторую половину мезозоя, т. е. в периоды наиболее интенсивной гранитизации в истории Земли. Мысль связать поступление воды из мантии с периодичностью тектонических процессов на Земле, хотя и кажется привлекательной, не получила, однако, широкого признания. За геологическую жизнь планеты было огромное число эпох тектонической активизации и гранитизации, и отдать предпочтение какой-либо из них было бы неверным. Кроме того, гранитизация, как сейчас установлено, это процесс исключительно коровый, и участвующая в нем вода мобилизуется из пород земной коры.

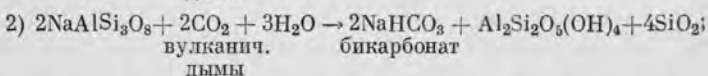
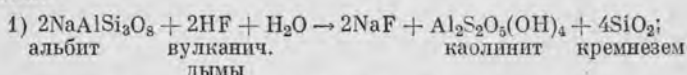
Одной из важных проблем геохимии является выяснение истории формирования солевой массы Мирового океана. Геохимическая эволюция растворенных в океанах химических соединений должна учитываться при разработке общей гипотезы их происхождения. «Между океаническим раствором и горными породами дна и берега, между вулканическими газами и атмосферой за большой период геологической жизни Земли установились перемежающиеся равновесия — непрерывно меняющиеся, большие и малые»\*, — писал академик А. П. Виноградов. Рассматривая сложную проблему формирования солевой массы океанов, А. П. Виноградов выделял в ней три основные стадии: 1) раннюю, когда биосфера отсутствовала (глубокий архей); 2) среднюю — становление биосферы (конец архея — палеозой); 3) современную (с палеозоя до наших дней). Он писал: «Можно определенно утверждать, что вся анионная часть солей океана возникла из продуктов дегазации вулканов, а катионная — за счет разрушения горных пород».

Находящиеся сейчас в воде океанов количество брома и хлора может быть объяснено только за счет дегазации мантии. Если даже все породы земной коры были бы разрушены, то и в этом случае имеющиеся в океанах  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{F}^-$ , а также  $\text{SO}_4^{2-}$  и  $\text{HCO}_3^-$  принесены в океан быть не могли.

\* Виноградов А. П. Введение в геохимию океанов. М., 1967, с. 26.

В ранний период истории Земли, когда жизнь на ней еще не возникла, вместе с вулканическими лавами и парами воды из земных недр на поверхность планеты поступали  $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{NH}_3$ ,  $\text{S}$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{H}_3\text{BO}_3$ ,  $\text{HCl}$ ,  $\text{HF}$ ,  $\text{HBr}$ ,  $\text{HI}$  и др. Первые порции конденсированной воды были кислыми, главным образом за счет выноса таких сильных кислот, как  $\text{HCl}$ . Последние разрушали базальты и другие породы, извлекая из них необходимое для нейтрализации количество щелочей, щелочноземельных и других элементов.

Вот наиболее типичные реакции, которые, по мнению А. П. Виноградова, происходили на Земле до развития жизни:

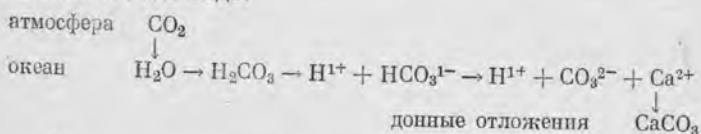


Образующиеся таким путем соли в воде хорошо растворялись. Следовательно, океан изначально был солевым бассейном. По мере выноса воды вулканами и гидротермами пропорционально выносились и кислые дымы, поэтому параллельно с количеством воды росло в океане и количество солей. Виноградов считал, что общая концентрация солей, вероятно, мало отличалась от современной, поскольку ювенильная вода всегда сопровождалась летучими примерно в тех же отношениях, что и сейчас.

Те газы, которые не растворялись в океанической воде ( $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{NH}_3$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{SO}_2$ ), частично переходили в атмосферу и вместе с парами воды формировали ее. Кислорода в атмосфере не было.

Появление жизни изменило геологические процессы. Это отразилось на формировании атмосферы, солевого состава океана и отлагавшихся на его дне осадках. В результате жизнедеятельности организмов появился свободный кислород. Возникла новая окислительная обстановка, изменившая существовавшее ранее равновесие атмосферы и океана. Углекислый газ был почти полностью извлечен из атмосферы живыми организмами. В водоемах стали отлагаться органогенные карбонаты.

Сера перешла в  $SO_4$ , изменив состав океанической воды. Аммиак ( $NH_3$ ) был исчерпан живыми организмами или окислен в элементарный азот. Жизнедеятельность организмов создала современную азотно-кислородную атмосферу планеты. На ее поверхности стали активно идти процессы окисления. Окисление соединений углерода увеличило содержание  $CO_2$  в воде и атмосфере. Это привело, заключает А. П. Виноградов, к бикарбонат-карбонатному равновесию — буферу, обеспечивающему стабильность состава воды океана, что важно для жизни в океанической воде:



Итак, в эволюции химического состава океанических вод намечается лишь один крупнейший рубеж, связанный с возникновением жизни. После того как в результате жизнедеятельности организмов появилась на планете азотно-кислородная атмосфера и начался процесс биогенного накопления карбонатов, химический состав океанических вод относительно стабилизировался.

Близкий к постоянному химический состав океанов выдерживался в течение всей последующей геологической истории планеты, несмотря на то что количество воды на Земле постепенно увеличивалось. Одновременно с притоком из недр воды примерно в той же пропорции поступали в виде кислот анионы: хлор, сера, углерод и др. Поскольку для нейтрализации кислот в породах земной коры всегда было достаточно щелочных и щелочноземельных элементов, дополнительная порция воды имела примерно тот же процент солей, что и вода уже существующих океанов. Значительных изменений в процентном содержании солей в процессе геологической истории в океане не происходило. Обратим внимание, что по данным бурения с углублением в недра Земли концентрация солей в подземных водах возрастает. Это свидетельствует о том, что первичные воды изначально были солеными. Лишь путем выпаривания на поверхности Земли возникли пресные воды.

В океаническом растворе остались те элементы, для которых в условиях земной поверхности нет активных оса-

дителей. Остальные химические элементы не сохранились в океане в тех количествах, в каких они были вынесены из мантии. Для дальнейшего изложения материала существенное значение имеет история таких элементов, как углерод, азот, кремний. Реакция перевода поступающего из мантии растворенного в воде углерода ( $\text{CO}_2$ ) в осадок начала действовать с момента возникновения океана. Эта реакция и сейчас является главной. Вторая реакция накопления углерода, связанная с жизнедеятельностью растений, появилась позже. Несмотря на активность, ею выведено из атмосферы и переведено в осадок меньшее количество углерода, чем первой реакцией. Уже в глубоком архее океаническая вода достигла насыщения по карбонатам железа, магния, кальция.

При осаждении карбонатов на дно океана исключительное значение имеет так называемая критическая, или компенсационная, глубина накопления карбонатов, ниже которой карбонатное осадконакопление прекращается. В современных океанах — это глубины около 4500 м. Она несколько изменяется в зависимости от температуры воды. Анализ кернов глубоководного бурения показал, что с позднего мела до современной эпохи сколько-нибудь значительного изменения компенсационной глубины не происходило.

Первичный ювенильный раствор, выходя на поверхность Земли, всегда был насыщен кремнеземом. Следовательно, океаны с самого начала их образования были насыщены этим элементом. Новые порции кремнезема, поступающие в океаны вместе с поднимающимися из недр ювенильными растворами или принесенные реками, осаждались в океаническом бассейне. Существенным фактором перераспределения кремнистых осадков были морские организмы (главным образом планктон). С глубиной растворимость кремнезема уменьшается. Вследствие этого в глубоководных котловинах океанов кремневые раковины в большинстве своем растворяются, не достигнув дна. Иная обстановка на мелкоморье. Там кремневые скелеты раковин в большей мере переходят в осадки. Таким образом, в океане постоянно существовал механизм переноса кремнезема из глубоководных его частей на шельфы и в эпиконтинентальные моря.

Зарождение жизни и появление свободного кислорода резко изменило геохимию серы, железа, азота. Главной

формой миграции серы стал ион  $\text{SO}_4$ . Основные ее объемы в виде соли перешли в океан, а затем частично и в осадок. Азот в форме свободного газа сконцентрировался в атмосфере, а железо в виде  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  стало концентрироваться в осадках.

История водной и солевой массы непременно должна учитываться при разработке гипотезы образования океанов. Подчеркнем такие стороны этой проблемы, как биологическое доказательство длительности существования на Земле океанов, стабильности их солевого состава (после возникновения жизни), постоянства основных химических реакций, переводящих в осадок или в атмосферу избыточные количества тех или иных элементов. Объем воды на Земле постепенно увеличивался. Вследствие этого площадь, занятая океанами, росла в размерах. Глубоководные (до 4—6 км) котловины в океанах существуют, по крайней мере, с палеозоя. Однако современные ультраабиссальные впадины (океанические желоба), судя по развитой в них современной фауне, возникли в геологическом летоисчислении недавно — в последние 10—20 млн. лет.

### **Колебания уровня океана и его дна**

Одна из интереснейших проблем, встающих при выявлении природы океанических впадин, — это восстановление по геологическим данным колебаний уровня воды в океане и изменения его глубины. Еще несколько лет назад это можно было бы делать, основываясь лишь на материалах, собранных на суше, а она, как известно, составляет лишь 30% поверхности Земли. В связи с развитием бурения на дне океанов стало возможным привлечь к решению этой проблемы и данные по океаническим осадкам.

Колебания уровня океана в далеком прошлом геологи фиксируют по смене морских отложений континентальными, и наоборот. Но такая смена отложений, свидетельствующая о наступании (трансгрессии) или отступании (регрессии) моря может быть вызвана двумя различными причинами: 1) опусканием или поднятием относительно локального участка суши (такие движения геологи именуют эпейрогеническими — создающими кон-

типент);\* и 2) повышением или понижением уровня Мирового океана (такие колебания уровня океана называются эвстатическими). В случае эпейрогенических движений речь идет о кажущихся колебаниях моря, а в случае эвстазии происходят истинные изменения высоты уровня океана.

Очень крупное относительно недавнее поднятие уровня Мирового океана произошло в конце четвертичного периода (15 тыс. лет назад), когда уровень океана повысился на 100—130 м. Оно было вызвано таянием материковых ледников, покрывавших в период оледенения мощным (до километра и более) панцирем всю северную часть Евразии и Северной Америки. В четвертичном периоде имело место несколько (не менее четырех) колебаний уровня океана — подъема и опускания (рис. 1). Каждый подъем уровня океана (трансгрессия) был связан с межледниковым периодом, а опускание (регрессия) — с ледниковой эпохой.

Следы понижений уровня океана в далеком и недалеком геологическом прошлом очевидны. Однако имеются свидетельства того, что современный уровень океана не самый высокий. В ряде мест, например на побережье Юго-Восточной Азии, обнаружены ракушечники и абразионные ниши на высоте до 10 м над уровнем современного океана. Правда, эти факты можно объяснить и локальными поднятиями суши при неподвижном уровне океана. Но вот недавно американские исследователи Те Лун-ку, М. Киммел, У. Истон и Т. О'Нил нашли новое подтверждение гипотезы о более высоком уровне Мирового океана в прошлом. Близ побережья Оаху (Гавайские острова) были взяты образцы кораллов для определения их абсолютного возраста по урану и торию. Лабораторный анализ показал, что 120 тыс. лет назад береговая линия находилась на уровне, превышающем современный на 7,6 м. Видимому, вследствие еще большего, чем сейчас, таяния льдов Антарктики, Гренландии и высокогорных хребтов уровень океана однажды ненадолго поднялся выше современного.

Подъемы и опускания уровня океана происходили и в более ранние геологические эпохи (рис. 2). Так, крупная регрессия моря, сопровождавшаяся опусканием уровня океана почти на 100 м, была в середине плиоцена, т. е. 7—5 млн. лет назад, а еще более ранняя — в позднем

миоцене (12—10 млн. лет назад). Такие опускания уровня океана установлены на том основании, что как раз в это время практически во всех регионах мира происходило распространение популяций холоднолюбивой фораминиферы *Globigerina pachyderma* с приполярных зон в средние широты. Каждая экспансия соответствовала похолоданию и общему понижению температуры океанической воды. В прибрежных мелководных зонах фазам холодноводных условий соответствуют регрессии моря — образование лагун, обмеление и т. д. Неоднократно наблюдавшиеся совпадения похолоданий и эвстатических понижений нельзя признать случайными, и это закономерность.

Для последнего (четвертичного) периода истории Земли похолодание было причиной регрессии (массы воды сконцентрировались в материковых ледниках), а понижение уровня — следствием оледенения. Той же причиной (похолоданием), по-видимому, вызвано понижение уровня в неогене. Это произошло главным образом за счет увеличения льдов в Антарктиде, хотя не исключены и иные причины понижения уровня океана, о которых будет сказано ниже.

Одна из наиболее крупных всемирных регрессий моря произошла на рубеже мезозойской и кайнозойской эр.

О характере колебаний уровня Мирового океана в более раннее геологическое время, например в мезозое, можно получить сведения, основываясь на материалах по континентам. Производились подсчеты площадей, занятых морем в разные геологические эпохи. Оказалось, что для двух крупнейших континентов Земли — Северной Америки и Евразии — характер изменения площади морей в значительной степени одинаков (рис. 3). Это позволяет думать, что обнаруженные колебания уровня океана носили глобальный характер. Как видно из рисунка, в течение мезозоя и кайнозоя имело место два максимальных повышения уровня океана: в первую половину поздней юры и в середине верхнемеловой эпохи. Геолог Д. П. Найдин обращает внимание на то, что трансгрессии развиваются относительно медленно. Трансгрессия, начавшаяся в триасе, продолжалась 70—75 млн. лет, тогда как сменявшая ее регрессия длилась всего 20—25 млн. лет. Следующая (меловая) трансгрессия развивалась 40—45 млн. лет, а регрессия, закончившаяся к датскому веку, длилась 15—20 млн. лет. По-видимому, это не случайно и указы-

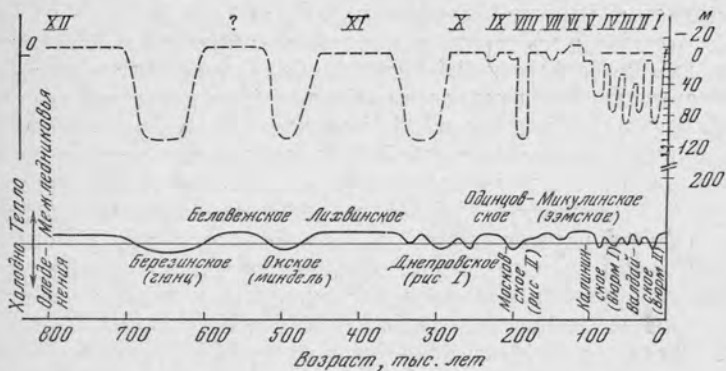


Рис. 1. Сопоставление колебаний уровня Мирового океана с эпохами похолоданий и потеплений (по П. А. Каплину и Е. Н. Невескому)  
 Вверху — предполагаемые колебания уровня океана; I—XII — морские террасы; внизу — палеоклиматическая кривая

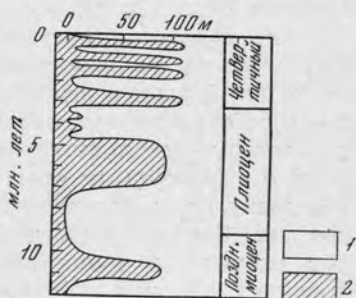


Рис. 2. Главнейшие эвстатические циклы в неогене (по О. Бенди)  
 1 — трансгрессии; 2 — регрессии

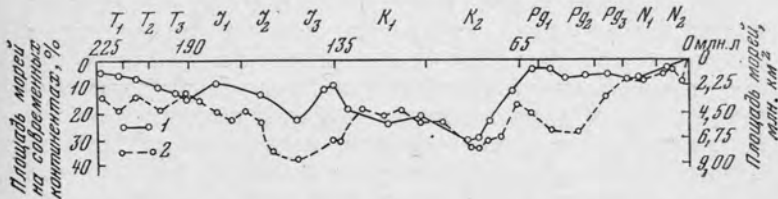


Рис. 3. Изменение площадей, занятых морями, за последние 225 млн. лет  
 1 — Северная Америка (по П. Деймону и Р. Мейжиру); 2 — Евразия (по Д. П. Найдину)

вает на разные механизмы, регулирующие поднятие и опускание уровня Мирового океана.

Как мы уже говорили, основной причиной колебания уровня в четвертичный период было изменение объема океанических вод вследствие таяния (или возникновения) материковых ледников. С меньшей долей вероятности можно предполагать такое объяснение и для неогена, поскольку в то время еще существовали ледники на Антарктическом материке. Однако такое объяснение не годится для более ранних эпох, и в особенности для мезозоя. Колебания уровня Мирового океана вызваны какими-то иными причинами. Одна из возможных — поднятие уровня океана вследствие накопления в нем осадков. Сейчас установлено, что, за исключением прибрежных районов, скорости осадконакопления в океанах очень низкие. Поэтому названная причина если и может повлиять на подъем уровня океана, то крайне слабо. В этом легко убедиться на примере последнего (кайнозойского) отрезка геологической истории — несмотря на обильный снос осадков за счет размыва гор, имеет место регрессия. Следует обратить внимание на то, что за счет осадков уровень океана может подниматься, но не опускаться. Трансгрессию на континентах могут вызвать и подводные излияния больших объемов вулканических лав.

Колебания уровня океана связывают также с горообразовательными движениями на континентах. Давно замечено, что крупным орогеническим фазам соответствуют регрессии, а тектонически спокойным эпохам — трансгрессии. Однако продолжительность регрессий в несколько раз превышает время орогенических фаз. Кроме того, в разных районах складкообразование происходит в разное время.

Основной причиной, вызывающей на континентах мировые трансгрессии и регрессии, является, по мнению большинства ученых, изменение емкости океанических впадин. Очень постепенная, но длительная трансгрессия может быть вызвана постоянно идущим увеличением объема воды в океанах вследствие ее выделения из мантии. Ежегодное увеличение объема воды на  $0,5 \text{ м}^3$  за 100 млн. лет дает уже внушительную цифру — 50 млн. км<sup>3</sup>.

Если трансгрессия на континентах может вызываться различными причинами (подъем дна океана, поступление в океан осадков, подводный вулканизм, увеличение объе-

ма воды), то регрессия — лишь опусканием дна океанов. Относительная кратковременность верхнеюрской и верхнемеловой регрессий на континентах свидетельствует о том, что опускания дна происходили быстро и захватывали значительные пространства.

Величину изменения (повышения, опускания) за геологическое время уровня Мирового океана можно определить только по отношению к континентам. По подсчетам А. Галлама, развитие позднеюрской трансгрессии обеспечивалось повышением уровня океана на 50 м за 40 млн. лет. По Д. П. Найдину, позднемеловая трансгрессия могла быть вызвана поднятием уровня океана на 30—60 м. За это время площадь Мирового океана увеличилась на 40—55 млн. км<sup>2</sup> и достигла 400—415 млн. км<sup>2</sup>. При подъеме воды за 40 млн. лет на 50 м ежегодное увеличение объема океана составляет всего 0,5 км<sup>3</sup>. Как уже говорилось, именно этой цифрой измеряется постоянный прирост воды на Земле, если считать, что вода накапливалась равномерно. Таким образом, мезозойские трансгрессии могли быть вызваны лишь постепенным увеличением воды на Земле.

Причина регрессий иная. Они объясняются прежде всего крупными опусканиями океанического дна. Судя по кривой, приведенной на рис. 3, в течение мезозоя и кайнозоя было две мощных эпохи опускания дна: первая — на границе юры и мела, вторая — на рубеже мезозоя и кайнозоя. За относительно короткий срок ( $20 \pm 5$  млн. лет) объем вновь возникших впадин, поглотивших воду, составил 20 млн. км<sup>3</sup>. Это соответствует опусканию на километр примерно такой площади дна океанов, как территория нашей страны. В действительности площади опускания дна за это время были во много раз больше.

Еще несколько лет назад трудно было предположить, что ученые получают неоспоримые сведения о грандиозных, на 4—6 тыс. м, опусканиях дна океанов за геологически ничтожное время, составляющее 1—2% от длительности жизни Земли. Эти факты были добыты с помощью бурения дна океанов. Обратимся к Индийскому океану. Его дно состоит из нескольких глубоководных котловин, разделенных меридионально ориентированными Западно-Индийским, Мальдивским и Восточно-Индоканским валоподобными поднятиями. Скважины, пробуренные в цен-

тральных частях котловин, не показывают признаков мелководности отложений. Многие из скважин достигли базальтов. Прослой и карманы среди базальтов, заполненные осадками, позволяют думать, что ниже забоев скважин залегают более древние осадочные слои.

Иная обстановка в краевых частях глубоководных котловин и на подводных хребтах. Там почти повсеместно (в 13 скважинах) обнаружены осадки, отлагавшиеся в мелководных условиях. Признаки мелководности выражаются в наличии глауконитовых и фосфатных отложений, мелководной фауны (пелециподы, мшанки, криноиды), угленосных пород. Чаще признаки мелководности отмечаются в низах осадочной толщи океана, а выше, по разрезу, бурением вскрыты глубоководные слои. Опускание дна было быстрым и не компенсировалось осадконакоплением. В граничащей с Австралией Восточно-Австралийской котловине опускание началось в верхнемеловую эпоху и продолжалось в кайнозой (рис. 4). За это время дно понизилось на 5500 м. Скважина, пробуренная на Западно-Австралийском поднятии, показала, что там опускание началось позже — во вторую половину палеогена. За последние 50 млн. лет погрузились Восточно-Индоеокеанский и Мальдивский хребты, первый — на 2500—3500 м, второй — на 2000 м. Погружение плато Натуралистов (у юго-западного выступа Австралии) и западной части Сомалийской котловины (близ материкового склона Африки) началось еще позже — в миоцене и достигло с того времени 3000—4000 м.

Поскольку доказательства опускания дна обнаружены как в восточной, так в центральной и западной частях Индийского океана, следует отметить, что это не локальные явления, а процесс, захвативший весь океан. Он проявился, с одной стороны, в расширении площади глубоководных котловин. Такое расширение океана происходило в верхнемеловое время, в палеогене и неогене. С другой стороны, наличие мелководных отложений на Мальдивском, Восточно-Индоеокеанском поднятиях и на подводном продолжении острова Мадагаскар, опущенных сейчас на 1000—3000 м, указывает на общее погружение дна всего или большей части Индийского океана, начиная со второй половины палеогена.

Обратимся к Атлантическому океану. В Северной Атлантике следы опусканий дна обнаружены в Норвежском

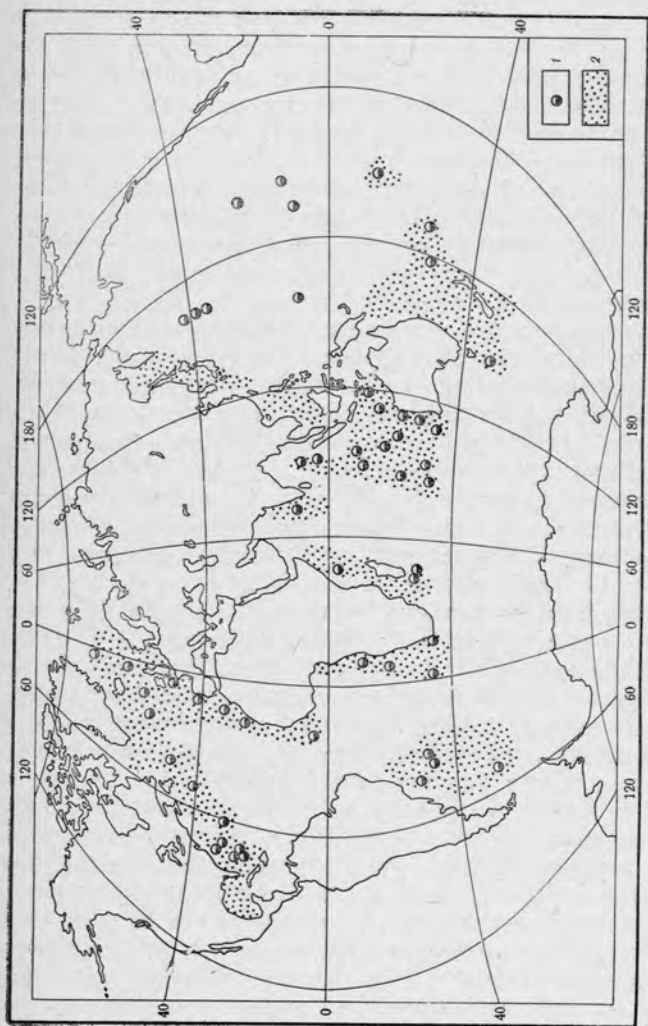


Рис. 4. Крупное (1—5 км) опускание океанического дна в верхнемеловую эпоху и в кайнозое  
 1 — местоположение буровых скважин «Гломара Челленджера», вскрывших мелководные отложения на больших  
 глубинах; 2 — область крупного опускания дна океана

море и на Фареро-Исландском подводном хребте. Бурение «Гломара Челлепджера» показало, что образование Норвежского моря началось примерно 55 млн. лет назад. В течение первых 25 млн. лет площадь бассейна увеличивалась, что сопровождалось отодвиганием его берега на запад на 150 км. Затем произошло опускание суши вблизи Гренландии, расширившее площадь Атлантического океана. Вследствие опускания дна 15 млн. лет назад возникло остаточное подводное плато протяженностью несколько сот километров — Фареро-Исландский хребет, служивший южной границей Норвежского моря. В скважине, пробуренной на хребте, обнаружена лава, которая в момент извержения изливалась на суше, а не под водой. Возраст ее менее 20 млн. лет, следовательно, погружение хребта на 1300 м произошло в верхнем миоцене.

Погружение хребта привело к соединению Норвежского моря с Атлантическим океаном. Бурение на плато Рокколл (к северо-западу от Британских островов) показало, что мелководная обстановка существовала там дольше, чем на склонах Бискайского залива, — вплоть до второй половины палеогенового периода. Резкое погружение района плато Рокколл на 1400—2700 м произошло в среднем эоцене, когда поверх мелководных осадков (лигнитов, конгломератов) стали накапливаться глубоководные осадки. Банка Рокколл погрузилась на 900 м.

При бурении на континентальном склоне Бискайского залива на глубинах от 2340 до 4400 м вскрыты отложения верхней юры и конца раннего мела. В раннемеловое время здесь, как и во многих других районах Атлантики, отлагались черные глины, богатые органическим веществом — остатками наземных растений, что свидетельствует о накоплении их в континентальных условиях. Почти во всех скважинах, пробуренных в Бискайском заливе, обнаружен перерыв в накоплении осадков между нижнемеловыми и верхнемеловыми или кайнозойскими отложениями, широко распространенными в Атлантическом океане.

Мелководная обстановка существовала в нижнемеловую эпоху и к западу от Пиренейского полуострова. В скважине на глубинах поверхности 1500 м ниже океана найдены мелководные отложения нижнего мела, содержащие кости рыб и остатки наземных растений. Эти мелководные условия сменились длительным периодом поднятия, поскольку более молодые отложения отсутствуют.

Длительность перерыва в осадконакоплении достигла 100—110 млн. лет. Образование осадков возобновилось только в миоценовую эпоху, когда накапливались склоновые отложения, состоящие из известняков, обломочно-глинистых пород и песчаников.

Крупные опускания дна зафиксированы в северо-западной части океана. Скважина, пробуренная на гребне подводного хребта (глубина океана 3900 м) вблизи континентального склона Большой Ньюфаундлендской банки, вскрыла под глубоководными известковыми осадками мелководные ракушечники и рифовые известняки пизнего мела. Ниже известняков обнаружен верхний слой сильно пористых, эродированных базальтов аптского возраста, излившихся на мелкоморье или суше. Таким образом, опускание превышает 4000 м. На 2000 м опустилось подводное плато Орфей, расположенное восточнее Ньюфаундленда. В юрском периоде это был континент, на котором отлагались континентальные осадки. Опускание произошло в верхнемеловую эпоху.

Скважина на окраине плато Блейк на глубине 2700 м вошла в коралловый риф. Известно, что светлюбивые кораллы не живут глубже 100 м от поверхности моря. Размещение кораллового рифа на столь значительной глубине свидетельствует об опускании дна океана на указанную величину примерно 125 млн. лет назад.

К югу от Канарских островов установлено погружение дна более чем на 4 км. Оно произошло между ранним и средним миоценом. Более 5 км достигло опускание дна у подножия континентального склона Марокканской впадины.

Пробурена скважина глубиной 850 м на подводной возвышенности Сьерра-Леоне в восточной части Атлантики. Под глубоководными отложениями кайнозоя встречены более мелководные образования мелового возраста. Подводный хребет Китовый погрузился в позднем мелу почти на 3000 м.

Во время бурения в южной части океана, в 300 милях к северо-востоку от восточной оконечности Бразилии, были обнаружены осадки миоцена, напоминающие алювиальные отложения в Амазонке. Поступление речного материала на столь далекое расстояние от современного берега указывает на то, что в миоцене река текла дальше на восток, чем теперь.

Скважина на подводном поднятии Риу-Гранди установила погружение этого блока коры в позднемеловое время. На юге Атлантики западнее Фолклендских островов на забое одной из скважин (глубина моря 2500 м) обнаружены гранитогнейсы. Выше — лигниты юрского возраста континентального облика. Установлено, что по дну океана, более чем на 1200 км к востоку от побережья Аргентины, протягивается продолжение сильно погруженного континентального шельфа. Опускание его произошло в нижнемеловую эпоху.

Таким образом, крупные опускания дна отмечены в северной, центральной и южной частях Атлантического океана. С каждым рейсом «Гломара Челленджера» становится все очевиднее, что в пределах Атлантики значительные участки дна испытали в мел-кайнозойское время опускания, измеряемые многими километрами. Следует обратить внимание, что признаки опускания дна обнаружены в первую очередь на положительных структурах океанов (хребты Фареро-Исландский и Китовый, поднятия Сьерра-Леоне и Фолклендское). Поэтому сомнительно, что в кайнозое, как считает океанолог А. В. Ильин, мог происходить рост этих поднятий. Но если такое явление для некоторых поднятий действительно имело место, то это не меняет общей картины, ибо площадь их по сравнению с размерами океана невелика.

Опускания на несколько километров обнаружены и у подножия континентального склона и даже во внутренних частях глубоководных котловин. Это свидетельствует о том, что участки с океаническим типом коры в недалеком геологическом прошлом находились в мелководных континентальных условиях.

В Тихом океане, по материалам бурения, крупных опусканий океанического дна меньше. Не исключено, что это связано с его слабой изученностью по сравнению с Индийским и Атлантическим. Опускание дна обнаружено бурением в центральной части океана на подводном плато Манихики (опускание 3000 м), поднятии Туамоту (опускание на 3000 м), на хребте Лайн (опускание на 5000 м), южнее Гавайских островов (опускание на 2500 м).

Одним из свидетельств опускания дна, установленного при бурении в глубоководных частях (5700—6200 м) Восточно-Марианской и Северо-Западной котловин Тихого океана, явилось налегание глубоководных пелагических

глин антропогенного, третичного и верхнемелового возраста суммарной мощностью около 300 м на фораминиферовые известняки баррема (нижний мел). Поскольку, как отмечают К. В. Боголепов и Б. М. Чиков, пелагические глины образуются ниже критической глубины накопления карбонатов, а известняковые илы выше ее, то можно предположить, что эти участки дна океана опускались во второй половине раннемеловой эпохи на 1500—2000 м.

Больше признаков опускания в западной части Тихого океана. Так, в Южно-Фиджийской впадине опускания на 5000 м произошли геологически совсем недавно — в плиоцен-четвертичное время, т. е. в последние 5—6 млн. лет. Бурение показало, что Филиппинское море образовалось 60—40 млн. лет назад, Японское — не раньше середины третичного периода. Данных, свидетельствующих о недавних опусканиях Японского и Охотского морей, возникших там, где в мезозое или даже в палеогене существовала суша, очень много. Получены прямые доказательства об опускании на 2000—3000 м склонов Японского глубоководного желоба.

Но не только глубоководное бурение дает нам сведения о крупных вертикальных движениях дна океанов. Свидетельствует об этом и геоморфологический анализ берегов, и в особенности островов. О. К. Леонтьевым, С. А. Лукьяновой и В. С. Медведевым проведен геоморфологический анализ островов и подводных гор центральной и западной частей Тихого океана. Установив определенный геотектонический ряд геоморфологических типов островов, формирующихся при погружении и при поднятии, они проанализировали около 300 атоллов и 100 гийо, что дало им возможность оценить величину погружения или воздымания дна в пределах подводных поднятий.

Анализ составленной ими морфоструктурной карты показал, что ряд крупных положительных форм рельефа дна Тихого океана характеризуется преимущественно отрицательными движениями земной коры. Тем более такая направленность тектонических движений должна быть свойственна океаническому ложу, т. е. понижениям, расположенным между этими поднятиями. Авторы карты отмечают, что ошибка в определении величины движений дна здесь возможна лишь в сторону недооценки размаха опусканий в котловинах, т. е. данные, полученные по рассмотренной методике для котловин, минимальны.

Карта показывает, что наиболее крупные погружения океанических валов (более 1500, а местами и более 2000 м) характерны для северо-западной части Тихого океана. Этот вывод согласуется с материалами по окраинным морям, где доказаны еще более крупные (4000—6000 м) опускания в кайнозой. Средняя скорость опускания дна Тихого океана за этот период оценивается О. К. Леонтьевым, С. А. Лукьяновой и В. С. Медведевым в 5 мм за 100 лет.

Итак, для всех океанов планеты (кроме Северного, который в этом отношении еще не изучен) установлены крупные, измеряемые километрами опускания дна, охватившие если не всю их площадь, то, по крайней мере, половину той акватории, которую они сейчас занимают. Это геологическое явление, начавшееся со второй половины меловой эпохи, столь грандиозно, что не находит себе аналогов на континентах. Для кайнозойской эры этот процесс уже несомненен.

Следует, правда, отметить, что в плиоцен-четвертичное время произошло поднятие срединно-океанических хребтов. Если считать, что все хребты поднялись одновременно, то, по расчетам Г. Менарда, уровень Мирового океана должен был повыситься на 300 м. Однако этого не произошло. Очевидно, опускания дна океанических котловин с лихвой компенсировали уменьшение объема океанов, вызванное поднятием срединно-океанических хребтов.

Площадь океанов составляет 70% земной поверхности. Если допустить, что лишь на половине акваторий Мирового океана происходили такие грандиозные опускания, то это означает, что они захватили третью часть поверхности планеты, т. е. площадь, занимаемую всеми материками. При опускании ее за кайнозой только на 1 км (что явно занижено по сравнению с теми амплитудами опускания, какие дает нам бурение) образовалась емкость объемом 200 млн. км<sup>3</sup>.

Геологические данные по континентам свидетельствуют о крупной регрессии, имевшей место на границе мела и кайнозоя и в течение самого кайнозоя, когда воды схлынули с континентов (см. рис. 3). Эта регрессия может быть объяснена увеличением объема океанических котловин всего на 20 млн. км<sup>3</sup>. Второй несомненный источник заполнения океанических впадин — это осадки, сносимые

с континента. По подсчетам члена-корреспондента АН СССР А. П. Лисицына, в океан ежегодно выносятся 18,5 млрд. т осадков, объемом 7 км<sup>3</sup>. Цифра эта значительна. Необходимо иметь в виду, что современный снос обломочного материала в океан является для обозримого отрезка времени максимальным, поскольку подавляющая часть твердого стока идет за счет разрушения горного рельефа, возникшего в плиоцен-четвертичное время и достигшего современных высот лишь в конце плиоцена и в плейстоцене. Ранее снос обломочного материала был во многие десятки и даже сотни раз меньше. О том, что сносимый с континентов обломочный материал не мог существенно уменьшить объем океанических впадин, свидетельствует следующее.

В плиоцен-четвертичное время объем поступающего обломочного материала был максимальный, однако имела место регрессия моря — уровень его понижался. Следовательно, даже в эпоху максимального поступления обломочного материала рост объема океанических впадин за счет опускания дна превышал сокращение объема этих впадин за счет осадков. Очевидно, что в более ранние геологические эпохи влияние осадконакопления на объем океанических впадин было еще меньше. Сейчас установлено, что скорости осадконакопления в океанах, за исключением прибрежных районов, очень низкие. Представление о незначительной роли седиментационного фактора в изменении объема океанов разделяется Ф. Кюненом, Р. Фэйрбриджем, Д. П. Найдиным и многими другими.

Таким образом, определяющей причиной изменения объема океанических впадин является опускание океанического дна. Оно сопровождается примерно равным увеличением объема воды на поверхности Земли. Остальные факторы не играют существенной роли в изменении объема океанических впадин. Заполнение вновь возникших объемов на 80—90% происходило за счет вновь поступившей из недр Земли воды.

Выше говорилось о том, что за кайнозой, т. е. за 60 млн. лет, произошло увеличение объема океанических впадин на 200 млн. км<sup>3</sup>, сопровождавшееся одновременным увеличением объема почти на такую же величину. Это означает, что ежегодный прирост воды составил 2 км<sup>3</sup>, т. е. был только в 4 раза интенсивнее, чем в среднем за всю жизнь Земли. Конечно, процесс океаниза-

дин в течение кайнозоя не был равномерным. В отдельные отрезки времени он мог быть раза в два выше, чем в среднем для кайнозоя. Но и в этом крайнем случае скорость роста объема воды на Земле была лишь в 8—10 раз выше, чем осредненная за всю историю Земли.

Итак, колебания уровня Мирового океана (его верхней поверхности) в течение обозримого отрезка геологической истории — мезозоя и кайнозоя — были меньшими по величине, чем колебания океанического дна (его нижней поверхности). Это, безусловно, самая удивительная особенность в истории океанов. Частично она может быть объяснена тем, что колебания дна могли иметь разный знак (опускаться в одних местах и подниматься в других). Однако такое, на первый взгляд самое простое, объяснение не подтверждается новейшими материалами по континентальной и морской геологии — площади поднятий и их амплитуды во много раз меньше, чем площади и амплитуды у опускающихся структур.

Выяснение причины столь значительных мезозойских и кайнозойских опусканий дна океана подведет нас к решению всей проблемы образования океанов.

### Рельеф дна океанов

В последние три десятилетия достигнуты огромные успехи в изучении подводного рельефа океанического дна. Оснащенные эхолотами корабли многих стран совершили огромное число рейсов, сеть которых, как паутина, покрыла все пространство Мирового океана. Две трети его твердой поверхности, ранее остававшейся на картах дна океанов белым пятном, изобразились в виде сложных систем горных цепей, узких желобов и обширных плоских впадин, усеянных вулканами с остроконечными или плоскими вершинами.

Изучение морфологии дна океанов и морей будет, разумеется, продолжаться. Предстоящие исследования откроют с помощью эхолотов и других методов много нового. Будут обнаружены и детально откартированы относительно мелкие подводные формы рельефа дна, такие, как подводные ущелья, гребни или отдельные вершины вулканов. Однако сейчас мы можем определенно сказать, что главные черты морфологии океанического дна нам из-

вестны и новые исследования уже не изменят сложившуюся картину.

Поскольку строение рельефа океанического дна мы знаем лучше, чем какой-либо другой его параметр (геологическое строение, геофизические поля и т. д.), то именно эту информацию необходимо максимально использовать при выяснении природы океанов. Действительно, геоморфология океанического дна послужила для всех исследователей, изучающих геологию и геофизику океанического дна, отправной точкой при тектоническом районировании и при формулировании представлений о происхождении океанических впадин.

Строение подводного рельефа всех океанов, несмотря на существенные различия в их размерах, в общих чертах одинаково. Под уровнем моря отчетливо выделяются два основных яруса подводного рельефа: шельф и ложе океанов, разделенные пологонаклонной поверхностью материкового склона.

Если мы мысленно уберем с Земли воду, то на нашей планете можно будет увидеть два наиболее крупных структурных типа рельефа: материки (включая и зону шельфа) и глубоководные котловины. Площадь материков составляет около 150 млн. км<sup>2</sup>; шельфа — 28 млн. км<sup>2</sup>, материкового склона — 55 млн. км<sup>2</sup>. Таким образом, общая площадь материков, шельфа и склона составляет примерно 235 млн. км<sup>2</sup>. Площадь ложа океанов — 277 млн. км<sup>2</sup>. Из сопоставления двух последних цифр видно, что они близки. Таким образом, на земном шаре половину его поверхности занимают океанические впадины с глубинами более 3000 м, а вторая принадлежит материкам и их подводному продолжению.

Исследования последних лет (бурение и сейсмические профили), проведенные на некоторых участках шельфа, показали, что строение его коренного рельефа достаточно сложное, чего нельзя сказать, если судить только по его почти всегда ровной поверхности, опущенной на 100—500 м под уровень моря. Ниже мы специально рассмотрим, как формируется ровная поверхность шельфа и как он устроен на глубине. Изучение шельфов показало тесную связь с прилежащими континентами. В эпохи регрессий моря шельфы становились частью континентов, во время трансгрессий окраины континентов покрывались мелководным морем. На шельфах обнаружены подводные

долины — продолжения рек, текущих на континентах. Эти долины образовались в эпохи регрессий, когда шельфы осушались.

Рельеф материкового склона более сложный — обнаружены подводные долины и каньоны, секущие склон, многочисленные уступы, не говоря уже о глубоководных желобах и других пограничных структурах. Существует несколько типов сочленения материков и океанических котловин. Материковый склон более просто устроен там, где с океанической котловиной граничит древняя платформа, например в южной половине Атлантического океана, в западной части Индийского или вокруг восточной части Антарктического материка. Там имеет место относительно пологий переход от шельфа к ложу океанов в виде наклонной поверхности, осложненной в ряде мест уступами, образованными разломами. Второй тип сочленения континента и океана — это расположенный по их границе глубоководный желоб, иногда сопровождаемый вулканической грядой.

Обратимся к рельефу ложа океанов. Как и на материках, где известны хребты, протягивающиеся на тысячи километров, а также обширные равнинные пространства, на океаническом ложе тоже есть структурные формы различных размеров и типов (рис. 5). Наибольшую известность получили в последние годы так называемые срединно-океанические хребты, обнаруженные во всех четырех океанах — Тихом, Индийском, Атлантическом и Северном Ледовитом. Наиболее рельефно выражен такой хребет в Атлантическом океане. Он с полным основанием может именоваться срединно-океаническим, поскольку действительно проходит по середине между берегами Америки и Африки. Ширина этого подводного поднятия огромна — около 1000 км. Хребет относительно невысок — он возвышается над ложем океана всего на 2000—3000 м. Срединно-океанический хребет состоит из большого числа гряд и плато, вытянутых по его простиранию. Поскольку вертикальный масштаб на приведенном рисунке увеличен в 37 раз, мы должны сделать вывод, что рельеф подводного хребта, с наших «материковых» позиций, следует назвать слаборасчлененным. Лишь в осевой части Атлантического срединно-океанического хребта расчлененность увеличивается. Там расположено, правда далеко не повсеместно, глубокое (до 1000 м и более) ущелье шириной в

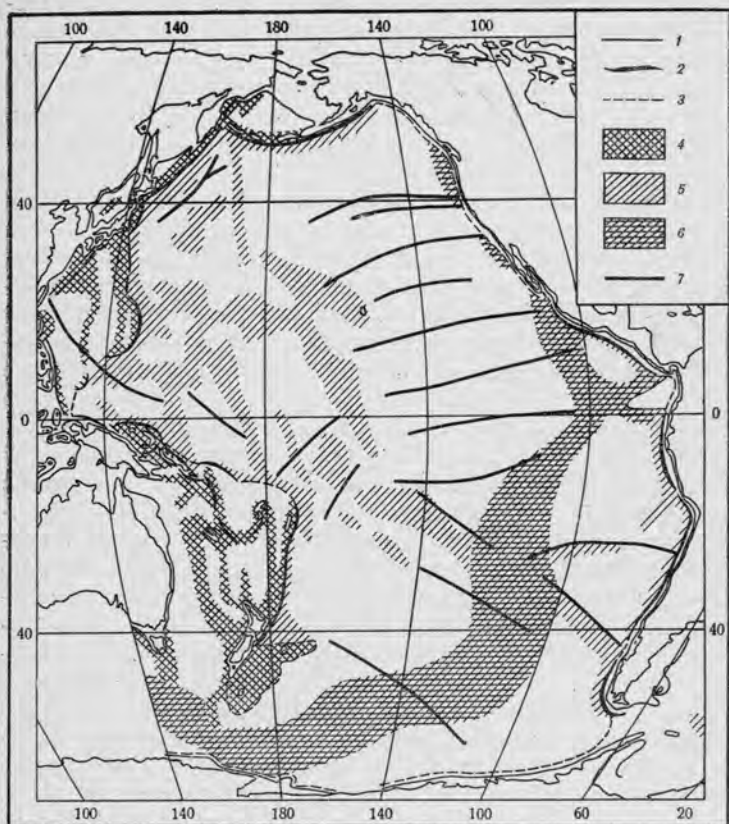


Рис. 5. Схема крупнейших форм рельефа дна Тихого океана (по Г. Б. Удинцеву)

1 — внешний край материковой отмели; 2 — краевые глубоководные океанические желоба; 3 — внешний край переходной зоны; 4 — поднятия переходной зоны; 5 — поднятия ложа океана; 6 — срединно-океанические поднятия; 7 — крупнейшие разломы

несколько десятков километров. Наличие такой тянущейся на тысячи километров приразломной долины сближает строение рельефа срединно-океанического хребта с рифтовыми зонами континентов, например с впадиной озера Байкал. О происхождении таких каньонобразных долин, обнаруженных на подводных хребтах, ведутся сейчас острые дебаты.

Строение рельефа хребта сильно изменяется не только поперек хребта, но и по его простиранию. Это выражается прежде всего в том, что ширина его на разных широтах сильно варьирует. Существенные изменения установлены и на коротком расстоянии. Был поставлен интересный эксперимент: два научно-исследовательских судна «Петр Лебедев» и «Сергей Вавилов» одновременно пересекли Атлантический океан параллельными курсами на расстоянии нескольких миль один от другого. Когда сравнили полученные эхолотные промеры, то оказалось, что они сильно различаются (рис. 6). Это свидетельствует о том, что, как и на суше, фиксированные эхолотом перепады высот океанического дна принадлежат отдельным вершинам, рельеф которых резко изменяется не только вкрест простирания хребта, но и по его простиранию.

Срединно-океанический хребет Атлантики рассечен серией поперечных разломов. Наиболее впечатляющие из них расположены на широте экватора. Здесь срединно-океанический хребет оказался как бы рассеченным разломами, причем северная его часть смещена относительно южной в горизонтальном направлении. Величина смещения, если судить по расстоянию между рифтовыми долинами в северной и южной частях «разорванного» подводного хребта, составляет 500 км. Заметим, что многими исследователями этот факт рассматривается как наиболее яркий пример крупных горизонтальных сдвигов дна океана. Однако он может быть интерпретирован без допущения крупных горизонтальных смещений, если считать, что продольные и поперечные разломы возникли одновременно.

Пример поперечного разлома приведен на рис. 7. Это известный разлом Атлантик, где в 1969 г. научно-исследовательским судном «Академик Курчатов» была проведена детальная съемка. Максимальная глубина в поперечном желобе составляет 5250 м. Его склоны имеют крутизну от 8 до 20° и в ряде мест расчленены ступенями. Драгирование северного склона поперечной долины показало присутствие перидотитов, серпентинитов и габбро. Некоторые исследователи считают, что гребень срединного хребта смещен вдоль поперечного разлома на 67 км.

Изображенная на рис. 7 карта рельефа дна, на наш взгляд, не обязательно должна свидетельствовать о круп-

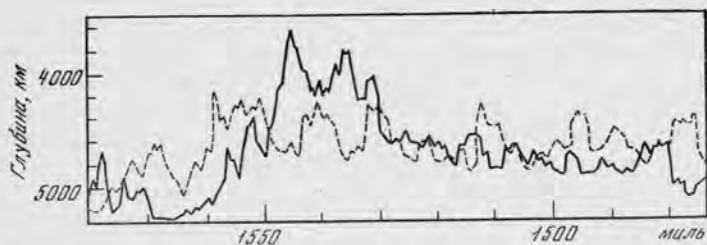


Рис. 6. Профили параллельных промеров через центральную часть Атлантического океана (между 10 и 80° с. ш.)

Сплошная линия — промеры «Петра Лебедева», пунктирная — «Сергея Вавилова»

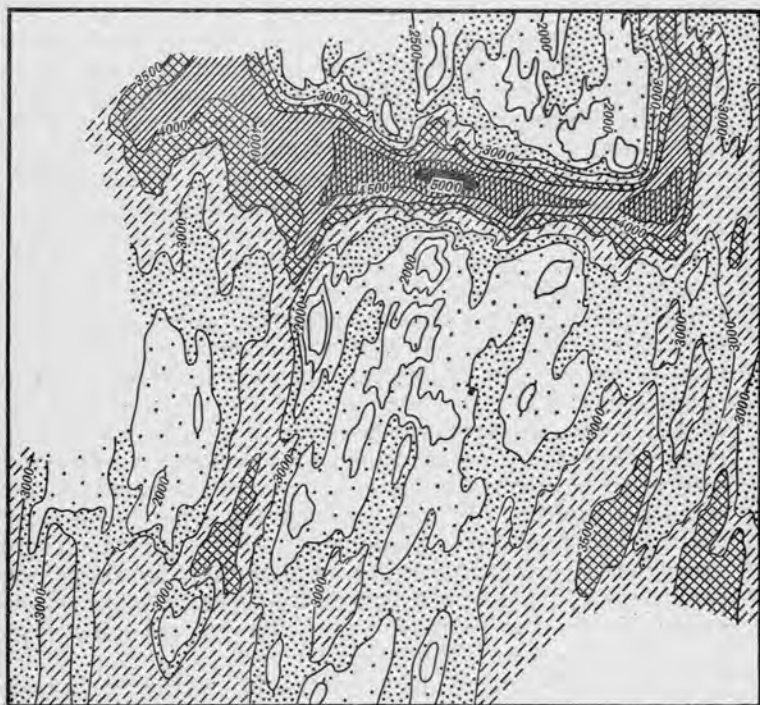


Рис. 7. Гипсометрическая карта срединного хребта Северной Атлантики (зона разлома Атлантике)

ных сдвиговых перемещениях. Поперечная глубоководная впадина скорее всего представляет собой приразломный прогиб. Однако коленаобразные изгибы разлома указывают на то, что его сложная форма образована сочетанием структур двух основных направлений (широтного и меридионального). Последние могли возникнуть одновременно (или одновременно были омоложены).

Остров Исландия большинством исследователей рассматривается как выступающий из воды участок подводного хребта. Изучение геологического строения Исландии, о чем мы ниже расскажем, проливает определенный свет на происхождение срединно-океанических хребтов.

Второй по величине срединно-океанический хребет расположен в восточной части Тихого океана. Начинаясь у берегов Калифорнии (Северная Америка) и следуя в южном направлении, он пересекает экватор и на  $50-55^{\circ}$  ю. ш. поворачивает на юго-запад, протягиваясь между Антарктидой и Австралией. Общая протяженность подводного хребта — 15 000 км, а ширина — 1000—1500 км. Рельеф поднятия относительно прост и может быть назван глыбово-тектоническим. Здесь встречаются такие характерные элементы срединных хребтов, как рифтовые долины. Во время рейса «Академика Курчатова» (1977) в центре Восточно-Тихоокеанского поднятия обнаружено ущелье глубиной до 6600 м с крутыми склонами. Протяженность изученного участка разлома около 200 км. Отдельные наиболее высокие вершины подводного хребта (вулканические конусы) кое-где выглядывают из воды в виде островов. Так, например, вершиной этого хребта является остров Пасхи.

Срединно-океанические хребты установлены в Индийском и Северном Ледовитом океанах. Все они имеют сложный рельеф: состоят из системы гряд, вытянутых по простиранию хребта. Эти гряды частично образованы вследствие вертикального смещения дна по разломам, частично — наплавающимися вулканическими покровами, также приуроченными к разломам. Следует заметить, что рифтовые ущелья в осевой зоне этих хребтов наблюдаются далеко не во всех случаях.

В океанах есть и другие столь же впечатляющие гигантские формы рельефа: островные дуги и сопряженные с ними глубоководные океанические желоба. Они распространены не повсеместно, преимущественно по обрамле-

нию Тихого океана, располагаясь между Северо-Тихоокеанским горным поясом и ложем Тихого океана и вдоль Анд Южной Америки. Дуги образуют ряд гигантских полумесяцев размером по 1500—3000 км каждый. Изобилующие вулканами островные дуги в большей степени, чем срединно-океанические хребты, возвышаются над ложем океана. Некоторые их участки, например Японские острова, столь сильно выступают над водой, что их скорее можно отнести к наземным горам, чем к подводным. Но чаще островные дуги почти целиком спрятаны под водой. Таковы Алеутская и Курильская дуги. Почти все островные дуги обрамлены со стороны океана глубоководными желобами — глубочайшими на Земле впадинами. На островных дугах мы нередко видим вулканы, возвышающиеся над водой на 3—4 км, а рядом с вулканической грядой расположен глубоководный желоб, дно которого на 8—10 км ниже уровня океана. В пределах этой антиподальной пары дуга—желоб размах рельефа на Земле максимальный (до 15 км).

На рис. 8 показано поперечное строение рельефа и осадочного покрова Японского глубоководного желоба. На пересекающих его профилях видно, что построен он достаточно сложно. Желоб асимметричен. Обращенное к вулканической дуге крыло его более крутое, но на более пологом приокеанском крыле также существует система разломов, по которым отдельные части крыла приподняты и опущены, словно клавиши. Наиболее сложно построена осевая часть желоба, состоящая из одного или нескольких узких прогибов, частично заполненных осадками. Огромная протяженность желобов, их линейность и своеобразный поперечный профиль свидетельствуют, что образование таких отрицательных структур на океаническом дне связано с системой гигантских разломов.

Обширные пространства океанического дна с глубинами более 4000 м именуются океаническими котловинами. На обзорных картах дна океана они выглядят совершенно плоскими чашами или овалами, расположенными между материковым уступом и срединно-океаническим хребтом. Однако в действительности рельеф их много сложнее, и лишь из-за мелкомасштабности обзорных карт отобразить его не оказалось возможным. Многие глубоководные котловины Атлантики, Тихого и других океанов имеют особый тип рельефа, не встречаемый на

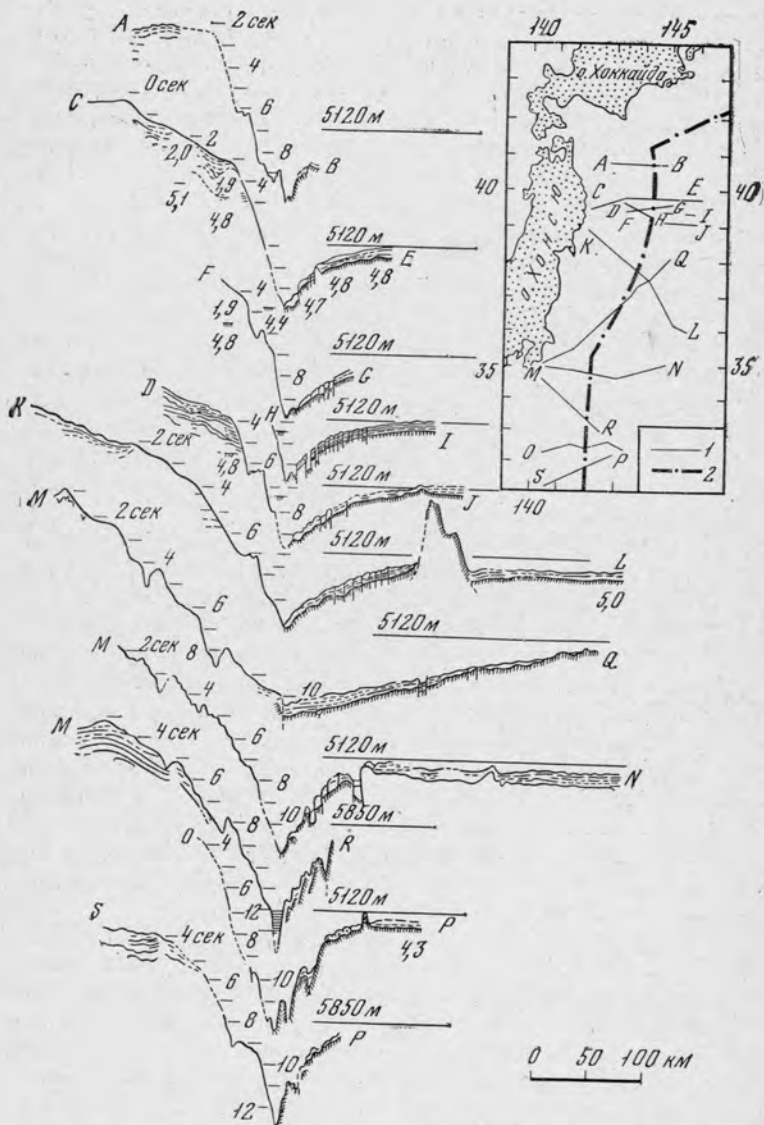


Рис. 8. Профили рельефа и непрерывного сейсмического профилирования (НСП) через Японский желоб

1 — профили НСП; 2 — ось желоба

континентах. На совершенно плоском дне поднимаются одиночные горы и сложно построенные поднятия (рис. 9). Высота гор нередко достигает 1000 м и более, а протяженность — 10 миль и более. Другой особенностью морфологии таких областей является единый уровень плоских участков на огромных пространствах дна. «Создается впечатление, — пишет А. В. Ильин, — что холмы и горы, поднимающиеся над ними, погружены в жидкость, свободно сообщающуюся между ними»\*.

Типичными формами рельефа на дне океана являются одиночные вулканы. Особенно широко распространены они в центральной и северной частях Тихого океана. По подсчетам океанолога Н. И. Лариной, общее число крупных вулканических гор достигает там 5000—6000. Мелких холмов на дне океана насчитывается несколько сотен тысяч. Возникли горы вследствие накопления базальтовых лав вокруг вулканов. Американский ученый Х. Хесс обратил внимание, что многие подводные горы имеют плоскую вершину. Такие плосковерхие подводные возвышенности в виде усеченного конуса получили название гийо. Образование плоских вершин на подводных горах объясняется тем, что ранее они возвышались над уровнем океана и морские волны размыли вершину, сивелировав ее по уровню океана. Позже уплощенные горы опустились на глубину 2000—3000 м. О том, почему сейчас гийо опущены на разную глубину, существует несколько мнений. Одни исследователи считают, что ранее поверхность океана была много ниже, другие полагают, что гийо опустились под действием собственного веса — земная кора прогнулась и вершина оказалась под водой. По-видимому, в природе имеют место и та и другая причины.

Характерной формой рельефа океанических котловин являются зоны разломов. Они обычно прямолинейны и протягиваются на расстояние до 3000—4000 м. В рельефе дна океанов они выражены по-разному. В некоторых случаях обнаружены крутые уступы с амплитудой до 500 м, однако чаще линии разломов трассируются цепочками вулканических и горстовых гор или, наоборот, отрицательными формами рельефа — глубокими и узкими желобами-трещинами. Особенно огромны по протяженности разломы в восточной части Тихого океана.

\* Ильин А. В. Геоморфология дна Атлантического океана. М., 1976, с. 116.

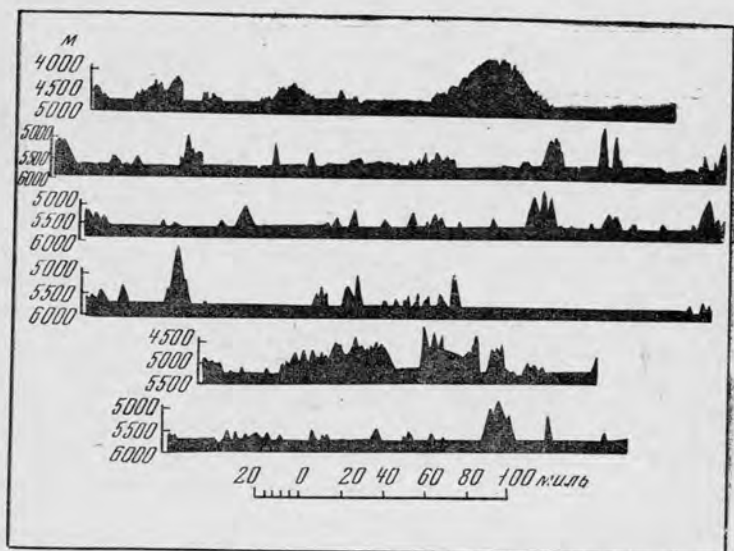


Рис. 9. Типичные профили холмистых равнин Северной и Центральной Атлантики (по А. В. Ильину).

Соотношение горизонтального и вертикального масштабов 1 : 37

На дне океанических котловин расположено значительное число пологих и очень широких поднятий типа свода. В ширину они достигают сотен километров, тогда как их вертикальная амплитуда всего несколько сотен, максимум 1000—2000 м. Г. Б. Удинцев называет их валами. В Тихом океане — это возвышенность Шатского, хребет Муссау и др., а также пологий вал — пьедестал Гавайского хребта.

Одной из крупных положительных форм подводного рельефа являются вулканические хребты. В большинстве случаев это покровы вулканических лав или валообразные «вздутия», поднятия океанического дна. Вулканические хребты встречаются как по периферии, так и в центральной части океана, например Гавайский хребет (рис. 10). Он возник вдоль ослабленной разломами зоны, где длительное время (по меньшей мере с эоцена, т. е. в течение 70 млн. лет) происходили излияния базальтовых лав. Временами жидкая лава и сейчас изливается на поверхность, постепенно наращивая остров.

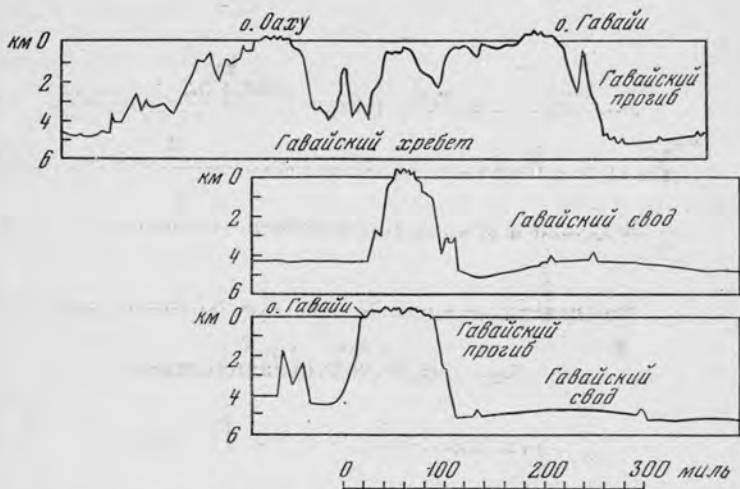


Рис. 10. Профили Гавайского хребта, прогиба и вала (свода)  
(по Г. Б. Удинцеву)

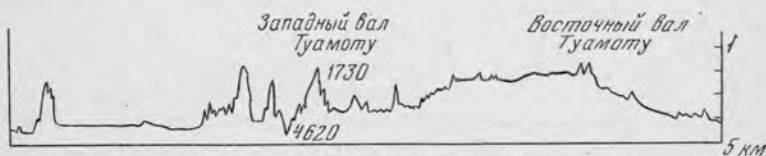


Рис. 11. Профиль дна в районе вала Туамоту (по Г. Б. Удинцеву)

Таким образом, природа Гавайского хребта очевидна — он возник вследствие постепенного излияния и накопления все новых порций базальтов, поступающих из мантии.

Образовавшееся в результате излияний поднятие постепенно начало проседать под тяжестью накопившихся лав. Следствием такого проседания явилось формирование краевого понижения (Гавайский прогиб), обрамляющего Гавайский хребет почти со всех сторон.

Другим примером сводового поднятия на океаническом дне может служить Восточный вал Туамоту в Тихом океане (рис. 11). Это широкое поднятие протягивается с северо-запада на юго-восток относительно прилегающей поверхности ложа океана на 1200—2000 м.

С внутренней, обращенной к океану стороны глубоководных желобов расположены так называемые краевые валы — очень пологие поднятия сводообразного типа, вытянутые вдоль желоба. Распространены они не повсеместно и на некоторых участках желобов отсутствуют или выражены очень нечетко. Краевые валы двух смежных желобов могут смыкаться, образуя изометрическое поднятие, примером которого может служить подводная возвышенность Обручева в районе Камчатского пролива.

Самостоятельную категорию поднятий на дне океанических котловин составляют глыбовые хребты. Обычно это узкие, шириной лишь в первые десятки километров, протяженные линейные поднятия, часто на несколько километров возвышающиеся над океаническим ложем. По своей природе это узкие горсты, сопряженные с зонами разломов. Такие хребты имеются в Тихом и Атлантическом океанах (Китовый), но наиболее широко распространены в Индийском (Мальдивский, Восточно-Индоканский).

Особую категорию поднятий и впадин представляют погруженные в Тихий океан складчатые структуры Западно-Тихоокеанского складчатого пояса, протягивающегося от Новой Зеландии до Аляски: острова и подводные хребты, островные дуги, глубоководные желоба, а также окраинные и внутренние моря, наиболее крупные из которых напоминают океанические котловины.

К востоку от материкового шельфа Австралии находится типичная котловина внутреннего моря с отдельными вулканами. Далее профиль пересекает сильно расчлененное складчатое сооружение, размещенное на продолжении острова Новая Зеландия. Восточнее расположен ряд ступеней рельефа, осложненных отдельными возвышенностями, представляющими горстовые поднятия и отдельные вулканы.

О рельефе морского дна в экваториальной части погруженного в океан Западно-Тихоокеанского складчатого пояса можно судить на примере морей Южно-Китайского и Сулу. Все дно этих морей, за исключением выровненной абразионно-аккумулятивной поверхности шельфа, расчленено системами островов и их подводных продолжений. По отношению к котловинам они выступают как высокогорные хребты. Их относительная высота над ложем океанических котловин превышает 4000 м. Эти под-

нения расчленены глубокими долинами, а от прилежащих котловин часто отделены желобами. Но и сами котловины построены сложно — склоны расчленены ступенями, а на их дне имеется огромное число хребтов, гряд и вулканических конусов разных размеров и высот. Подводный рельеф напоминает типичную горную страну на материке, например систему хребтов и межгорных впадин Малого Кавказа. Аналогичное строение имеют и более северные участки этого складчатого пояса (Японское и Охотское моря).

Знакомство с рельефом дна океанов убедительно показывает, что его строение во многом напоминает рельеф на материках. Под водой обнаружены такие же гигантские по размерам хребты, как и горные пояса континентов, например Афро-Азиатский или Кордильеры Северной и Южной Америки. Под водой есть обширные плато, ограниченные ступенями, напоминающие расчлененные плато Африки или Центральной Азии. Есть на дне океанов горстовые хребты и вулканические массивы. Накснец, вода скрывает от нашего взора обширнейшие котловины, удивительно напоминающие своим плоским рельефом и размерами равнинные пространства материковых платформ.

Сравнивая рельеф материков и океанического дна, можно заметить и существенные различия. Причина их очевидна: рельеф дна океанов развивался в специфической обстановке — там почти отсутствует эрозия положительных структур и медленнее, чем на материках, идет заполнение осадками отрицательных структур.

Отсутствие эрозии на дне океанов привело к тому, что многие формы рельефа, например вулканические гряды и горы, которые в тектонически спокойных областях материков постепенно бы разрушились, в океане сохранились почти неизменными. По сравнению с наземным подводный рельеф в целом более древний. На суше нет высоких гор, образовавшихся в мезозое и позже не поднимавшихся. На дне океанов «высокогорный» рельеф, возникший еще в мезозое, составляет значительную часть его современного рельефа.

Более медленное, чем на континентах, заполнение осадками отрицательных форм рельефа дна послужило причиной того, что в океане сохранились не засыпанные отложениями желоба глубиной до 10 км. В условиях кон-

тинентов также активно прогибающиеся депрессии обычно заполняются почти одновременно с прогибанием.

Таким образом, различие рельефа континентов и дна океанов заключается в том, что важнейшие факторы, нивелирующие континентальный рельеф — эрозия и аккумуляция, в океане замедленны. Рельеф там в еще большей степени, чем на материках, имеет первичный тектоно-вулканический облик.

Принципиальное сходство типов рельефа континентов и дна океанов, расположенных на разных гипсометрических уровнях (базис океанического рельефа опущен на 5 км), наводит на мысль, что причины, приведшие к образованию рельефа континентов и океанического дна, были одни и те же.

### Осадки на дне океанов

В изучении осадков океанического дна в последние годы достигнуты очень крупные успехи. Это связано в первую очередь с широким развитием морских экспедиционных исследований. С помощью специальных трубок — грунтоносов, проникающих в морское дно на глубину до 20 м, получены тысячи проб грунта практически из всех областей Мирового океана. В августе 1968 г. началось бурение океанического дна со специально созданного для этой цели в США корабля «Гломар Челленджер». К концу 1978 г., когда завершился 64-й рейс судна, им пробурено около 500 скважин.

В последнее десятилетие широко развернулось бурение в шельфовой зоне океанов. Созданы гигантские установки, способные бурить на мелководье скважины глубиной до 5 км. Особенно много скважин пройдено в шельфах Северной Атлантики. В океанах проводится непрерывное сейсмическое профилирование, позволяющее определить структуру осадочного слоя по курсу корабля (рис. 12, 13).

Полученный материал о геологическом строении дна океанов в той или иной степени систематизирован. Советские ученые опубликовали сводные монографические работы, посвященные осадкообразованию в Тихом, Индийском и Атлантическом океанах. Сильно продвинулось обобщение материалов по осадкам Южного океана, омы-

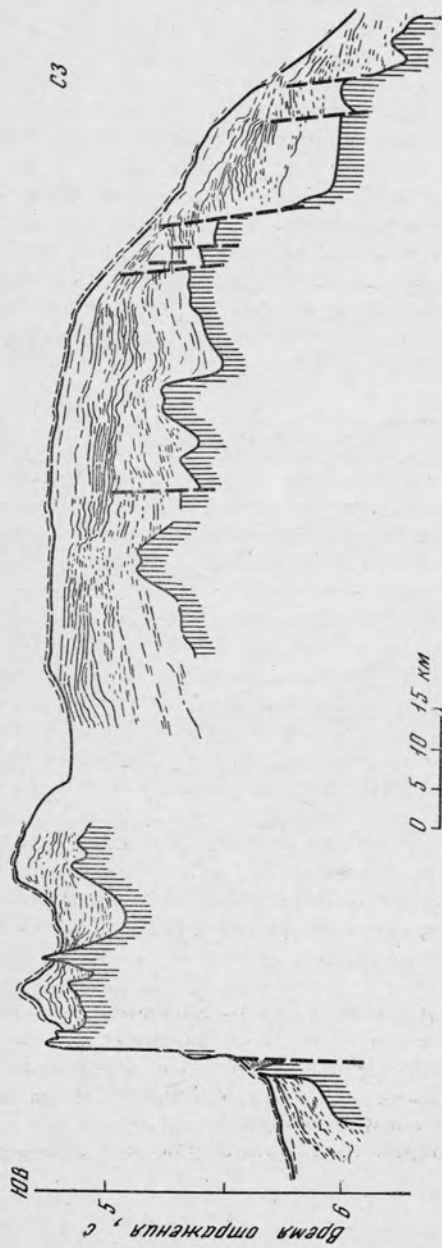


Рис. 12. Разрезы донных осадков по материалам непрерывного сейсмического профилирования на возвышенности Шатского в северо-западной части Тихого океана (по В. В. Здравоскому и др.)

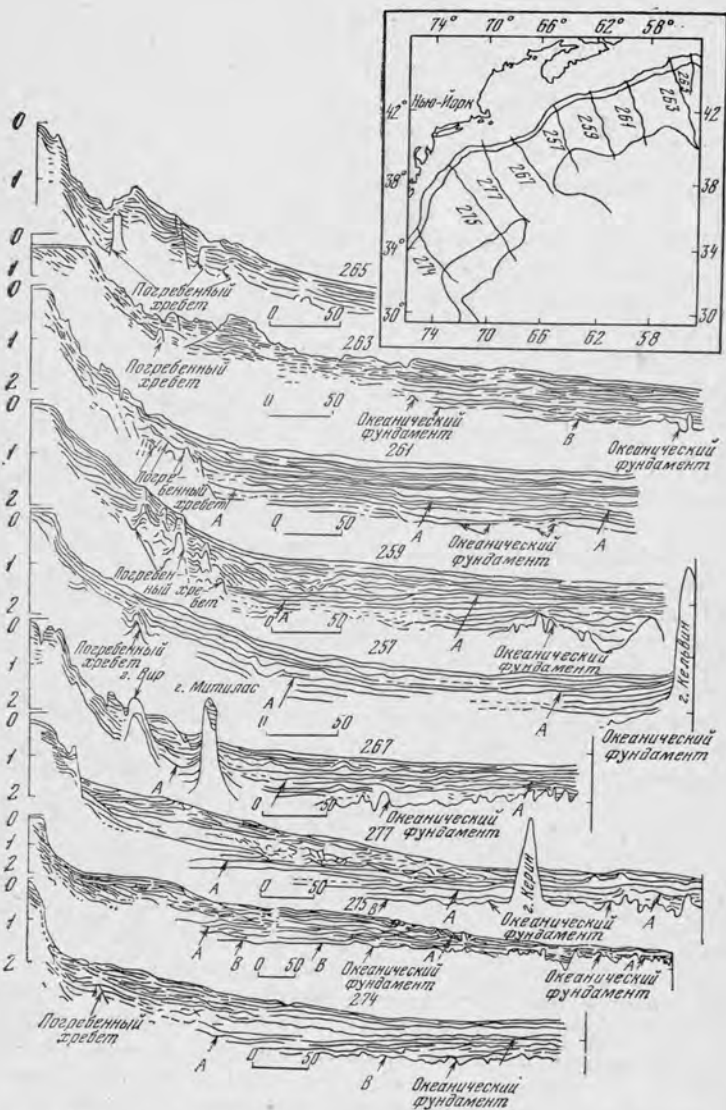


Рис. 13. Структура материкового подножия Северной Америки по данным непрерывного сейсмического профилирования  
 А, В — отражающие горизонты. Горизонтальный и вертикальный масштабы даны в километрах

вающего Антарктиду, и многочисленных морей, расположенных в различных климатических зонах.

Тип океанических осадков, его гранулометрический и вещественный состав, как показал член-корреспондент АН СССР П. Л. Безруков, определяется видами природной зональности: циркумконтинентальной, вертикальной и климатической. Поскольку главным источником осадочного материала служат континенты, естественно, что по мере приближения к ним количество осадков, поступающих на единицу площади, резко возрастает. Особенно это заметно в гумидных зонах, где поступление осадочного материала с континентов максимальное.

Вертикальная зональность играет определенную роль при осаждении биогенного материала. В верхних 100—200 м воды при осаждении планктона происходит распад протоплазмы. Основные ее составляющие возвращаются в кругооборот органического вещества в слое фотосинтеза. Только более стойкие к растворению карбонатные и кремневые раковины опускаются глубже и достигают слоя скачка, где задерживаются все организмы, если объемный вес их не изменился. Закачивается распад протоплазмы. Идет растворение части панцирей. Здесь расположен слой минимума кислорода. Процессы растворения кремневого и карбонатного детрита продолжаются и ниже слоя скачка.

Вследствие вертикальной зональности в одной климатической зоне, но на разных глубинах накапливаются различные осадки. Например, фораминиферовые ракушечники формируются на подводных возвышенностях, а красные глины — в расположенных рядом глубоководных впадинах.

Третья важнейшая зональность, определяющая тип осадка, — климатическая. Академиком Н. М. Страховым разработана схема типов литогенеза в пределах континентов, закономерно сменяющих друг друга при движении от экватора к полюсам. На эту зональность помимо широты местности существенно влияют также морские и воздушные течения. Изучение донных осадков океанов позволило А. П. Лисицыну проследить климатическую зональность в пределах океанических пространств. В результате удалось получить общую картину зональности литогенеза на всей поверхности планеты (рис. 14). А. П. Лисицын выделяет несколько природных (климатических) зон.

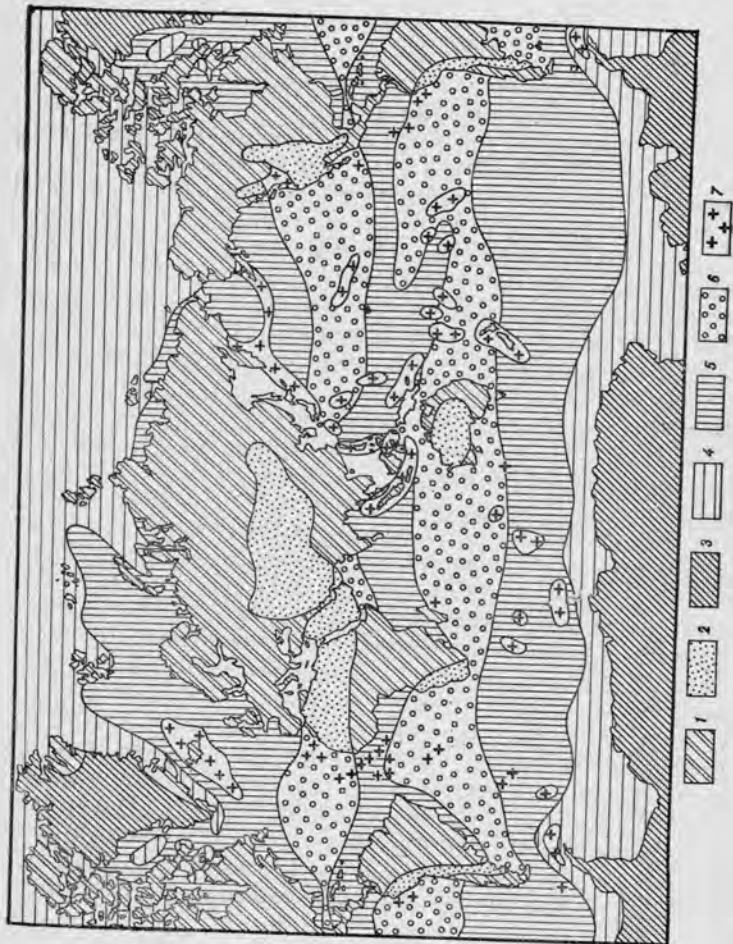


Рис. 14. Зоны современного литогенеза на суше и в океанах (по Н. М. Страхову и А. П. Лисицкину). Упрощенный вариант

На суше:

- 1 — гумидная;
- 2 — аридная;
- 3 — области оледенения.

В океанах:

- 4 — ледовая;
- 5 — гумидная;
- 6 — аридная.

На суше и в океанах:

- 7 — вулканогенно-осадочная

**Южная ледовая зона.** Основным агентом переноса материала являются ледники Антарктиды. Морские отложения (валуны, песок, глины) разносятся плавающими айсбергами далеко от берегов. Они широко распространены на океаническом дне. Карбонатные и кремнистые осадки практически отсутствуют. Ее сменяет **южная умеренная зона**, где наблюдается смешение ледниковых отложений и материала аридной зоны. Здесь располагается южный кремневый пояс планеты — главная область современного кремнеобразования. Ближе к экватору расположена **южная аридная зона**. Терригенный материал поступает на дно океанов в основном в результате его переноса ветром из пустынь Австралии, Южной Америки и Южной Африки. В этой зоне океанов обнаружены самые низкие скорости седиментации. Среди пелагических осадков господствуют карбонатные, а на глубинах более критических — красные глубоководные глины.

Землю опоясывает **экваториальная гумидная зона**, где значительные количества терригенного материала сгружаются в океан реками. Продуктивность биосферы максимальная. Вследствие этого скорости седиментации возрастают в 3—10 раз по сравнению с соседними аридными зонами. Благодаря активному химическому выветриванию на суше в океан поступает исключительно тонкодисперсный глинистый материал.

**В северной аридной зоне** условия осадкообразования близки южной. Биогенная седиментация замедлена, но в связи с малым поступлением терригенных осадков роль карбонатного материала относительно возрастает. Кремневых осадков, как и в южной зоне, здесь нет. Далее следует **умеренная зона**. Скорости седиментации повышаются. Появляются кремневые осадки, особенно в Тихом океане. **В северной ледовой зоне**, где почти нет континентального оледенения, наблюдается сочетание условий, свойственных ледовым зонам и умеренным. Биогенная седиментация подавлена ледовым покровом и слабой солнечной радиацией. У берегов Гренландии обстановка сходная с южной ледовой зоной. На рис. 15 изображена схема вещественно-генетического состава осадков Мирового океана. При ее составлении был использован метод преобладающих фаций, когда на схеме показывается тот тип осадков, который явно доминирует в исследованном разрезе. Из схемы видно, что решающими условиями в

формирования того или иного типа осадков на океаническом дне были климатическая зональность и удаленность от береговой полосы.

Рассмотрим распределение по площади основных типов осадков в океанах. Наибольшим распространением пользуются терригенные осадки, образовавшиеся за счет денудации суши. Ежегодное поступление в Мировой океан терригенного (обломочного и глинистого) материала, по А. П. Лисицыну, составляет (в млрд. т) 22,6, вулканогенного — 2—3, биогенного карбонатного — 1,36, биогенного кремневого — 0,46. Терригенные осадки встречаются на любых уровнях океана, даже грубые осадки (галечники, пески) обнаружены на глубине многих тысяч метров.

Пояса терригенных отложений охватывают весь земной шар, но ширина их меняется в зависимости от количества выносимого реками материала и темпов его разбавления биогенными образованиями. А. П. Лисицын показал, что в трех районах Мирового океана поля терригенных осадков достигают максимумов: в полярных ледовых зонах, в дальневосточных морях и в экваториальной гумидной зоне (в северной части Индийского океана и морях Юго-Восточной Азии).

В океанах распространено несколько типов терригенных осадков. В южной полярной области господствуют айсберговые (ледовые осадки), площадь которых превышает 60 млн. км<sup>2</sup>. Ими покрыты не только шельф и материковый склон, но и ложе океана. Состоят они из моренного материала (от тонкодисперсного пелитового до валуно-щебневого), разносимого на 1000 км от края материка. Вне айсберговой зоны, например на большей части Северного Ледовитого океана, терригенный материал характеризуется высокой степенью окатанности. Переносимый плавающими льдами, он поступает на дно с бережий. В экваториальной гумидной зоне отлагаются преимущественно тонкодисперсные осадки.

Среди биогенных отложений выделяются два основных типа — карбонатные и кремнистые. Практически весь карбонатный материал, осаждающийся в океанах, образуется биогенным путем, в основном за счет планктона: небольших организмов из группы фораминифер, живущих в приповерхностной части океана. В прибрежных и мелководных зонах значительное место занимают также донные

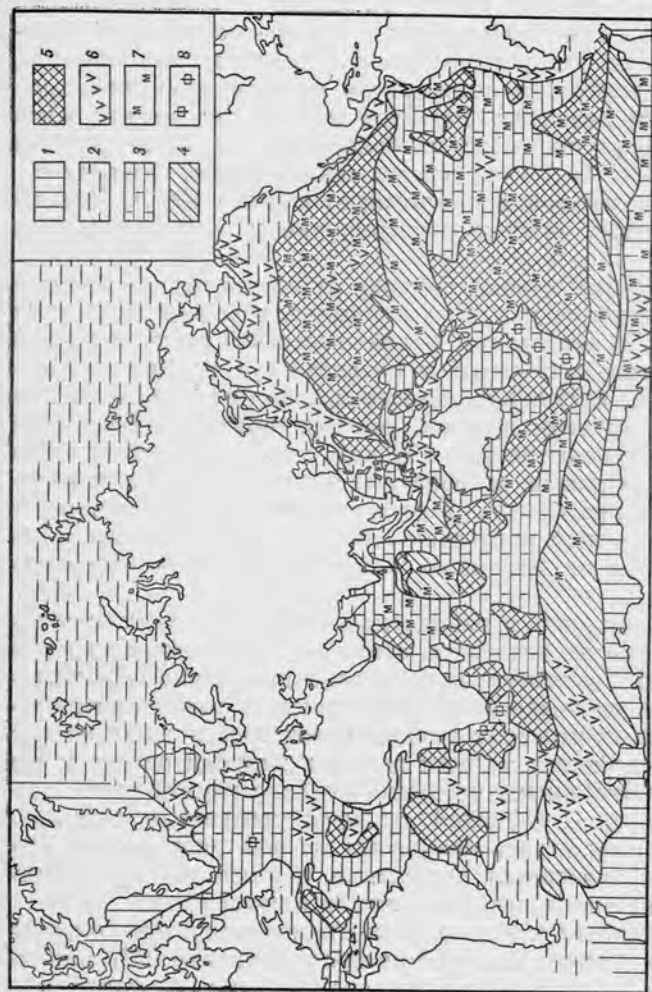


Рис. 15. Естественно-генетический состав донных осадков Мирового океана (по А. П. Лисищину). Упрощенный вариант  
 1 — терригенные айберговские осадки; 2 — терригенные осадки вне айберговой зоны; 3 — биогенные карбонатные осадки; 4 — биогенные кремнистые; 5 — красные глубоководные глинны; 6 — вулканогенные; 7 — железомарганцевые концентраты; 8 — фосфориты

формы фораминифер. На рис. 15 виден широтный характер распределения планктонных фораминифер. Он нарушается местами лишь в зонах больших глубин, где карбонатные раковины растворяются.

Второй тип карбонатных осадков — коралловые водоросли. Они распространены на площади 190 млн. км<sup>2</sup>, но встречаются не повсеместно, а отдельными экземплярами или полосами. Развитие их зависит прежде всего от температуры воды: наиболее благоприятные условия при 23—25° С. Необходим им также и свет. Поэтому коралловые постройки не опускаются ниже 100 м. В шельфовых зонах широко распространены ракушечниковые осадки.

В исключительных случаях формируются хемогенные карбонатные осадки. Так, например, в районе Багамских островов в результате малой поставки терригенного и кремнистого материала и интенсивного прогрева поднимающихся глубинных вод выпал арагонит и образовались оолиты. Условия аридной зоны в пределах Багамской банки сохраняются уже 130 млн. лет. Под действием веса накопившихся карбонатных осадков участок дна постепенно прогибался, вследствие чего общая мощность этих отложений превышает 4000 м. Скорость накопления карбонатов на Багамской банке достигает за тысячелетие 80 см.

Главную роль в накоплении кремневых осадков играют диатомовые водоросли, затем — радиолярии, остальные организмы занимают подчиненное положение. Пространственное распределение диатомовых и радиоляриево-диатомовых кремнистых осадков определяется зональностью поступления питательных веществ с глубин океана к его поверхности, иными словами — той же климатической зональностью. С глубиной, по мере увеличения растворимости раковин, роль кремневых осадков уменьшается. Однако это происходит постепенно, и нижняя батиметрическая граница их распространения отсутствует.

Существует два типа кремненакопления: мелководный и океанический. Шельфовые илы содержат до 40% аморфного кремнезема. Наиболее характерными представителями океанических кремневых осадков является антарктический пояс диатомовых илов. Максимальное содержание в них кремнезема достигает 70%. Пояс этот шириной около 1000 км охватывает концентрически весь земной шар.

Его северная граница совпадает с линией конвергенции. В экваториальном кремневом поясе развиты радиоляриево-диатомовые осадки. Шире распространены они в западной части Тихого океана.

Наиболее характерным типом глубоководных осадков океана является красная глина, которую А. П. Лисицын определяет как полигенное образование. Такие отложения встречены только в пределах зон карбонатного осадконакопления на глубинах выше критических. Красная глина занимает треть площади Тихого и четвертую часть Атлантического и Индийского океанов. В зонах развития диатомовых илов и терригенных осадков красные глубоководные глины не обнаружены. Это обстоятельство, подчеркивает А. П. Лисицын, наводит на мысль, что образование глубоководных глин связано с карбонатнакоплением. Красные глины — это как бы нерастворимая часть фораминиферовых илов. Такой вывод подтвержден лабораторными опытами — глубоководная глина получена при растворении фораминиферового ила в слабой соляной кислоте. Состав красных глин близок среднему составу земной коры — 54%  $\text{SiO}_2$ , 16%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Для этого типа осадков характерно присутствие железомарганцевых концентраций, содержание которых особенно велико в Тихом океане. Красные глины характеризуются окислительной обстановкой, что определяется очень малым поступлением органического вещества. Скорости накопления красных глин крайне низкие.

В местах проявления надводной и подводной вулканической деятельности, наряду с рассмотренными выше типами осадков, встречаются также отложения, обогащенные пирокластическим материалом.

Рассмотрим мощности осадков на океаническом дне. Толщина осадочного слоя на дне океанов определяется сейчас по данным непрерывного сейсмического профилирования, позволяющего отделить рыхлые осадки от более плотных пород фундамента. На составленных по таким измерениям профилях и картах (рис. 16) объединены осадочные отложения по их физической характеристике (скорости). Очевидно, что возрастной интервал осадков уверенно не может быть определен. Данные о возрасте осадков могут быть получены лишь глубоководным бурением, когда мы получаем колонну донных отложений и можем определить их геологический возраст. По материалам глу-

боководного бурения составлены карты мощности мезозойских и кайнозойских отложений на дне океанов.

На рис. 16 изображена карта, составленная для Атлантического океана. На ней отчетливо видно, что максимальные мощности осадков распространены по периферии океана, а минимальные — в осевой его части. Это объясняется тем, что большая часть отложений, поступающих с континентов, осаждаются вблизи берегов. Мощности осадков здесь колоссальные (1—5 км), а в некоторых внутренних бассейнах, например в Мексиканском заливе, окруженном сушей со всех сторон, достигают поистине геосинклинальных мощностей (6—12 км). В дельте Амазонки осадков более 10 км. Приуроченность больших мощностей отложений к периферии континентов наблюдается и в других океанах.

Обратимся к схеме мощностей мезозойских отложений. Схема эта построена по ограниченному числу буровых скважин и, конечно, далеко не полностью отражает реальную обстановку. Однако она все же позволяет выявить закономерности распределения осадков в конце юрского и в течение мелового периодов. Из схемы видно, что существуют обширные зоны, где мезозойские отложения отсутствуют. Это срединно-океанические хребты в Атлантическом и Индийском океанах, западная окраина Тихого океана и др. Отсутствие мезозойских отложений может быть следствием двух причин — осадки этого возраста не отлагались или же они перекрыты базальтами и входят в состав подстилающего фундамента.

Рассмотрим в качестве примера срединно-океанический хребет Атлантического океана. Бурением с «Гломара Челленджера» установлено, что на поверхности хребта распространены миоценовые лавы, образовавшиеся при подводных излияниях. Очевидно, что эти подводные излияния должны были перекрывать более ранние мезозойские и палеогеновые осадки, если они там ранее отложились. Отсутствие их в таком случае вполне закономерно. Может быть и иной вариант — мезозойские отложения отсутствуют по той причине, что океана в то время там еще не было — докайнозойский фундамент представлял собой сушу и размывался. Наконец, сторонники гипотезы плитовой тектоники допускают, что срединно-океанические хребты новообразованные (они расползаются в стороны) и мезозойских осадков там не было вообще.

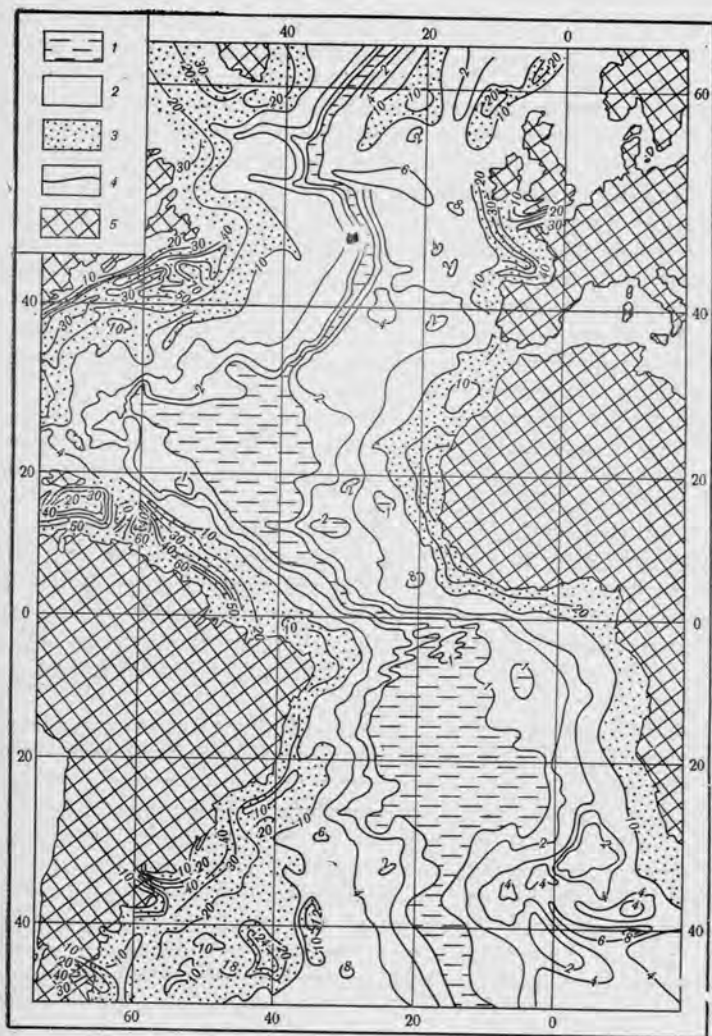


Рис. 16. Мощности осадков Атлантического океана (по Х. Хессу)  
 1 — мощность осадков менее 100 м; 2 — то же до 1000 м; 3 — то же более 1000 м; 4 — изолинии мощности (в сотнях метров); 5 — континенты

Максимальные мощности мезозойских осадков приходятся на периферийные части океанов, что особенно наглядно видно на примере лучше исследованного Атлантического океана. Вторая зона мощного осадконакопления располагается в экваториальной области — в Тихом океане и в восточной части Индийского. Это мощное осадочное тело образовано в основном за счет органогенных карбонатно-кремнистых отложений. При сравнении мезозойского осадконакопления (рис. 17) со схемой мощностей более молодых кайнозойских осадков (рис. 18) поражает их удивительное сходство. Различие состоит лишь в том, что срединно-океанические хребты, где не было рыхлых мезозойских осадков, в кайнозойе становятся областями незначительного осадкообразования. По-прежнему наибольшие мощности осадков тяготеют к краям континентов, по-прежнему в Тихом океане сохраняется область мощных карбонатно-кремнистых осадков в центре. Правда, ось ее чуть-чуть сместилась к югу и точь-в-точь совпала с линией экватора.

Как показал А. П. Лисицын, области современного осадконакопления дают нам ту же картину, что и для более ранних отрезков кайнозойской эры. Таким образом, с начала мелового периода по настоящую эпоху основные закономерности распределения мощностей морских осадков (как, впрочем, и их фациальный состав) не изменились.

Какие же важные для объяснения происхождения океанов выводы можно сделать, рассмотрев характер осадконакопления на океаническом дне? Это — в первую очередь постоянство физико-географических условий образования осадков в последние 150—180 млн. лет. В течение значительного отрезка геологической истории, охватывающего меловой период и кайнозойскую эру, обстановка осадконакопления оставалась практически неизменной. Это можно проследить и по отдельным участкам океанического дна, например Багамской банки, где микроклимат не менялся 130 млн. лет. Осадкообразование в океанах необычайно чутко реагирует на незначительные изменения хотя бы одной из трех основных зональностей: циркумконтинентальной, вертикальной и климатической. Климатическая в свою очередь в высшей степени зависит от конфигурации суши и моря. Если условия осадконакопления в океанах характеризуются столь удиви-

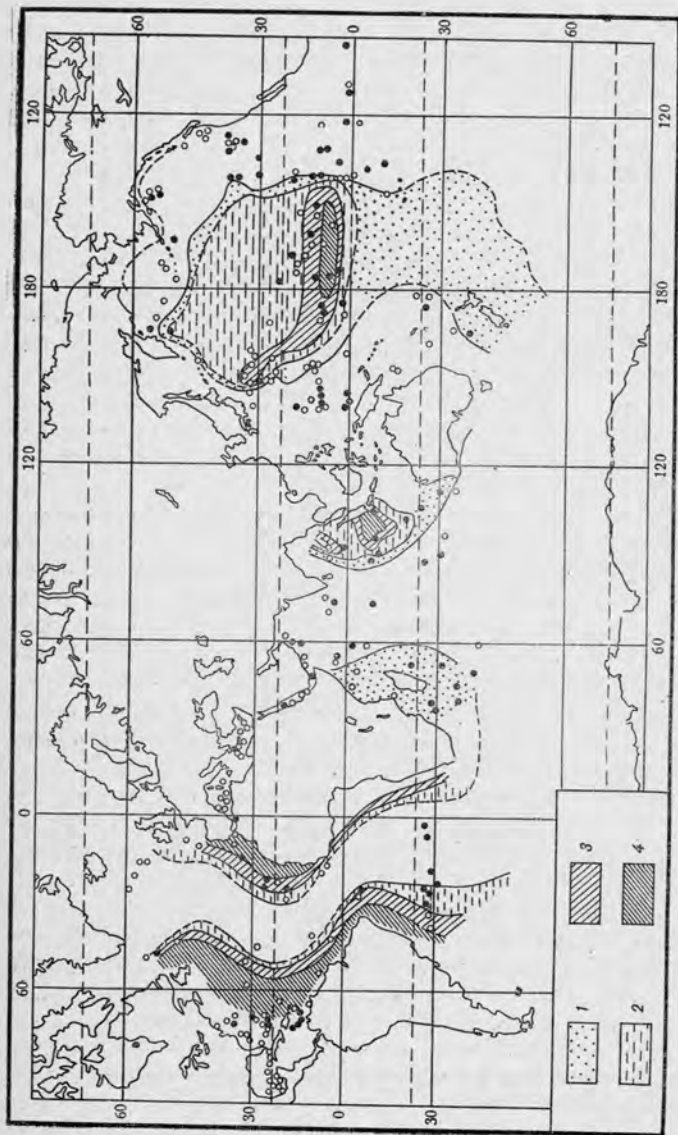


Рис. 17. Мощности мезозойских осадков Мирового океана (по А. П. Лисицкнну)  
 1 — менее 100 м; 2 — от 100 до 200 м; 3 — от 200 до 500 м; 4 — от 500 до 1000 м; скважины глубоководного бурения, где мезозойские отложения пройдены полностью или залегают на базальтовых лавах, — кружочки; мезозойские отложения, пройденные не полностью, — кружочки

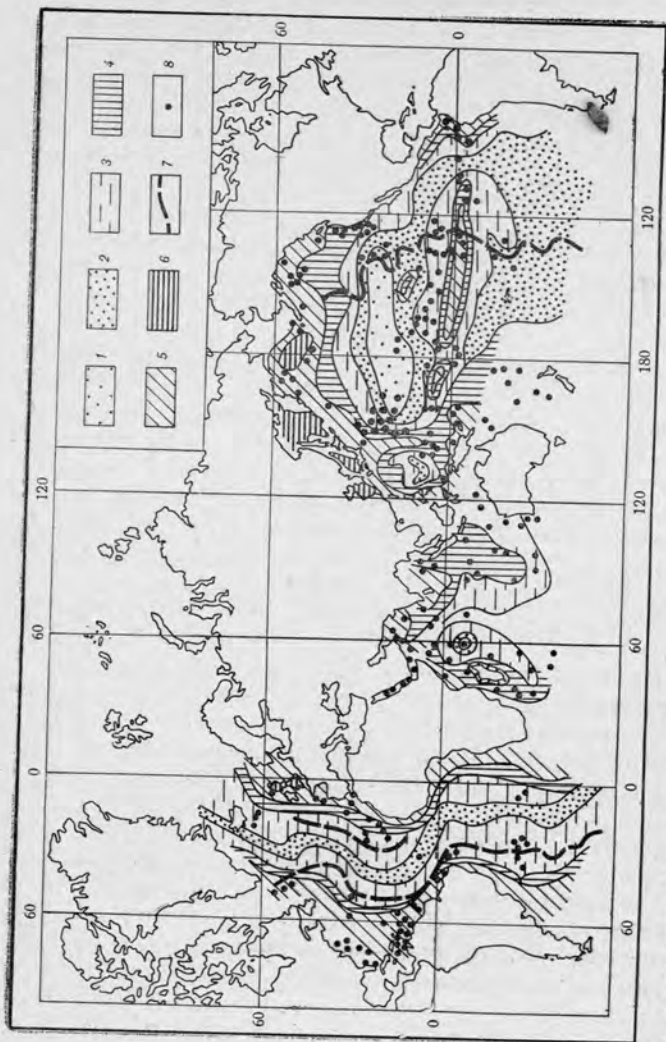


Рис. 18. Мощности кайнозойских осадков Мирового океана (по А. П. Лисицыну)  
 1 — менее 50 м; 2 — 50—100 м; 3 — 100—300 м; 4 — 300—500 м; 5 — 500—1000 м; 6 — более 1000 м; 7 — границы рас-  
 пространения мезозойских осадков; 8 — свгажны

тельным постоянством, то это означает, что за кайнозойскую эру размеры океанов изменились мало. Этот вывод расходится с построениями сторонников «новой глобальной тектоники», согласно взглядам которых в кайнозойе произошли грандиозные изменения в ширине океанов.

### Базальты на континентах и океаническом дне

«Обширные поля молодых мезозой-кайнозойских базальтов, слагающие второй слой коры океанов и перекрытые повсеместно маломощным чехлом осадков, занимают более 70% поверхности Земли. Мысленно приподняв водный покров нашей планеты с чехлом осажденных из него илов и карбонатов, мы увидели бы Землю в более «лунном» виде, чем сама Луна, сложенная на поверхности лишь на одну треть «океанами» и «морями» ее молодых базальтов. И, как бы это ни казалось странным, нам пришлось бы признать, что «лунная» стадия в развитии нашей планеты с максимально распространенной базальтовой оболочкой на ее поверхности сейчас представлена на Земле гораздо более выразительно, чем на самой Луне», — пишет геолог Г. Ф. Макаренко\*.

Широко распространено мнение, что молодые мезозой-кайнозойские базальтовые покровы — специфическая особенность океанической коры. Однако это не так. По периферии большинства океанов базальтовые покровы выходят на материк, смыкаясь с полями наземных траппов и образуя вместе с ними разновозрастные поля, что еще более расширяет площадь базальтовой оболочки нашей планеты. Одинаковы ли по химическому составу базальтовые поля континентов и океанов? Одинаков ли механизм их образования? Эти вопросы при решении поставленной в книге задачи имеют первостепенное значение. Ведь в океанах базальты легли на тонкую океаническую кору, а на континентах трапповые поля распространены главным образом на древнейших платформах, которые в течение миллиардов лет входили в состав континентов.

Всего 10—15 лет назад считалось, что химический состав континентальных и океанических базальтов разли-

\* Макаренко Г. Ф. Трапповые поля материков и базальтовые поля океанов, сравнение в плане, — Вест. МГУ, Сер. геол., 1974, № 6.

чен. На континентах изливалась толеитовая магма с низким содержанием щелочей. Океанам же свойственна щелочная оливин-базальтовая и близкая ей трахибазальтовая магма, которая на континентах появляется лишь в специфических зонах (например, в рифтах Восточной Африки). Такой вывод объяснялся отсутствием толеитовых базальтов на океанических островах. Позже, когда стало широко вестись драгирование океанического дна, оказалось, что и дно океанов покрыто толеитовыми базальтами, а щелочные оливин-базальты слагают лишь вершины вулканов, расположенных на океаническом дне. Впервые представление о сходстве химического состава базальтов океанов и материков было сформулировано в 1963 г. американскими исследователями А. Энгель и К. Энгель. К настоящему времени накопилось значительное число химических анализов океанических базальтов, не говоря уже о континентальных. Оказалось, что на континентах и на дне океанов встречены сходные по химизму породы. Правда, некоторые различия наблюдаются.

В процессе формирования каждой последовательной базальтовой серии (как на континентах, так и на океаническом дне) происходит закономерное изменение состава изливавшихся лав — в конце цикла толеитовых излияний лавы становятся менее щелочными (по содержанию  $K_2O$ ). На континентах в результате эрозии эти верхние (обедненные щелочами) части траппового комплекса часто бывают размывы эрозией, а сохраняются лишь более богатые  $K_2O$  толеитовые базальты нижних горизонтов. В океанах, где эрозионные процессы отсутствуют, верхние низкощелочные покровы остались нетронутыми, и именно из этих верхних горизонтов сделано сейчас большинство химических проб (Г. Ф. Макаренко, 1978).

Таким образом, различие в химизме океанических и континентальных базальтов площадного распространения, возможно, только кажущееся. Что касается послетолеитовых собственно щелочных вулканических базальтовых построек центрального типа, лежащих поверх трапповых полей, то они, по мнению всех исследователей, совершенно однотипны и в океанах и на материках.

Проанализируем пространственное положение базальтовых полей на континентах и на океаническом дне. На платформах трапповые поля возникали еще в докембрии. Они дожились на осадочные породы.

В истории Земли, по Г. Ф. Макаренко, импульсы траппового магматизма четко группируются в три фазы: раннюю с верхним пределом около 1,7 млрд. лет, среднюю с верхним пределом 0,9—1 млрд. лет и позднюю, охватывающую мезозой и кайнозой. Первая и вторая развивались по 350 млн. лет, а третья, вероятно еще не закончившаяся, длится последние 250 млн. лет. Фазы интенсивного базальтового вулканизма разделены временными интервалами в 600—700 млн. лет, в середине которых отмечаются дополнительные всплески магматизма, но меньшие по площади.

На континентах базальтовые поля мезозой и кайнозой изучены наиболее полно. Среди них самое грандиозное поле занимают траппы Тунгусской синеклизы на Сибирской платформе и их скрытое под осадками продолжение в Западно-Сибирской низменности, расположенное целиком на суше. Другие крупные трапповые поля (Декап, Карру, Парана, Гренландия) в основном перекрыты океанами. Однако края трапповых полей, выходящие на континенты, показывают, что и на океаническом дне и на суше располагаются разновозрастные серии вулканогенных пород (рис. 19).

Наиболее древнее поле из мезозой-кайнозойского базальтового плаща Земли расположено в Сибири. Оно сформировалось в течение второй половины перми и триаса. Такого же возраста базальты в грабенах на юго-востоке Северной Америки (район Аппалачей). Формирование этих полей связано с окончанием развития герцинских складчатых сооружений. Базальтовые покровы конца триаса — юры известны в пределах Южной Африки и прилегающих акваторий Индийского океана.

Огромные пространства центральной части Тихого океана, восточной части Индийского океана и периферических частей Атлантического океана покрыты лавами, возраст которых охватывает конец юры — мел. Почти столь же широко распространены на дне океанов базальтовые покровы, образовавшиеся в конце мела — палеогене. Ими сложено дно западной части Индийского океана, осевая часть Атлантического океана, обширные пространства по периферии Тихоокеанского срединно-океанического поднятия.

Наконец, самые молодые (конец палеогена — неоген) базальты расположены по оси Тихоокеанского срединно-

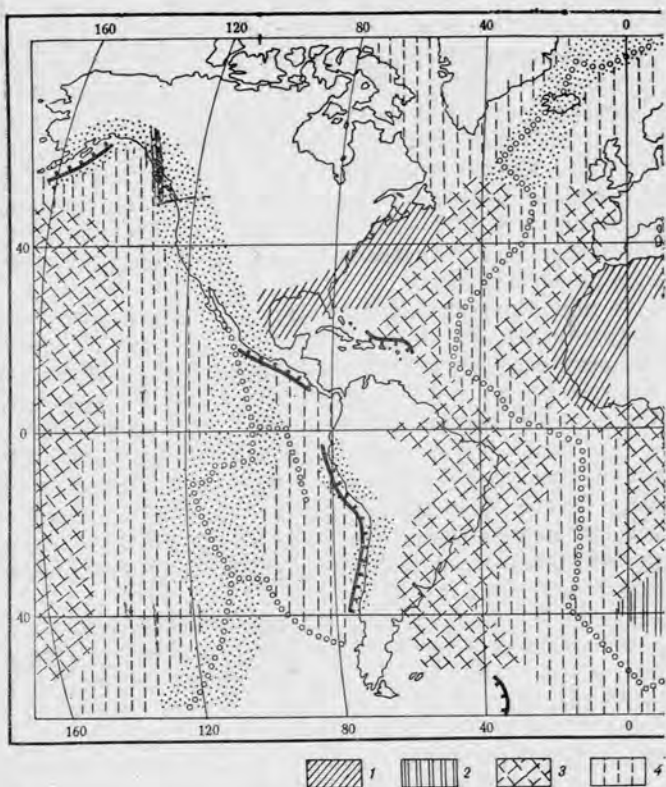
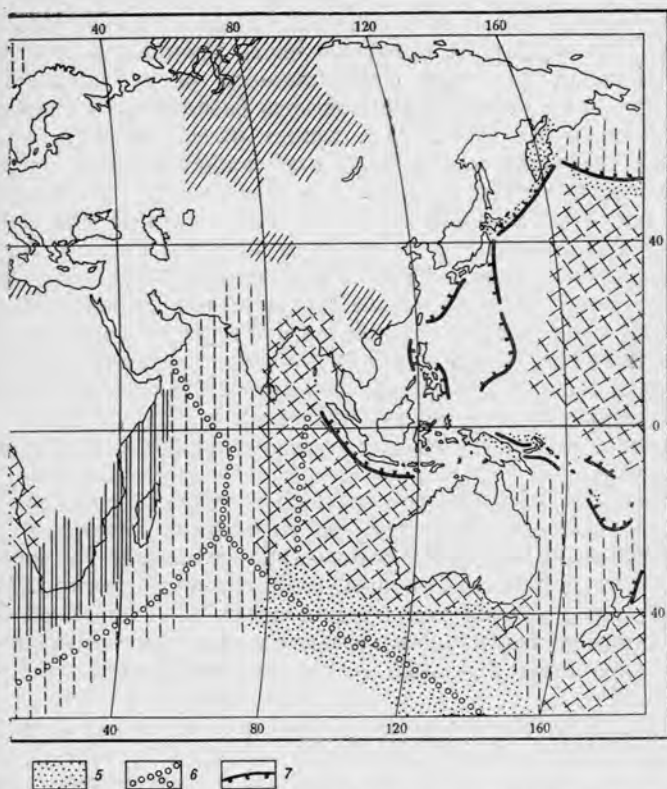


Рис. 19. Базальтовые поля континентов и океанов (по Г. Ф. Макаренко)  
 1 — базальты верхней перми — нижнего триаса; 2 — верхнего триаса —  
 нижней юры; 3 — верхней юры — нижнего мела; 4 — верхнего мела —  
 палеогена; 5 — олигоцен — миоцена; 6 — срединно-океанические хребты;  
 7 — глубоководные желоба и области современных активных геосинклиналей

океанического поднятия и продолжают далее на север, в пределы Кордильер Северной Америки. Тот же возраст у базальтов в северной части Атлантического срединно-океанического хребта.

Если на дне океанов базальтовые покровы только за время конца мезозоя и кайнозоя разлились почти сплошным покровом, то почему на континентах, переживших столь длительную историю, базальтовых полей мало? Наиболее обстоятельный ответ на этот вопрос дала Г. Ф. Ма-



каренко. Она показала, что в истории складчатых поясов на континентах неоднократно наступали периоды массовых излияний базальтов. По времени они совпадали с окончанием геотектонических циклов, отвечая финальному магматизму, а пространственно захватили не только складчатый пояс, но и обширные территории прилегающих платформ. В складчатых поясах континентов, переживших полициклическое развитие, более древние базальты позже были перекрыты осадочными отложениями следующего геотектонического этапа. Практически в любой складчатой области можно обнаружить базальтовые серии, с которых начинается разрез очередного этапа геосинклинального развития, завершаемого складчатостью.

Почему же лишены базальтов значительные пространства платформ, ведь последние существуют уже миллиар-

ды лет? Базальты отсутствуют на древних платформах потому, что последние большую часть времени поднимались. Вследствие этого отложившиеся ранее базальты были размыты. От бывшего сплошного базальтового плаща, возникавшего на платформе, может быть, не один раз, местами сохранились лишь глубоко эродированные «корни» былых покровов.

Большая часть Африки в интервале поздний триас — ранний мел была покрыта плащом базальтов. Хотя Африканское базальтовое поле возникло относительно недавно (150 млн. лет назад), все же за такой сравнительно короткий срок, составляющий всего 3% от геологической жизни планеты, базальтовый чехол оказался почти полностью размытым. На Восточно-Европейской платформе следы траппового магматизма в виде даек и силлов, реже — останцовых лав известны для верхнего рифея и среднего протерозоя.

Сравнение химического состава и условий залегания базальтовых полей континентов и океанов убеждает в том, что между ними нет каких-либо различий. На континентах базальтовые покровы чередуются со слоями осадочных пород. Точно так же и в океанах бурение установило переслаивание базальтовых слоев с морскими осадками (скважины 316, 332, 333 на Срединно-Атлантическом хребте).

Трапповый магматизм на Земле проявился одинаково как в пределах океанической тектоносферы, так и в континентальной. Стоит лишь отметить, что на океанических пространствах базальтовые поля мезозойского и кайнозойского возраста распространены значительно шире, что свидетельствует об определенной парагенетической связи процессов океанообразования и базальтового магматизма.

### **Магматические породы на дне океанов**

Помимо базальтов, которые необычайно широко распространены под осадочным чехлом, на океаническом дне обнаружены и другие магматические породы, различающиеся по химическому составу, глубинности образования, степени метаморфизма и иным признакам. Благодаря почти повсеместному покрову осадков и подстилающих их кайнозойских и меловых базальтовых покровов более древ-

ные породы, в том числе и магматические, обнажаются на океаническом дне крайне редко. Большинство выходов коренных «подбазальтовых» магматических пород определено путем драгирования на склонах уступов, образованных разломами, в глубоководных желобах и в молодых ущельях (рифтах) срединно-океанических хребтов. О том, что находится под плащом осадков и базальтовыми покровами на огромных пространствах ложа океанических котловин, практически ничего не известно. Однако те немногочисленные сведения о магматических и метаморфических породах океанов, которыми мы располагаем, свидетельствуют о распространенности в океанах почти всех типов магматических пород, какие имеются на материках.

В северной части Атлантического океана, к северу и северо-востоку от Азорских островов, путем драгирования собраны породы самого различного состава и возраста. В 1949 г. Р. Фюрон описал кембрийские осадочные и метаморфические породы: глинистые сланцы, кремнеземные известняки, кварциты и песчаники. В другом районе обнаружены также кембрийские отложения с фауной трилобитов. Магматические и метаморфические породы протерозойского возраста собраны близ гребня срединного хребта Атлантики, среди них гнейсы, гранитогнейсы, гранодиориты, гранулиты, амфиболиты, габбро, песчаники и мраморы. Возраст биотитовых гранитогнейсов — 1700 млн. лет, а крупнозернистого габбро — около 800 млн. лет. По мнению исследователей, поднявших столь обширную коллекцию пород, есть две возможности для появления их на дне океана: 1) древнейшие породы принесены на льдинах с севера, однако высокая концентрация гнейсовых и гранитных пород на изолированной подводной горе удивительна, если принять, что плавающие льдины — единственный их источник; 2) породы собраны с блока какого-то древнего континента, существовавшего на срединном хребте. В пользу второй точки зрения свидетельствует находка на горе Болд кислых магматических пород (альбитовых, кварцевых диоритов), абсолютный возраст которых около 10 млн. лет, т. е. соответствует возрасту базальтов этого хребта.

Во многих пунктах срединного хребта Атлантики, в особенности в тех местах, где хребет пересекается поперечными ему широтными разломами, драгированием

поднято значительное число образцов основных и ультраосновных пород, обычно сильно серпентинизированных, т. е. содержащих в кристаллической решетке воду. Серпентинизация большинства ультраосновных пород происходила при температурах максимально возможных для этого процесса (порядка  $485^{\circ}\text{C}$ ), остальных — при более низких температурах ( $400^{\circ}\text{C}$  и менее). Высокая температура серпентинизации свидетельствует, что этот процесс начался на значительных глубинах (много глубже подошвы современной океанической коры). Позже вдоль разломных зон крупные ненарушенные блоки серпентинизированных ультраосновных пород были подняты в приповерхностные части коры.

Некоторое представление о магматических породах, слагающих фундамент экваториальной части Срединно-Атлантического хребта, можно получить, познакомившись с результатами драгирования на склонах глубоководной впадины Романш, возникшей вдоль разлома на этом подводном хребте. Распространенная во впадине ассоциация пород близка габбро-перидотитовой формации континентов. Основные и ультраосновные породы комагматичны, т. е. связаны с единой, близкой основной по составу магмой и образовались в результате ее глубинной дифференциации. Для гипотезы плитовой тектоники существование в экваториальной части Атлантики зоны древних перидотитов создает неразрешимую проблему. Неясно, каким образом такая зона могла сохраниться в океанической области, избежав уничтожения в результате конвективных движений мантии.

Необычайно важным для понимания геологической природы срединно-океанических хребтов является обнаруженный на их склонах и в рифтовых условиях комплекс так называемых зеленосланцевых пород. Так, огромная зона, протяженностью около 40 км, альбит-актинолит-хлорит-эпидотовых сланцев обнажается в рифтовой долине Атлантического хребта на глубинах 2000—2500 м. Их химический состав отвечает спилитам. Аналогичные зеленые сланцы обнаружены в Аравийско-Индийском хребте, где вместе с ними драгой были подняты окремненные обломки пород и кварц-эпидотовые жильные образования. Близкие типы пород обнаружены во многих участках хребта, а также в других хребтах. Среди них иногда встречаются кварцевые прожилки с пиритом. На

Восточно-Тихоокеанском хребте, в зоне разлома Элтанин (120 меридиан), в нижних частях разреза коры, вскрытого разломом на 5 км, под перидотитами обнаружены амфиболовые сланцы, представляющие метаморфизованные осадочно-вулканогенные породы. Расположение их ниже перидотитов свидетельствует, что последние находятся не в коренном залегании, а представляют собой перемещенную пластину.

В срединно-океанических хребтах драгированием подняты практически все разновидности магматических пород. Наиболее распространены там гипербазиты (ультраосновные магматические породы). Все они в той или иной степени серпентинизированы. Первая стадия серпентинизации протекала на глубине, с сохранением первичной структуры пород. Кристаллы оливина замещались минералом хризолитом или серпофитом, а кристаллы пироксена — баститом. Большинство исследователей связывают серпентинизацию первой стадии с дегазацией верхней мантии и воздействием ювенильных паров воды. Вторая стадия серпентинизации, протекающая позже и в иных, более поверхностных, условиях, возможно, связана уже с океаническими водами.

В срединно-океанических хребтах широко распространены магматические породы основного состава: массивные крупнокристаллические габбро, габбро-нориты, долериты и т. д. Все они в той или иной степени подвержены вторичным изменениям, связанным преимущественно с низкотемпературным (зеленсланцевым) метаморфизмом. Встречаются породы, измененные в условиях более высокой (амфиболитовой) фации метаморфизма. Наконец, правда пока лишь в отдельных участках (Аравийско-Индийский хребет), со дна океана подняты и породы гранулитовой фации метаморфизма (плагноклаз-оливиновые гранулиты), для образования которых необходима температура более 800° С и давление не менее 5000 атм.

На срединных океанических хребтах обнаружены также средние и кислые магматические породы. Так, на 450° с.ш. на Срединно-Атлантическом хребте драгированы меланократовые диориты, состоящие из плагноклаза (70%), роговой обманки (26%) и кварца (4%). Там же со склонов возвышенностей подняты альбитовые граниты, содержащие 25% кварца. Характерно высокое содержание натрия (5,5%) и кремнезема (до 72%). Геологи А. Ф. Ау-

мента, Б. Д. Ланкаревик и Д. И. Росс, проводившие исследования, не сомневаются в том, что кислые породы драгированы с коренных выходов. Кроме того, в их коллекции почти четверть собранных при драгировании образцов представлена гнейсами, гранитами и различными осадочными породами. По мнению авторов, все эти породы принесены плавающими льдинами с материков. Однако столь категоричный вывод нельзя считать доказанным, а условия местонахождения пород ему противоречат. Как пишут А. Ф. Аументо, Б. Д. Ланкаревик и Д. И. Росс, оценка распределения этих пород, относимых к эрратическим (ледниковым) валунам, показала, что они совершенно отсутствуют на дне срединной рифтовой долины. Если бы эти валуны действительно были принесены льдинами, то они должны были распространиться повсеместно. Если же это образцы с коренных выходов, то отсутствие их в рифтовой долине, заполненной осадками, вполне закономерно.

Обзор метаморфических пород северной части Атлантики сделан С. А. Силантьевым (1977). Он изучал только образцы из коренных выходов. Изученные им образцы относятся к зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и гранулитовой фациям метаморфизма. Эпидотовые амфиболиты являются продуктом регионального метаморфизма средних давлений габбро и базальтов. Кроме неизменных эпидотовых амфиболитов, обнаружены также мигматизированные амфиболиты, постепенно переходящие в мигматит-граниты калиевого профиля. Наиболее высокотемпературным метаморфическим комплексом Северной Атлантики является гранулит-чарнокитовый. На восточном фланге подводного хребта Рейкьянес в блоке метаморфических пород с гранулитами ассоциируются чарнокитовые гранитоиды.

В ряде случаев имеются свидетельства того, что кислые магматические породы расположены в срединно-океаническом хребте на глубине. Так, в базальтовых потоках вулканов на островах Вознесения и Тристан-да-Кунья, расположенных на Атлантическом срединно-океаническом хребте, присутствуют обломки гранитов и гнейсов. В лавах на островах Коморского архипелага (северо-западная часть Индийского океана) обнаружены обломки песчаников и кварцитов. Это свидетельствует о присутствии гранитного материала в фундаменте хребтов.

На Центрально-Тихоокеанском поднятии, на одной из подводных гор (218°31' с. ш., 175°06' з. д.), среди роговообманковых базальтов обнаружены ксенолиты интрузивных и метаморфизованных пород, и в том числе диорита (51,4% SiO<sub>2</sub>), габбро-норита, амфиболита.

Косвенным указанием на присутствие кислых пород в океанической коре является своеобразный химический состав лав вулканов, расположенных на срединно-океанических хребтах и в океанических котловинах. Кислые лавы обнаружены на дне Северного моря, в западной части Тихого океана и в некоторых других морях. Кислые лавы обнаружены на острове Буве, лежащем на Срединно-Атлантическом хребте. Обратим внимание на то, что в Исландии среди преобладающих там базальтов распространены кислые лавы (липариты), составляющие не менее 10—15% от всей массы, а в базальтах обнаружены ксенолиты гранитов. Образование таких лав ряд петрографов связывает с ассимиляцией основной лавой кислых пород кристаллического основания коры.

Кислые магматические породы распространены на многих островах Атлантического океана. На островах Зеленого Мыса встречены щелочные граниты и сиениты. Фундамент Фолклендских островов представлен гранитами. Валуну древних гранитов и гнейсов находили на берегах Азорских островов.

В районе скал Роккол, расположенных на подводном плато к юго-юго-востоку от Исландии, драгированы метаморфические породы граулитовой фации, гнейсы, эгириновые граниты, песчаники и другие породы.

В Индийском океане, на архипелаге Кергелен, распространены разнообразные по химическому и минеральному составу интрузивные породы: кварцевые сиениты, щелочные микрограниты, монцониты, щелочные аплиты и сиениты, а также щелочные риолиты. В щелочных гранитах содержится до 70% кремнезема. Французский геолог И. Нуже́е пришел к выводу о существовании в прошлом в районе архипелага Кергелен крупного магматического очага, имевшего состав гранита-сиенита. Древние вулканические структуры архипелага залиты трахитовыми и базальтовыми лавами плейстоценового возраста. К самым молодым вулканическим образованиям относятся покровы андезитов, а также кварцевых и бескварцевых щелочных трахитов.

Кислые магматические породы известны на острове Святого Павла (к северу от Кергеленского архипелага). Особо следует отметить присутствие древних гранитов и гнейсов на Сейшельских островах — уже не в центральной части океана, а ближе к Африке.

В Тихом океане кислые породы обнаружены на Маркизских островах (риолиты), на островах Тонга (дациты с содержанием кремнезема 65%), Ревилья-Хихедо (натровые риолиты). На архипелаге Фиджи найдены граниты, гранодиориты и даже кварциты. Гранитные валуны есть на островах Кермадек.

Некоторые представления о глубинном строении Восточно-Тихоокеанского поднятия дает анализ магматизма острова Пасхи, расположенного на пересечении этого поднятия с широтной зоной разломов. На этом вулканическом острове нет ультраосновных лав. Все вулканические образования относятся к щелочно-базальтово-натриево-риолитовой серии. В каждую стадию извержения происходило изменение состава пород от основных к кислым. С кислотностью возрастала и щелочность пород. Все породы острова Пасхи по сравнению с базальтами остальных островов Тихого океана пересыщены кремнеземом. В оливковых риолитах появляется даже кварц, что необычно для океанических структур (кроме островов Вознесения в Атлантическом океане и Кергелен в Индийском океане).

Вулканические породы Пасхи и расположенного в той же зоне острова Сала-и-Гомес характеризуются очень высоким содержанием радиоактивных элементов: урана более 1—2 г/т, тория — 2—8 г/т и калия — 0,5—2,3%. Это в 10 и более раз выше, чем в обычных толеитовых базальтах океанов и островных дуг и тождественно содержанию радиоактивных элементов в базальтах континентов. Столь своеобразный химический состав вулканитов острова Пасхи указывает на состав коры Восточно-Тихоокеанского поднятия. Базальты, первичные очаги которых расположены в мантии, обогащаются на пути к земной поверхности кремнеземом, щелочами и радиоактивными элементами. Это может быть вызвано тем, что в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия под базальтовыми покровами расположена мощная кора континентального типа. Изучение распределения радиоактивных элементов в базальтоидах, проведенное геохимиками

А. П. Акимовым, Б. П. Золотаревым и С. Ф. Соболевым, показало, что только в тех случаях, когда базальтоиды на своем пути пересекают континентальную кору, в особенности земную кору складчатых областей, содержание радиоактивных элементов в них резко возрастает.

И. Бенати и Г. Аррениус пришли к выводу, что многочисленные обломки кислых пород на дне восточной части Тихого океана имеют местное происхождение, а не принесены кораблями, льдинами или водорослями, как считали раньше. В их числе граниты, извлеченные из подводного хребта Наска. Локальные области распространения кислых пород намечаются этими исследователями около Кокосовых островов, а также в зоне крупных разломов, вблизи Северо-Американского континента (разломы Меррей и др.). Все это свидетельствует о том, что кислые породы имеются не только в коре срединно-океанических хребтов, но и в тонкой коре глубоководных океанических котловин.

Несмотря на то что драгирование «подбазальтовых» пород на срединно-океанических хребтах проведено еще в очень ограниченных масштабах, все же очевидно, что это сложные по строению и длительно развивающиеся геологические образования. По встреченным в хребтах породам, их химизму, возрасту и условиям образования можно заключить, что срединно-океанические хребты возникли на месте длительно развивавшихся складчатых поясов, аналогичных зеленокаменным складчатым поясам континентов, например Уральскому или Монголо-Охотскому. Напомним, что в срединно-океанических хребтах обнаружены породы архейского, протерозойского и палеозойского возраста. Они пережили несколько фаз метаморфизма, протекавших при различных температурах и давлении и свидетельствующих о том, что эти измененные породы погружались на значительную глубину. Хребтам свойствен магматизм: внедрение ультраосновных, основных и кислых пород. Гидротермальная деятельность проявлялась повсеместно и неоднократно.

Кислые магматические породы (гнейсы, граниты) распространены не только на срединно-океанических хребтах, но, пожалуй, не менее широко и за их пределами. Этот факт указывает на то, что в коре океанических котловин также могут содержаться породы кислого состава.

Кислый вулканизм плиоцен-четвертичного возраста на архипелаге Кергелен и других океанических островах демонстрирует характер совсем недавних, можно сказать современных, процессов под океанами. Они проявляются не только в выщелачивании базальтов, но и в генерации кислой магмы. Очевидно, что механизм образования кислых лав должен быть близок тому, какой имеет место на континентальной коре, поскольку химический состав этих лав идентичен.

Таким образом, состав магматических пород океанов крайне разнообразен. Ультраосновные породы представлены в основном серпентинизированными гарцбургитами и лерцолитами, хотя известны находки дунитов, плагиоклазовых перидотитов и пироксенитов. Среди габброидов океанического дна обнаружены анортозиты, троктолиты, породы, обогащенные роговой обманкой и титаномagnetитом. Встречаются и габброиды, обогащенные щелочами. Широко варьирует состав базальтов. В океанах много пород среднего и кислого состава: интрузий и лавовых покровов.

После образования магматические породы подверглись как прогрессивному, так и регрессивному метаморфизму, что свидетельствует о длительной, сложной и разнообразной их геологической истории. Возраст магматических пород колеблется в огромных пределах — от древних до современных. На дне океанов тот же набор метаморфических и магматических пород, что и на континентах. Следовательно, нет принципиальных различий в характере магматической деятельности в пределах континентальной и океанической тектоносферы.

### Строение и история развития шельфов

По окраинам всех океанов тянется широкая лента шельфов — мелководного подножия континентов. Особенно широк шельф у Евразийского побережья Северного Ледовитого океана, где от края глубоководной котловины до континента 1—2 тыс. км. Несмотря на то что шельфы более доступны для исследований, чем глубоководные участки океанического дна, изучены они еще крайне слабо.

Наиболее обследованы шельфы Северной Атлантики. Рассмотрим участок шельфа в районе полуострова Фло-

на да и подводного плато Блейк. Здесь в рельефе мор-  
де-ского дна можно выделить несколько подводных ступе-  
ть-эй. Рядом с полуостровом Флорида расположен мелко-  
ся-одный шельф. Затем следует материковый склон,  
и-далее — плато Блейк, расположенное на глубине 800—  
с-1000 м ниже уровня океана. Западнее снова крутой ус-  
на-ступ — переход к Блейк-Багамской котловине, размещен-  
их-ной на глубине более 4 км. Сейсмический профиль  
в-(рис. 20), пройденный поперек этой зоны, иллюстрирует  
-сложное строение шельфа и плато Блейк. Как видно из  
-рисунка, по внешнему, обращенному к океану краю пла-  
-то проходит крупный выступ фундамента. Под самым  
-плато расположен глубокий прогиб, выполненный более  
-чем семикилометровой толщей мезозоя-кайнозоя. Ниже,  
-возможно, залегают отложения верхнего палеозоя. Про-  
-гиб опускался постепенно, заполняясь мелководными кар-  
-бонатными осадками, лишенными терригенного матери-  
-ала. В нижнемеловую эпоху наступило сильное осолоне-  
-ние бассейна — отлагались гипсы. Очевидно, бассейн был  
-отделен барьером, возможно коралловым рифом, от оке-  
-на. Таким образом, под шельфом Флориды расположен  
-типичный геосинклинальный прогиб, унаследованно  
-развивавшийся в течение верхнего палеозоя и мезозоя.

Интересна история шельфа и плато Блейк в послед-  
-ние 50 млн. лет. Кроме сейсмических данных, дополни-  
-тельную информацию дают нам буровые скважины «Гло-  
-мара Челленджера», расположенные в том же направле-  
-нии, что и сейсмический профиль (рис. 21). Буровые  
-скважины позволяют более уверенно проследить кайно-  
-зойский этап развития. В течение эоцена наибольшая  
-мощность отложений приходится на шельф. Восточнее  
-шельфа, на плато Блейк, мощности отложений этого воз-  
-раста невелики. Столь своеобразное распределение мощ-  
-ностей эоценовых отложений может быть объяснено тем,  
-что основная масса осадков (песчаников, алевроитов),  
-сносимых с континента, отлагалась непосредственно у его  
-края (на шельфе), а дальше тонкодисперсный обломочный  
-материал поступал на плато Блейк в ограниченном коли-  
-честве, и на глубине в условиях некомпенсированного  
-осадконакопления отлагались маломощные кремнисто-  
-карбонатные осадки.

В олигоцене условия изменились. В западной части  
-шельфа произошло слабое поднятие, преградившее доступ

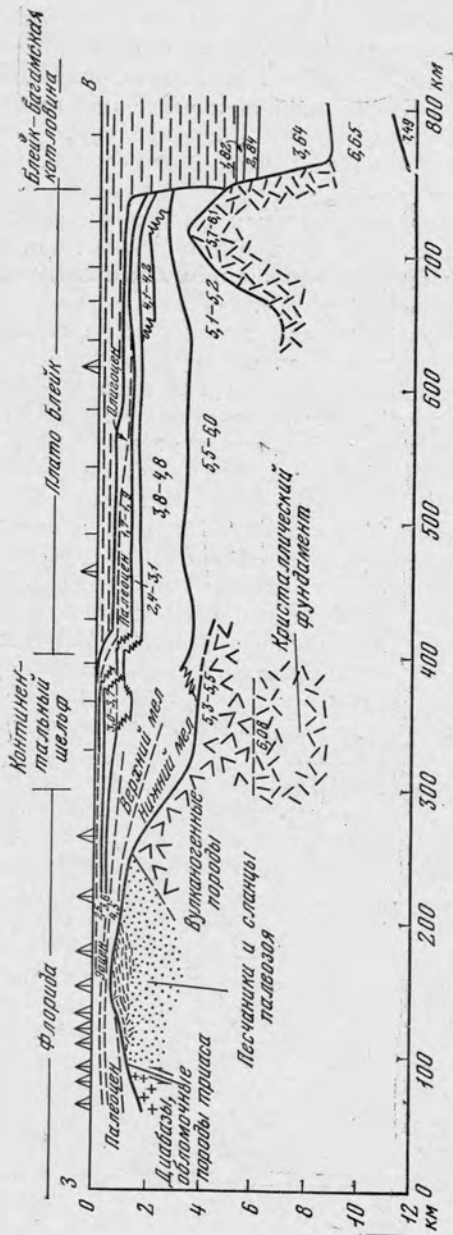


Рис. 20. Сейсмический профиль через континентальную окраину Северной Америки восточнее мыса Кейп-Мей, Нью-Джерси (по Ч. Дрейфу, Дж. Юннгу, Г. Стокарду)

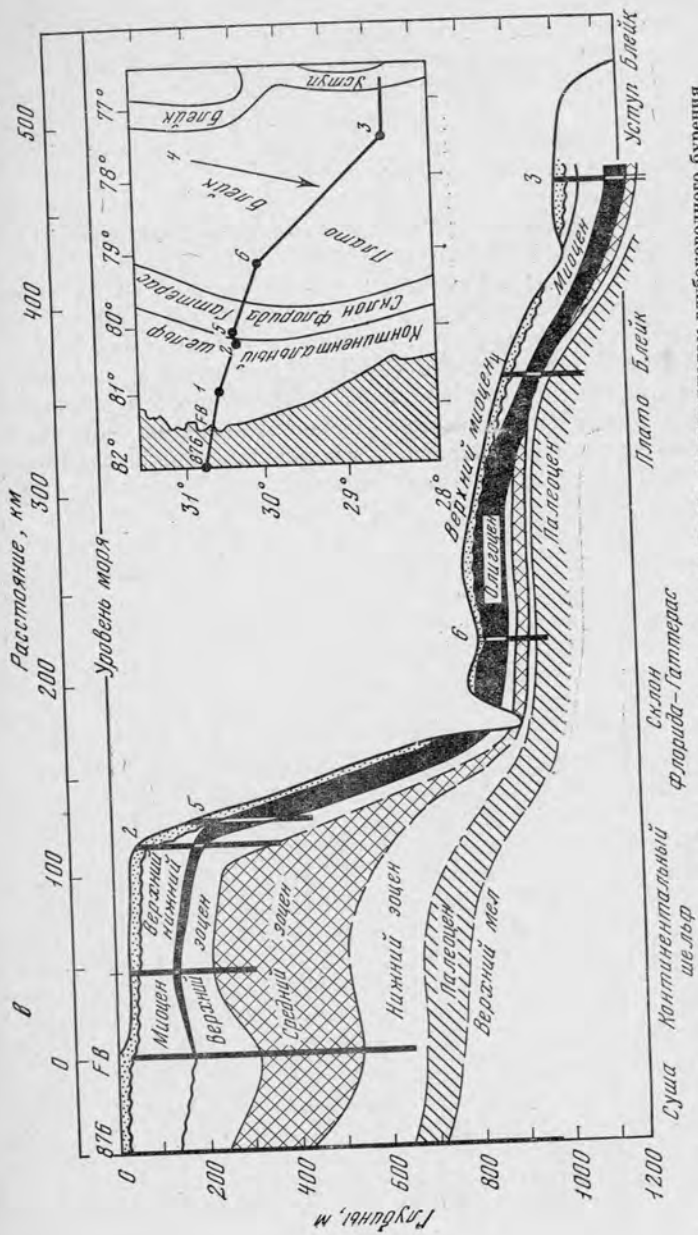


Рис. 21. Геологический разрез шельфа Флориды и подводного плато Блейк по материалам глубоководного бурения

материала со стороны материка. В сложившихся условиях осадконакопление в пределах склона и плато Блейк происходило преимущественно за счет органических осадков. В миоцене шельф вновь опустился ниже уровня моря и повторились условия, существовавшие в эоцене, — песчано-глинистый состав осадков и их отложение почти исключительно в зоне шельфа.

Геологическое строение этого района, выявленное с помощью детальных геофизических исследований и глубоководного бурения, раскрывает историю формирования шельфа. Собственно шельф и его опущенная часть (плато Блейк) представляют по своей природе типично континентальные структуры, состоящие, как и прилегающий полуостров Флорида, из системы поднятий и прогибов. Опускание и шельфа и плато Блейк началось в нижнемеловую эпоху одновременно. В меловой период оно происходило относительно медленно, вследствие чего погружение дна полностью компенсировалось осадконакоплением.

В результате, как показывает сейсмический профиль, толща меловых отложений распределена равномерно в пределах всего опустившегося блока. В кайнозойскую эпоху скорость опускания дна стала возрастать, и с нижнего эоцена установился уже иной характер осадконакопления — подавляющая часть обломочного материала концентрировалась вблизи берега, формируя шельф, и лишь ничтожная его часть выносилась дальше и отлагалась на плато Блейк. Конечно, в пределах плато общая величина опускания была больше, чем на шельфе, но незначительно. Склон между шельфом и плато Блейк возник не в результате тектонического смещения, а главным образом благодаря неравномерному распределению осадков. Мощность третичных отложений и шельфа Флориды и плато Блейк в сторону океана закономерно убывает.

Геофизические исследования обнаруживают в пределах шельфа толщи осадков от юры до плейстоцена мощностью 8—12 км. В основании обычно находятся юрские прибрежные и соленосные отложения. С юрского периода на внешнем крае шельфа длительно развивался барьерный риф. Поверх мелководных юрских и нижнемеловых осадков, содержащих водоросли, лежат более глубоководные песчано-глинистые отложения верхнего мела, палеогена и неогена. Опускание отдельных блоков шельфа про-

исходило по сложной системе разломов, рассекающих фундамент параллельно береговой линии.

В сторону океана шельф обрывается крутым уступом. На глубине ему соответствует резкое сокращение мощности коры. Для океанического дна характерен значительный рост молодых кайнозойских осадков, выносимых через шельф в океан.

Приведенные выше и некоторые другие геологические и геофизические материалы по шельфам свидетельствуют, что строение их сложное. По-видимому, следует выделять два типа шельфов. Первый условно назовем эрозионным, второй — аккумулятивным.

Эрозионный шельф формируется в эпоху отступления (регрессии) моря. Такой шельф сложен теми же породами, что и прилежащие участки континента. Это может быть и архейский фундамент платформ, и складчатые сооружения самого различного возраста. В эпоху трансгрессии прибрежные участки материка нивелировались реками, размывавшими рельеф и одновременно отлагавшими переносимые ими осадки. В эпоху трансгрессии эта прибрежная равнина заливалась наступающим морем. Под ровной поверхностью такого шельфа буровой снаряд вскрыет на сравнительно небольшой глубине те же породы, что и на прилежащем континенте. На таком шельфе находят неясные контуры речных долин, «просвечивающие» сквозь современные отложения, погребенные береговые валы, морские холмы, сложенные ледниковым валунным материалом, и т. п.

Иначе построен шельф аккумулятивного типа. Он формируется в краевой части глубоководной котловины. Механизм образования такого шельфа напоминает процесс формирования дельты крупной реки — материал, выносящийся с суши, отлагается непосредственно на склоне впадины. В дельте реки Амазонка мощность вынесенных ею осадков 12 км.

Такие седиментационные линзы достигали наибольших размеров и мощности там, где вынос обломочного материала реками был максимальным, например в северной части Индийского океана. Гигантские по размерам и высоте горные массивы Азии поставляли и поставляют сейчас в близрасположенную котловину Индийского океана столь огромное количество материала, что аккумулятивный шельф расширился на сотни километров.

Выяснение механизма образования шельфов, в особенности аккумулятивного типа, позволяет лучше понять условия формирования осадков на дне океанических котловин, что чрезвычайно важно не только для выяснения происхождения океанов, но и для правильной интерпретации прогибов в пределах современных континентов.

### Геология окраин материков

При выяснении геологической истории структур, ныне погруженных под уровень океана, большое значение имеет изучение окраин материков. Таким путем восстанавливаются простирания геологических структур на океаническом дне и время их опускания под уровень океана.

Возможности такого историко-структурного анализа продемонстрируем на примере трех районов: Средиземного моря, Северной Атлантики и дальневосточных морей.

В последние годы ученые многих стран ведут исследования геологического строения дна Средиземного моря. Особенно ценные материалы получены в результате сейсмических исследований (позволивших определить мощность осадочных отложений на его дне и степень их дислоцированности), глубоководного бурения и драгирования на подводных возвышенностях.

Анализ всех этих материалов, выполненный Я. П. Маловицким, позволил ему составить тектоническую карту Средиземного моря и наметить основные этапы его геологической истории.

Сейчас установлено, что часть акватории моря располагается на месте платформенных структур. Восточное Средиземноморье, включая и Адриатическое море, возникло на месте опущенных блоков древней Африканской платформы, а Западное (Тирренская и Алжиро-Прованская котловины) образовалось на месте эпипалеозойской платформы. Существенно различаются впадины Западного и Восточного Средиземноморья и по времени их образования.

В Восточном Средиземноморье опускание краевой части Африканской платформы, сопровождавшееся осадконакоплением, началось еще в палеозое (вероятно, во вторую его половину) и продолжалось в течение все-

го мезозоя и кайнозоя. Суммарная мощность осадков, накопившихся во впадинах Восточного Средиземноморья, достигает 10—12 км, а с учетом водного слоя оказывается, что подошва этих осадков опущена сейчас на глубину до 12—16 км ниже уровня океана.

Важным этапом в геологическом развитии Средиземноморья является мессинское время (верхний миоцен), тогда в пределах всего Средиземного моря накапливались соленосные отложения. Именно в этот период произошло формирование его бассейна примерно в тех границах, какие существуют сейчас. В мессинское время на месте палеозойских срединных массивов образовалась система впадин Западного Средиземноморья. Следует подчеркнуть, что в этот период (в верхнем миоцене) интенсивность опускания западной части Средиземного моря, например впадины Тирренского моря, была во много раз больше, чем восточной. Уровень аккумуляции располагался на 2000—3000 м ниже современного уровня океана. Глубочайшие каньоны — долины — пересекали тогда берега Средиземного моря.

После накопления эвапоритов (соленосных отложений) наступил последний плиоцен-четвертичный этап развития Средиземного моря. Контрастность вертикальных движений в Средиземноморском поясе значительно возросла. На месте геосинклинальных прогибов герцинского и альпийского возраста начали формироваться горно-складчатые сооружения, а впадины, образовавшиеся на месте Африканской платформы, палеозойских и мезозойских срединных массивов, продолжали интенсивно опускаться.

Скорость опускания отдельных впадин менялась, различались впадины и по количеству поступающего в них с суши обломочного материала. Вследствие этого в ряде впадин наблюдается разное соотношение между мощностью накопившихся в них плиоцен-четвертичных осадков и глубиной до поверхности дна. Так, в Тирренской и Алжиро-Прованской впадинах Западного Средиземноморья выше 2-километровых толщ соленосных отложений имеется еще до 1—2 км плиоцен-четвертичных осадков, а еще выше — 2—3-километровый слой воды. Такое соотношение мощностей и глубин свидетельствует о том, что значительное по величине опускание впадин началось еще в конце миоцена (в эпоху солеобразования)

и продолжалось в течение всего плиоцен-четвертичного времени.

Во впадинах Восточного Средиземноморья картина была иной. Существовавшие с палеозоя мощные осадочные бассейны в мессинское время и в плиоцене не очень сильно увеличили скорость опускания. На это указывает относительно малая мощность как соленосных, так и перекрывающих их плиоценовых осадков, не превышающих суммарно 1000—1500 м. Глубина же моря в Восточном Средиземноморье сейчас не меньше, чем в западной части моря. Следовательно, значительное по интенсивности опускание впадин Восточного Средиземноморья произошло лишь в конце плиоцена или в четвертичном периоде, и вновь возникшие глубоководные котловины еще не успели заполниться осадками. Только близ дельты реки Нил, которая выносит в море огромное количество наносов, наблюдается резкое увеличение мощности плиоцен-четвертичных осадков.

По-разному выглядит и структура впадин. В Восточном Средиземноморье распространены впадины, заполненные мощнейшей толщей осадков, которые практически не дислоцированы и, судя по материалам сейсмических исследований, залегают практически горизонтально.

Иная структура дна в пределах глубоководных впадин Западного Средиземноморья, а также Эгейского моря. Дно этих впадин состоит из сложной системы блоков, часто ограниченных разломами, приподнятых и опущенных относительно друг друга. В опущенных блоках под дном моря залегают толщи верхнемиоценовых и плиоцен-четвертичных осадков. Благодаря тому что эти осадки подстилаются мощной толщей солей, в Тирренской и Алжиро-Прованской впадинах широко распространены соленосные диапировые купола, которые по морфологии почти не отличаются от соленосных диапиров на континентах. В пределах приподнятых блоков дна впадин кайнозойские осадки отсутствуют или их мощность резко сокращена.

Наибольший интерес для геологов представляют выходы скальных пород на дне глубоководных котловин. В результате успешно проведенного драгирования подняты на поверхность образцы горных пород, которые показали, что на дне глубоководных впадин существует два основных типа гор.

Один из них — это вулканические постройки, образовавшиеся в плиоцен-четвертичное время. Вулканы сложены лавовыми покровами среднего и кислого состава, излившимися в подводных условиях.

Второй тип подводных гор в глубоководных котловинах Западного Средиземноморья — это выступы раннемезозойского, палеозойского и более древнего фундамента (кристаллические сланцы), находившегося до образования впадин на дневной поверхности, а затем погружившегося на глубину 2—6 км. Драгирование, проведенное в Тирренском море, в районе подводной горы Марки показало, что расположенный там выступ фундамента сложен мелководными известняками, возраст которых датируется как конец палеозоя — начало мезозоя. Породы аналогичного состава и возраста широко известны на лежащих восточнее островах Корсика и Сардиния. Несомненно, что на месте глубоководной впадины Тирренского моря до ее образования располагались континентальные структуры, известные ныне на этих островах.

Как все Средиземное море, так и отдельные его впадины ориентированы широтно. Однако сейчас все более очевидно, что в формировании современной глубинной структуры Средиземноморья большую роль играли разломы меридиональной или близкой к ней ориентировки. Такие разломы ограничивают контуры отдельных впадин и вместе с разломами широтной и иной ориентировки создают сложную мозаично-блоковую структуру дна Средиземного моря. Не следует забывать, что в его пределах, преимущественно на тяготеющем к материкам и островам мелководье, расположено значительное число геосинклинальных прогибов, как длительно развивавшихся в палеозое и мезозое, так и возникших в неогене. Эти прогибы протягиваются на континенты и составляют с ними неразрывное целое.

Данных о вещественном составе и возрасте пород, слагающих консолидированную кору под глубоководными впадинами Средиземноморья, еще явно недостаточно. Однако то, что уже известно, позволяет прийти к следующим выводам. В Восточном Средиземноморье установлено погружение архейского фундамента под дно впадин. Под толщей осадков на глубинах 10—16 км расположены те же архейские породы, что и на поверхности Африканской платформы. Величины граничных скоростей

(6,0—6,2 км/с) в слое, расположенном ниже осадков, не противоречат такой точке зрения.

Под впадинами Западного Средиземноморья верхняя часть кристаллической коры сложена породами, которые не могут быть отнесены к «базальтовому» слою. Граничные скорости имеют примерно те же значения (6,0—6,2 км/с). Это — либо породы гранитного состава, либо, что более вероятно, осадочно-метаморфические породы раннего мезозоя и палеозоя. Вниз по разрезу консолидированной коры градиент скорости быстро возрастает, что свидетельствует об увеличении основности пород консолидированной коры.

Таким образом, глубоководные котловины Средиземного моря возникли в основном на месте древней платформы или срединных массивов с палеозойским возрастом структур. На примере Средиземноморья устанавливается, что глубоководные котловины могут возникать как в пределах мощных седиментационных прогибов, так и на месте ранее приподнятых срединных массивов. И в том и в другом случае наличие глубоководной (2—3 км) морской котловины объясняется лишь тем, что возникшая впадина не успела заполниться обломочным материалом. Если бы такой материал приносился с континентов в большом количестве, прогибание было бы полностью компенсировано осадконакоплением, и вместо глубоководной впадины мы увидели бы мощный седиментационный бассейн. Пример Средиземноморья убеждает, что даже в пределах внутренних морей, каким является, в частности, Тирренское, обстановка некомпенсированного осадконакопления может сохраняться относительно долго — до 5 млн. лет.

Одним из участков земного шара, который позволяет судить о том, как развивались геологические события на месте теперешних океанов, является северная часть Атлантического океана. Такой исторический анализ был недавно сделан членом-корреспондентом АН СССР Е. Е. Милановским. Опираясь на его работу, познакомим читателя с основными событиями в названном районе.

Геологическую историю Северной Атлантики удастся проследить с конца протерозойской эры (1,2—0,6 млрд. лет назад). На месте северной части Атлантического океана существовал Грампианский, или Северо-Атлантический, геосинклинальный пояс, ориентированный приблизительно меридионально (рис. 22). Западная часть пояса обна-

жается сейчас в Восточной Гренландии, а восточная — в Скандинавии и Шотландии. Здесь сохранились мощные толщи метаморфизованных вулканогенных и терригенно-карбонатных пород. В каледонский этап (0,6—0,3 млрд. лет назад) в этих районах, а также на Северо-Американском континенте (в Северных Аппалачах и на Ньюфаундленде) продолжалось накопление различных геосинклинальных осадков, которые затем были смяты в складки, метаморфизованы и прорваны гранитными интрузиями. Рассматриваемый складчатый пояс, захватывавший в ширину все пространства северной части Атлантического океана, состоял, по представлениям Е. Е. Милановского, из целого ряда геосинклинальных прогибов, разделенных срединными массивами. Один из них частично выступает из-под воды в Северо-Западной Шотландии. Это так называемая платформа Эриа, сложенная нижепротерозойскими образованиями, на которые надвинуты с востока отложения верхнего протерозоя.

В девоне и отчасти в карбоне и ранней перми на отдельных участках сформировавшегося складчатого пояса возникли протяженные приразломные прогибы — грабены, заполнившиеся континентальными грубообломочными образованиями (рис. 23). Они известны на западе пояса (Восточная Гренландия), в центральной части (остров Шпицберген) и на восточном фланге (Норвегия, Шотландия). В ряде случаев эти грабены продолжают в пределах акваторий. Несомненно, пишет Е. Е. Милановский, что значительная часть подобных структур скрыта под дном бассейнов Северной Атлантики.

В пермском периоде Северная Атлантика постепенно вовлекается в общее опускание. В ее пределы проникает море (рис. 24), где в течение триасового, юрского и мелового периодов накапливаются мелководные отложения. Геофизические исследования и бурение, проведенные в последние годы, показали, что в морях, обрамляющих Британские острова, существует разветвленная система мезозойских грабенов.

В палеогене северная часть Атлантики стала ареной мощного (3—8 км) базальтового (трапвого) вулканизма. Его проявления можно обнаружить на севере Британских островов, на Фарерских островах, на подводной возвышенности Роколл, в Восточной Гренландии и на востоке Баффиновой Земли. Скважины глубоководного

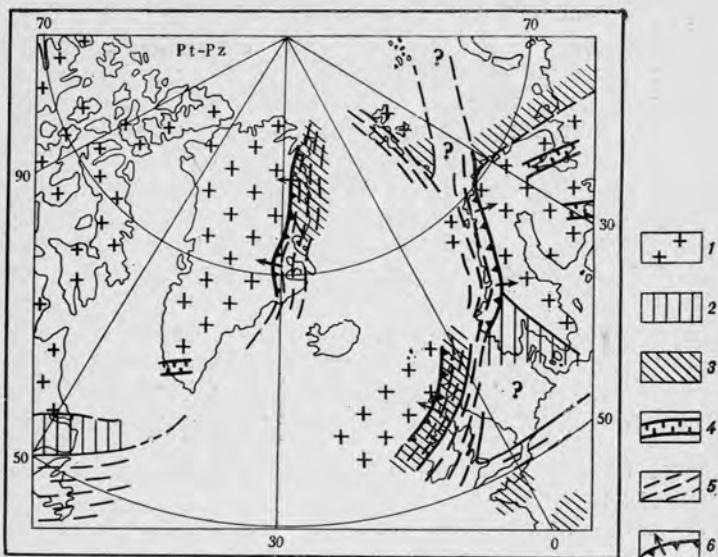


Рис. 22. Историко-геологическая схема Северной Атлантики в конце протерозоя и в нижнем палеозое (по Е. Е. Милановскому)

1 — области с доверхнепротерозойским фундаментом; 2 — гренвилевская складчатость (около 1 млрд. лет); 3 — байкальская складчатость (около 0,6 млрд. лет); 4 — грабены; 5 — каледонская складчатость (около 0,4 млрд. лет); 6 — фронт каледонских покровов и направление горизонтального перемещения масс

Рис. 23. Историко-геологическая схема Северной Атлантики в девонский и каменноугольный периоды (по Е. Е. Милановскому)

1 — области с докембрийским фундаментом; 2 — каледонская складчатость; 3 — среднепалеозойские грабены; 4 — крупнейшие сдвиги; 5 — щелочные массивы; 6 — герцинские геосинклинальные области; 7 — Северо-морская платформенная впадина

Рис. 24. Историко-геологическая схема Северной Атлантики в юрский и меловой периоды (по Е. Е. Милановскому)

1 — юрские и меловые платформенные отложения; 2 — меловые отложения; 3 — нижнемеловые траппы Полярного бассейна и среднеюрские базальты Северного моря; 4 — грабены; 5 — разломы

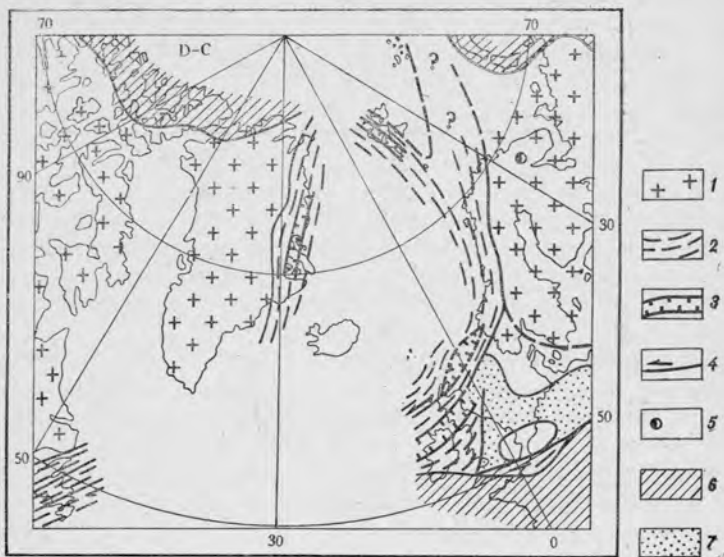


Рис. 23.

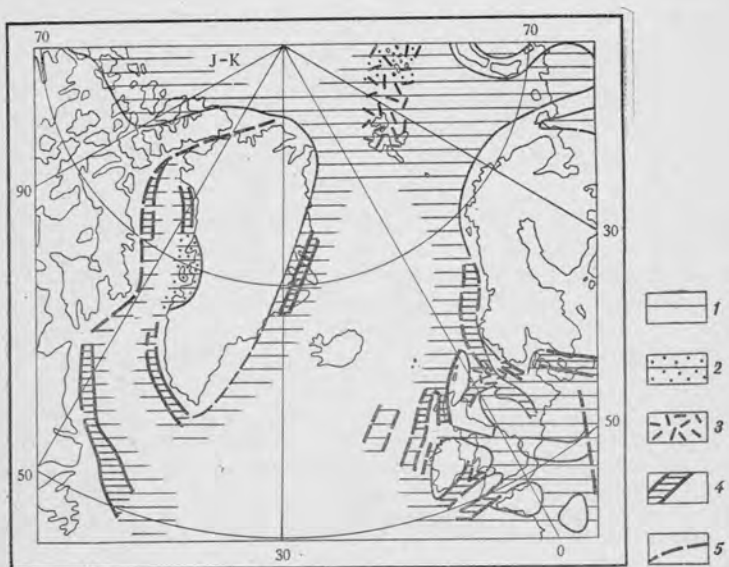


Рис. 24.

бурения установили широкое распространение базальтов палеогенового возраста на дне Северной Атлантики, и в том числе на дне Баффинова и Девисова проливов, на Фареро-Исландском подводном пороге и в Норвежском море, вплоть до подводного плато Воринг на востоке.

В конце палеогеновой эпохи на большей части площади Британско-Арктической провинции излияния базальтовых лав прекращаются. Значительные ее участки, и в первую очередь площади современных Норвежского и Гренландского морей, начинают погружаться. В неогене погружение Северной Атлантики продолжается. Под уровень моря опускаются зона Фареро-Исландского порога, а также плато Хаттон и Роколл.

В миоценовую эпоху излияния базальтов происходят в пределах срединно-океанического хребта, а также на месте подводных хребтов Рейкьянес, Кольбенсей и др. Повидимому, все они были приурочены к зонам крупных и протяженных разломов. Мощности миоценовых лав, судя по Исландии, где эти лавы выходят из-под уровня океана, огромны и могут превышать 10 км.

В плиоценовую эпоху ареал базальтового вулканизма еще более сокращается. В Исландии продолжают функционировать лишь две узкие рифтовые вулканические зоны. В четвертичном периоде они еще более сузились, но сохранили активность до настоящего времени, что проявляется в вулканической деятельности, развитии грабенов и трещин.

Е. Е. Милановский считает, что северная часть Атлантического океана сформировалась на месте межконтинентального геосинклинального пояса, возникшего в позднем протерозое и замкнувшегося в начале среднего палеозоя, и унаследовала его простирание и конфигурацию.

Формирование океанической впадины на месте Грампианского складчатого пояса происходило длительно и проявлялось в сложном сочетании небольшого по величине и рассеянного на широкой площади горизонтального растяжения и переработки континентальной коры в океаническую.

Этот процесс сопровождался опусканием и в отдельные эпохи мощным базальтовым магматизмом.

Таким образом, геологические данные приводят к выводу о том, что океаническая впадина Северной Атлан-

тики возникла на месте, где ранее существовал континент.

Глубоководное бурение в центральной, северо-западной и северо-восточной частях Атлантики дает этому новое подтверждение. Базальтовый фундамент здесь сформировался в поздней юре — раннем мелу. Осадочный разрез начинается формацией известняков и мергелей, наиболее древние из которых относятся к киммериджу — оксфорду (верхняя юра). Выше без перерыва лежит мощная формация черных и серых глин, обнаруженная бурением как в северо-западной, так и в северо-восточной частях океана (к северу от 40-й параллели). Глины эти сильно обогащены органическим веществом, растительными остатками наземного происхождения и костями рыб. Накопление этих пород с наземными растениями происходило в мелководной обстановке — Атлантического океана тогда еще не было.

В некоторых местах черные глины, отлагавшиеся на рубеже раннего и позднего мела, лежат непосредственно на базальтах. Выше в разрезе скважин неоднократно наблюдаются перерывы в осадконакоплении, что также может косвенно указывать на осушение Северной Атлантики в позднемеловое и палеогеновое время. Так, в пределах плато Роколл (к северо-западу от Британских островов) мелководная обстановка сохранялась до середины эоцена (обнаружены угленосные породы и конгломераты). Лишь в середине эоцена, когда начали быстро накапливаться кремнистые осадки, Северная Атлантика стала погружаться.

Своеобразные по строению и геологическому развитию крупные отрицательные структуры, расположенные между Евразийским континентом и Тихим океаном, привлекают в последние два десятилетия внимание исследователей, так как на их примере удобно расшифровывать происхождение океанических впадин. Если о геологической истории акваторий океанов нет данных ранее второй половины мезозоя, то на обрамлении Охотского и Японского морей обнажены отложения палеозоя и мезозоя, позволяющие восстановить геологическую историю этих морей. Ценную информацию дает также драгирование их дна и глубоководное бурение.

Обратимся к геологическому строению Охотского моря. Его подводный рельеф изучался еще в 50-е годы,

тогда же была построена детальная батиметрическая карта и на основе ее проведено геоморфологическое районирование. Руководители этих работ П. Л. Безруков и Г. Б. Удинцев пришли к выводу, что на морском дне расположены морфоструктуры, образование которых происходило в континентальных условиях, т. е. когда моря там еще не было. В пределах подводных поднятий Академии наук СССР, Института океанологии и др. были обнаружены выровненные уровни, напоминающие эрозионно-денудационные поверхности выравнивания на континентах. Эти подводные плато оказались расчлененными долинами, расположенными сейчас на глубине 1000—1500 м и более, речное происхождение которых не вызвало сомнений.

Так был установлен первый очевидный факт, свидетельствующий о крупных совсем недавних опусканиях дна этого моря. Позже со дна подводных возвышенностей были подняты хорошо окатанные гальки, принесенные реками. Путем драгирования с кораблей, проведенного в разные годы на этих возвышенностях, была собрана обширная коллекция коренных пород: осадочных, метаморфических и магматических.

Проведенное в последние годы непрерывное сейсмическое профилирование (НСП) и сейсморазведка методом отраженных волн (МОВ) позволили оценить мощность осадочного слоя на морском дне и получить представления о развитых там геологических структурах. Оказалось, что в процессе формирования Охотоморской впадины фундамент ее дна претерпел сложные перемещения — отдельные его участки опустились меньше, другие больше. Например, под дном глубоководной Южно-Охотской впадины обнаружен почти 4-километровый осадочный слой. Таким образом, общее ее опускание, с учетом слоя воды, оценивается в 6—7 км. На дне Охотского моря обнаружены и другие глубокие прогибы, которые сейчас почти целиком заполнены осадками и в рельефе дна выражены слабо. Таковы Присахалинский прогиб, протягивающийся вдоль восточного берега острова, Северный прогиб, дугообразно повторяющий очертание северного берега Охотского моря, и некоторые другие, меньшие по глубине.

Участки дна, где осадочный слой отсутствует, представляют отдельные небольшие выступы среди пространства с малыми мощностями осадков. По морфологии они

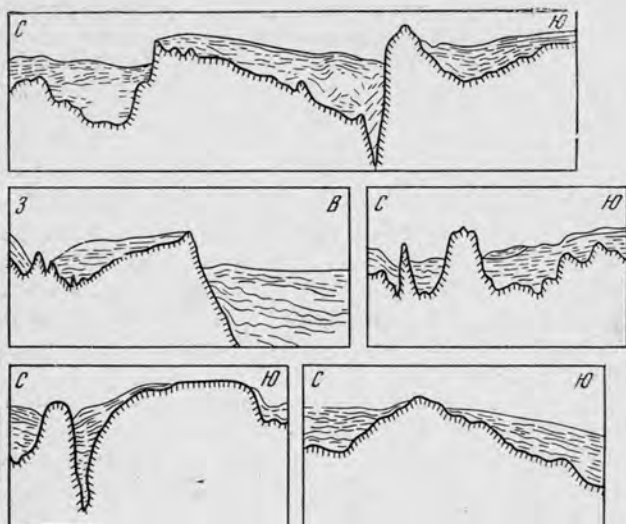


Рис. 25. Схематические разрезы дна Охотского моря в местах драгировок

часто напоминают горсты, рассеченные разломами (рис. 25). Все это свидетельствует, что опускание Охотоморской впадины не было равномерным, а происходило путем обрушения, дробления ранее единой структурной поверхности. Возникшие на дне моря прогибы и поднятия вписываются в общий рисунок складчатых структур обрамления, что указывает на унаследованность новообразованных структур от более древних.

В Охотском море глубоководное бурение еще не проводилось, поэтому о возрасте осадочного слоя на его дне приходится судить, опираясь на геологические данные, по окружающим его островам, а также по скорости осадконакопления. Анализ фациального состава миоценовых отложений на островах Большой Курильской гряды привел сахалинских геологов Ю. Л. Неверова, В. Б. Сергеева и К. Ф. Сергеева к выводу о том, что в раннемиоценовую эпоху на эту гряду поступал обломочный материал со стороны Охотского моря. Эти данные, пишет К. Ф. Сергеев, трудно интерпретировать иначе как свидетельство существования в раннем, а частично и в среднем миоцене участков суши к северо-западу от островов Большой Курильской гряды, т. е. в пределах Южно-Охотской

глубоководной впадины. Принесенный материал — это граниты и гранитогнейсы, неизвестные в Курильской гряде в коренном залегании. Аналогичные породы с возрастом 140—160 млн. лет были подняты в ряде мест со склонов Охотоморской глубоководной впадины с глубины 1000 м.

Геологи Е. Н. Кичина и В. Ф. Остапенко исследовали подводные вулканы Вавилова и Обручева, расположенные непосредственно на дне Южно-Охотской котловины в районе острова Броутона. Фундаментом этих вулканов являются граниты с возрастом 144 млн. лет. Подобные граниты обнаружены на возвышенности Академии наук СССР и на подводном продолжении полуострова Терпения. Вулканы сложены разнообразными эффузивными породами от основных до кислых (риолитов). На склонах и вершинах этих вулканов в изобилии присутствует галька, идентичная коренным лавам. Геологи пришли к выводу, что подводные вулканы Вавилова и Обручева образовались на суше, а затем были погружены под уровень моря.

Обнаружение на северном побережье Охотского моря (в устье реки Охота) морских осадков верхнего миоцена свидетельствует, что образование отдельных прогибов на дне Охотского моря началось во вторую половину миоцена. Скорее всего в это время началось и осадконакопление в Южно-Охотской впадине. Многие участки Охотоморской впадины включились в прогибание позже — в середине или конце плиоцена и в плейстоцене.

Время образования Южно-Охотской глубоководной впадины можно вычислить, основываясь на скорости осадконакопления. Скорость современного осадкообразования в этой впадине составляет 25 см за тысячелетие, следовательно, накопление 3—4 км осадков, с учетом их уплотнения, должно произойти за 10—15 млн. лет. Молодой возраст осадков Южно-Охотской впадины подтверждается сейсмическими исследованиями методом отраженных волн — осадочная толща этой впадины прослеживается на сейсмических профилях в пределах острова Сахалин, а по материалам бурения на Сахалине показано, что вся толща осадков дна Охотоморской впадины имеет плиоцен-четвертичный возраст.

Геологи Б. А. Петрушевский, К. Ф. Сергеев и др. заметили, что молодые, в том числе позднекайнозойские, структуры островов Сахалина и Хоккайдо прослеживаются

по дну Южно-Охотской впадины почти до ее середины. Если бы впадина была древнее структур, подобное явление было бы исключено. По морфологии и геологической истории Япономорская впадина напоминает Охотоморскую. В ее пределах выделяются наиболее обширная Центральная котловина, поднятие Ямато (разделенное грабенем на Северный и Южный хребты), котловины Хонсю и Цусимская, а также ряд возвышенностей. В Центральной котловине глубина океана достигает 3—3,6 км. Здесь пробурены три скважины. К северо-востоку от подводной возвышенности Ямато скважина прошла 530 м, вскрыв отложения плейстоцена, плиоцена и миоцена. Скорость осадконакопления в Японском море, по данным бурения, — 1,5—2,6 см за 1000 лет. Если принять такую скорость постоянной, то нижние горизонты осадочной толщи мощностью 3—4 км начали отлагаться в начале кайнозоя.

Многие исследователи считают, что в Япономорской и других аналогичных впадинах в начале их образования, когда размеры впадин были меньше, а источники обломочного материала ближе, скорость осадконакопления была более высокой. Это позволяет предположить, что осадочная толща в котловине Япономорской впадины имеет в основном миоцен-четвертичный возраст, хотя не исключено, что ее нижние горизонты начали отлагаться в палеогене. Пробуренная в котловине Хонсю скважина глубиной 532 м вскрыла отложения плейстоцена, плиоцена и верхнего миоцена. Средняя скорость осадконакопления — 5 см за 1000 лет. Приняв эту скорость постоянной для времени накопления осадочной толщи, можно определить, что возраст ее низов не выходит за пределы миоцена.

Драгирование, проведенное на возвышенности Ямато, позволило собрать обширную коллекцию магматических, метаморфических и осадочных пород. Обнаружены приблизительно те же породы, что и в хребте Сихотэ-Алинь, в их числе граниты с возрастом 180—220 млн. лет. Породы Ямато имеют сходство и с зоной Хида на острове Хонсю. В пределах возвышенности Оки драгированием поднят разнообразный комплекс коренных пород, включая кварциты, слюдяные сланцы, граниты, жильный кварц, андезиты, базальты и туфы. На Прикорейской возвышенности встречены метаморфические гнейсы, гранито-

гнейсы и кристаллические сланцы, аналогичные кристаллическому фундаменту Корейского полуострова.

Все эти факты свидетельствуют, что Япономорская впадина (как и Охотоморская) возникла недавно. Начало образования отдельных ее прогибов произошло в миоцене и в первую половину плиоцена, а формирование впадины в ее современном виде завершилось в четвертичном периоде.

Второй важный вывод основан на результатах драгирования. До опускания эти впадины входили в состав Тихоокеанского складчатого пояса, и в них происходил магматизм, который по времени проявления и химизму не отличался от такового, свойственного мезозоидам Северо-Востока СССР, Приморья или Японским островам. В миоценовую эпоху, и в особенности в плиоцен-четвертичное время, по обрамлению Охотского моря изливались лавы преимущественно кислого состава.

Изучая распределение пеплов в донных отложениях Японского моря и северо-западной части Тихого океана (рис. 26), океанолог М. А. Репечка обнаружил в верхнем слое донных осадков от одного до четырех и более прослоев пеплов, преимущественно кислого состава (риолиты, дациты). В Японском море кислые вулканические стекла характеризуются повышенной щелочностью. Возникли эти пепловые прослои вследствие подводных извержений.

Обратимся к структурному положению Охотоморской в Япономорской впадин в Тихоокеанском складчатом поясе. История обрамления более или менее уверенно восстанавливается со второй половины палеозоя. В силуре и девоне в пределах Восточной Азии на месте фундамента, сложенного архейскими и протерозойскими породами, возникла система геосинклинальных прогибов (рис. 27).

Их значительная протяженность при относительно небольшой ширине свидетельствует о том, что возникли они вдоль глубинных разломов и могут рассматриваться как приразломные прогибы. Интенсивный магматизм проявляется в них в течение почти всего периода их развития. Из Корякского нагорья на Западную Камчатку протягивался Западнокамчатско-Великореченский прогиб, в котором с ордовика по среднюю юру накопилось до 10 км осадочно-вулканогенных образований. С приближе-

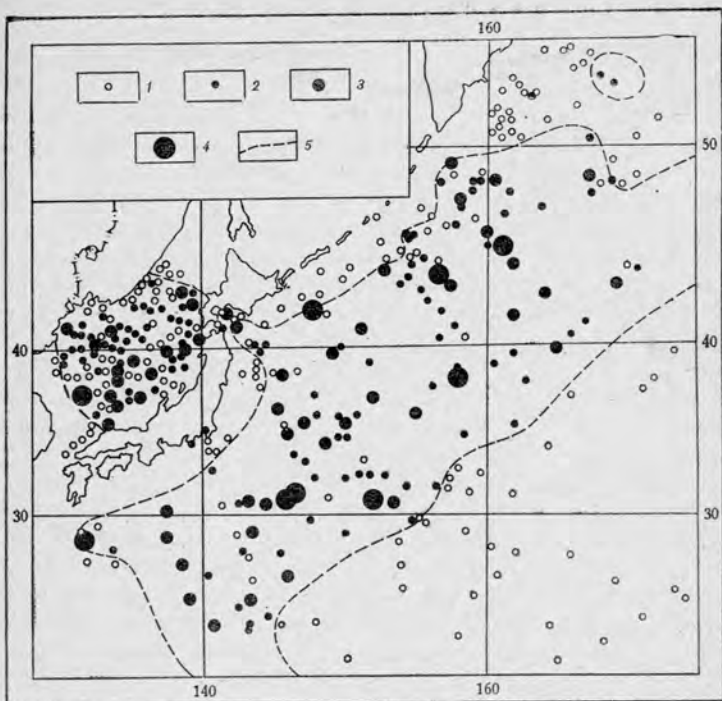


Рис. 26. Распределение пепловых прослоев в донных отложениях Японского моря и северо-западной части Тихого океана (по М. А. Репечке)

1 — колонки донных отложений без пепловых прослоев; 2 — с одним пепловым прослоем; 3 — с двумя-тремя прослоями; 4 — с четырьмя и более прослоями; 5 — предполагаемая граница распространения пепловых прослоев в осадочной толще

нием к Срединному хребту Камчатки этот прогиб оканчивался. Второй, параллельный ему прогиб (Пенжинно-Анадырский) с приближением к Охотскому морю поворачивал на запад и затем на северо-запад.

Вторая система приразломных прогибов располагалась в среднем и верхнем палеозое и в юго-западной части Охотского моря. Наиболее протяженный прогиб проходил через острова Сахалин, Хоккайдо и Японские, заканчиваясь на острове Кюсю, второй находился в пределах Сихотэ-Алиня, третий поворачивал от Шантарских островов на запад. В этих прогибах широко распространены мощ-

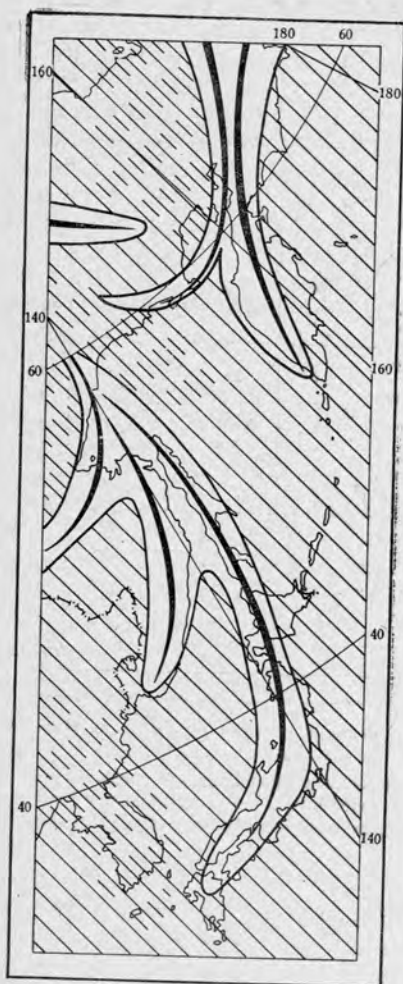
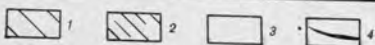


Рис. 27. Палеотектоническая схема Северо-Восточной Азии в среднем и позднем палеозое

- 1 — области относительных поднятий;
- 2 — участки с архейским фундаментом
- 3 — геосинклинальные трого;
- 4 — оси этих трогов



ные толщи средне-верхнепалеозойских и раннемезозойских вулканогенно-осадочных отложений.

Пространства, расположенные между эвгеосинклинальными прогибами, и акватория к востоку от них (на месте Тихого океана) были относительно подняты. Область к востоку от прогибов будем именовать платформ-

мой, а между ними — срединными массивами. Конечно, в пределах платформы временами происходило накопление осадков, но мощность их много меньше, чем в названных выше прогибах.

Существование в палеозое к востоку от Камчатки, Курильской гряды и Японских островов обширной платформы аргументируется следующим. Край платформы заходил на восточную часть Камчатки и Корякского нагорья. Под отложениями верхней юры, мела и кайнозоя обнаружены палеозойские метаморфические образования, что указывает на платформенный характер развития Восточной Камчатки в палеозое и раннем мезозое. О существовании в палеозое поднятия к востоку от Японских островов свидетельствуют палеотектонические карты девонского и каменноугольного периодов, составленные японскими геологами. По их же данным, снос со стороны Филиппинского моря происходил и много позже — в эоцене. В олигоцене терригенные осадки на остров Хоккайдо поступали со стороны Тихого океана. Этот факт является важным аргументом в пользу существования там платформы.

Обстановка, изображенная на рис. 27, сохранялась до середины мезозойской эры. Во вторую ее половину прогибание геосинклинальных прогибов прекратилось. На их месте возникли вулканические пояса. В более восточных районах картина была иной. В зоне новообразованного глубинного разлома в меловое время сформировались желоб и вулканическая дуга. К этому времени относится и «обновление» разлома на участке Японские острова — Сахалин или возникновение параллельного ему нового разлома.

Существующая сейчас на востоке Азии система островных дуг частично является унаследованной с палеозоя (Японская), частично представляет новообразование (Курильско-Камчатская дуга). Огромное число фактов подтверждает, что обе Курильские островные дуги и глубоководный желоб в их современном виде сформировались в конце плиоцена и в четвертичный период. Когда же заложилась эта грандиозная структурная пара (дуга—желоб) и что представляла она морфологически в начальную стадию своего развития?

Не вызывает сомнений, что первопричиной образования желоба и островной дуги было возникновение ги-

гаитского по протяженности и глубине разлома, пересекающего кору и глубоко ушедшего в мантию Земли. Проекция этого разлома на дневную поверхность совпадает с Большой Курильской грядой, свидетельством чего являются интенсивные извержения вулканов, очаги которых расположены в мантии. Некоторые сведения о составе коры, пересеченной этим разломом, дают обломки пород в лавах Курильских вулканов: у большинства обломков более основной химический состав, чем у лавы. Обнаружены габбро, в том числе метаморфизованные, пироксен-плагиоклазовые гранулиты, анортозиты, различные роговики и кварциты. В северной части Курильской гряды в лавах вулканов найдены гранитогнейсы. Данный комплекс пород указывает, что, по крайней мере, северная часть гряды возникла на месте земной коры с гранитным слоем.

Если рассматривать положение Курильской островной гряды по отношению к структурам дна Охотского моря и Тихого океана, то гряда — это крупный синклиниорий. Дуга сложена более молодыми породами, сплывшимися как с запада, так и с востока. Наиболее древние отложения обнаружены на острове Шикотан, расположенном в пределах Малой Курильской гряды. Это мощные (2—3 км) осадочно-вулканогенные породы верхнемелового возраста, состоящие из вулканогенных брекчий, конгломератобрекчий, песчаников и вулканитов, отлагавшихся в мелководных морских условиях. Обломочный материал осадков частично накапливался за счет вулканических извержений, происходивших в пределах Большой Курильской гряды, т. е. поступал с запада. Частично материал приносился с востока, со стороны глубоководного желоба и Тихого океана, что подтверждается анализом условий осадконакопления, проведенным К. Ф. Сергеевым и М. И. Стрельцовым. В верхнемеловых толщах присутствуют обломки гранитогнейсов.

Во вторую половину миоцена и в плиоцене произошли существенные изменения в распределении прогибов и поднятий. Большинство геосинклинальных прогибов (Японский и Курильский), отчасти Сахалин и Камчатка испытывают поднятие, а ранее приподнятые срединные массивы и Тихоокеанская платформа интенсивно погружаются. К этому же времени относится и заложение Курило-Камчатского глубоководного желоба в современ-

ных его границах. Он развился восточнее зоны верхне-меловых-палеогеновых прогибаний.

Такая смена направленности движений характерна для орогенных этапов развития складчатых поясов. Следует считать, что на Востоке Азии в конце миоцена также имел место орогенный этап. Смена направленности движений произошла на окраине океана, дно вновь возникших впадин оказалось ниже уровня моря, вследствие чего заполнение их обломочным материалом было резко замедлено. Только по этой причине на дне Охотского и Японского морей не встречаются грубообломочные отложения.

Орогенный этап представляет собой явление побочное, наложившееся на развитие геосинклинальной системы дуга — желоб, о чем свидетельствуют вулканизм, высокая сейсмичность, крупные опускания желоба, резкое нарушение изостазии в его пределах.

Итак, какие же выводы можно сделать, опираясь на рассмотренные выше геологические материалы? Первый и, очевидно, основной вывод — это относительная геологическая молодость всех впадин, включая глубоководные части Берингова, Охотского, Японского морей и океанические желоба. На месте Охотского и Японского морей еще в миоцене существовала суша, а развитые на их дне геологические структуры принадлежали Тихоокеанскому складчатому поясу, ничем не отличаясь от структур на территории Северо-Востока Азии или Приморья.

Глубоководный Курильский желоб, судя по его северному (Камчатскому) и южному (Японскому) окончанием, образовался в плиоцен-четвертичное время. По своей морфологии и огромным скоростям опускания желоб напоминает геосинклинальные прогибы на континентах. Формированию геосинклинального прогиба предшествовало образование огромного по глубине и протяженности разлома. Этот разлом срезал под углом более ранние складчатые структуры региона, что отчетливо видно на примере Камчатки, Сахалина, Японии, дна Охотского моря. Алеутская дуга под прямым углом упирается в камчатские структуры.

Молодость Южно-Охотской и других котловин внутренних морей, а также глубоководного желоба косвенно указывает на то, что и прилежащие с востока участки дна Тихого океана опустились в столь же геологически

недавнее время. Это же подтверждает находка на острове Яп, в 2500 км южнее Японии, эоценовых конгломератов с галькой кислых магматических и метаморфических пород.

Но есть и более веские доказательства приблизительной одновозрастности образования Курильского и Японского глубоководных желобов и расположенного к востоку от них океанического ложа. Это материалы непрерывного сейсмического профилирования, проведенного на обращенной к Тихому океану стороне глубоководных желобов. Профилирование показало, что по направлению от желоба к Тихому океану прослеживается один и тот же слой рыхлых осадков, структура и толщина которого на склоне желоба и на ложе Тихого океана остаются приблизительно одинаковыми, по отдельным профилям он даже утоняется в сторону океана. Нигде не обнаружено несогласного налегания прослеживаемого осадочного слоя на более древние осадки Тихого океана. Поскольку, как было показано выше, низкоскоростной осадочный слой в Курильском и Японском желобах имеет кайнозойский возраст, есть основания предполагать, что и осадочный слой в Тихом океане имеет приблизительно такой же возрастной интервал. Безусловно, по мере удаления от континента скорость осадкообразования снижается. Однако в данном случае речь идет о сравнительно небольших расстояниях (100—200 км), и ожидать резкого уменьшения скорости (и вследствие этого много большего стратиграфического объема осадков) мало оснований.

Акустический фундамент, лежащий ниже слоя осадков в рассматриваемой части Тихого океана, обладает теми же значениями скорости, что и на склонах желоба и в Охотоморской глубоководной впадине. Поэтому можно полагать, что он сложен дислоцированными мезозойскими и более древними породами, как и по западную сторону глубоководных желобов.

Выше говорилось о том, что к востоку от Камчатки в течение палеозоя и раннего мезозоя существовала платформенная область, следовательно, на месте нынешнего Тихого океана под плащом кайнозойских рыхлых отложений залегают породы гранулитовой фации, как и в Ганальском хребте Камчатки.

Основываясь на приведенных выше материалах, а также на других данных по геологическому строению окраин континентов, попытаемся определить, на месте каких геологических структур образовались океанические впадины.

Существует два противоположных мнения относительно последовательности формирования структур континентов и океанов. Согласно одной точке зрения, океаническая кора представляет собой первичную кору Земли. Постепенно в краевых частях океанов развиваются геосинклинальные пояса, где формируется «гранитный» слой. Таким путем происходит последовательное приращение к матерiku «гранитного» слоя, вследствие чего площадь континентов постепенно расширяется, а площадь океанов убывает.

Такие представления подтверждает расположение некоторых современных геосинклинальных поясов по периферии океанов, что особенно наглядно видно по обрамлению Тихого океана. Однако в противоречие вступает геологическое строение окраин Индийского и южной половины Атлантического океана. Океаны обрамлены древнейшими на Земле платформенными структурами, сложившимися более 2 млрд. лет назад. И с тех пор не было расширения континентов за счет окраин океанов. Наоборот, имеется очень много прямых и косвенных данных в пользу того, что эти океаны, как, впрочем, и все остальные, возникли на месте бывших континентов. Таких взглядов придерживаются сторонники второй точки зрения. Факты, говорящие о том, что океаны возникли там, где ранее были континенты, многочисленны.

Выше приводились доказательства сноса обломочного материала с акваторий Средиземного, Охотского, Японского и других морей. Так, во время палеозойского оледенения со стороны Индийского океана на территорию Южной Африки двинулся ледник Наталья. В Австралии центр оледенения того же возраста располагался южнее края материка. Палеозойские ледниковые отложения, обнаруженные на Фолклендских островах, были доставлены ледником с тех мест, где сейчас простираются воды Атлантического океана.

Важным аргументом, подтверждающим вторичность океанов, является срезание геологических структур кон-

тинентов краем океана. Член-корреспондент В. В. Белоусов (1968) обращает внимание на то, что в распространении и характере залегания докембрийских пород нет признаков существования Атлантического океана в его современных очертаниях. Положение резко меняется с мелового периода. Отложения этого возраста и более молодые образуют узкую полосу вдоль Атлантического побережья Африки, значит, впадина этого океана в меловое время уже существовала.

Известны примеры, когда некоторые геологические структуры, имеющие глубокое заложение и уходящие корнями в мантию Земли, протягиваются с материков далеко в пределы океанов. В этих случаях формирование океана не ликвидировало полностью существовавший ранее структурный план. Предгималайский предгорный прогиб, расположенный на границе между Индийской платформой и Гималайской горной областью, протягивается на юго-восток, в сторону Индийского океана, в виде глубоководного океанического желоба (Яванский).

В юго-восточной части Атлантического океана расположено крупное поднятие — протяженный подводный хребет Китовый, образование которого, несомненно, связано с разломами. Один конец хребта подходит к берегам Африки. Далее, на самом континенте, тянется полоса, образованная кольцеобразными вулканическими структурами. За ними, на линии хребта Китовый, расположен грабен, ограниченный разломами, вдоль которого обнажены интрузии основных пород. Очевидно, что подводные хребты в океане и цепочка вулканов на суше связаны с одним протяженным глубинным разломом.

Другой известный пример структурной линии, общей для океана и континента, является Камерунский разлом в Западной Африке. Вдоль разлома, идущего от острова Св. Елены к устью реки Нигер и далее к озеру Чад, как в море, так и на суше, расположено значительное число базальтовых вулканов кайнозойского возраста.

Аргументом в пользу того, что на месте океанических пространств ранее были материки, служат многочисленные реликты континентальных структур, известные во всех океанах, но особенно широко распространенные в самом молодом, Индийском. Наиболее крупный реликт континентальной коры — остров Мадагаскар. Как показа-

ли исследования последних лет, он еще в палеогене был значительно больше по размерам, и его южное подводное продолжение, ныне погруженное на глубину более 1000 м, находилось почти на уровне моря.

Обломком древнего континента являются расположенные на Маскаренском подводном хребте Сейшельские острова, где на поверхности лежат граниты докембрийского возраста. Остров Кергелен, сложенный докембрийскими породами, — еще один пример микроконтинента внутри Индийского океана.

Приведенные выше факты указывают на то, что океаны — это не вечно существующие впадины, а новообразования. Попытаемся определить, на месте какого типа структур материков формируются океанические впадины. Анализ геологического строения океанических побережий показывает, что глубоководные океанические котловины возникают лишь там, где ранее была древняя платформа. Это особенно наглядно видно на примере Индийского океана, окруженного со всех сторон древними платформами (Индостан, Африка, Австралия и Антарктида). Такова же обстановка и в южной части Атлантического океана — с запада, востока и юга его обрамляют Южная Америка, Африка и Антарктида. Эта особенность геологической истории южного полушария давно уже была замечена геологами. Основываясь на общности палеозойской и раннемезозойской истории континентов южного полушария Земли, геологи выдвинули представление о существовании в домеловое время единого гигантского материка Гондвана, впоследствии частично погрузившегося на дно океанов.

Итак, Индийский и Атлантический океаны возникли вследствие погружения докембрийской Гондванской платформы. Сложнее обстоит дело с наиболее крупным океаническим бассейном — Тихим океаном, почти со всех сторон обрамленным геосинклинальными поясами. Что представляла собой до образования Тихого океана его центральная часть, пока неизвестно. Однако мы знаем, что на континентах все геосинклинальные пояса ограничены платформами с обеих сторон. Поэтому есть основание предположить, что и Тихоокеанские геосинклинальные пояса также обрамлены были платформами не только со стороны Америки и Азии, но и со стороны Тихого океана. В пользу того, что на месте Тихого океана ранее

была платформа, свидетельствует целый ряд геофизических данных, и среди них в первую очередь материалы, указывающие на сходство строения мантии платформ и океанических котловин.

Особый класс структур океанического дна представляют срединно-океанические хребты. Рассмотрим их строение на примере Атлантики. На обзорных картах океана его срединный хребет изображается в виде единого поднятия на океаническом дне, протягивающегося по середине расстояния между берегами Европы и Африки с одной стороны и Северной и Южной Америки — с другой. Однако первоначальное представление о единстве хребта и сходстве строения отдельных его частей не соответствует действительности. «Морские геофизические и геологические исследования последних двух десятилетий показали, — пишут геологи М. В. Кленова и В. М. Лавров, — что по сложности и многообразию система Срединно-Атлантического хребта может быть сравнима с наиболее сложными горными системами суши, а по тектонической активности, может быть, даже превосходит их»\*.

Срединно-Атлантический хребет — огромный по протяженности молодой вулканический пояс — развивался на океаническом дне и в плиоцен-четвертичное время испытал поднятие. Его геологическое строение определялось природой фундамента, где заложилась те или иные его участки, и системой разломов, по которым пояс образовался. Анализ геологической истории пространств, занятых сейчас Атлантическим океаном, позволил выделить в их пределах несколько разновозрастных тектонических зон, включающих помимо древней Гондванской платформы также области каледонской, герцинской и альпийской складчатостей. Анализ морфологии Срединно-Атлантического хребта свидетельствует, что его образование связано с разломами, разбившими дно океана. Исследователи давно заметили, что в пределах океана и его обрамления существует система разломов двух ортогональных направлений, одно из которых близко меридиональному, а другое — широтному. Сочетание разломов этих двух основных направлений и обусловило конфигурацию побережий и самого Срединно-Атлантического хребта.

\* Кленова М. В., Лавров В. М. Геология Атлантического океана, М., 1975, с. 377.

Основная система разломов, определивших морфологию срединного хребта, была меридиональной, но в некоторых его участках, например в экваториальных областях, хребет формировался вдоль широтных разломов. Вследствие этого очертания хребта в плане приобрели характер ломаной линии. Разломы стали проводниками базальтовой магмы. Излившись на поверхность, магма образовала гряды, валы, изометрические поднятия, которые все вместе и создали в рельефе срединный хребет. Излияния лав, сформировавших подводный хребет, сначала (в палеогене) были более мощными, а затем (в миоцене и плиоцене) сокращались, сохраняясь лишь в осевой его части, что продемонстрировано Е. Е. Милановским на примере Северной Атлантики. Вследствие этого возраст базальтов в осевой части хребта оказывается более молодым, чем в удалении от него.

Некоторое представление о кайнозойской геологической истории срединного хребта Атлантики дает профиль из девяти скважин, пробуренных «Гломаром Челленджером» (рис. 28). Этот профиль пересекает южную часть океана между возвышенностью Риу-Гранди и подводным Китовым хребтом. Наибольшая мощность плиоцен-четвертичных отложений (до 100 м) обнаружена в скважинах № 15, 16 и 18, расположенных вблизи оси срединного хребта. По этим скважинам вырисовывается пологая мульда, ось которой приблизительно совпадает с серединой хребта. Максимальная мощность (100 м) миоценовых осадков зафиксирована в скважине, расположенной ближе других к оси хребта. Вблизи забоя этой скважины встречены базальты. С удалением от оси хребта мощность миоцена сокращается. Олигоцен вскрыт только на флангах срединного хребта, однако последовательное увеличение мощности отложений по направлению к оси хребта позволяет думать, что установленная для неогена зона повышенных мощностей в осевой зоне срединного хребта существовала и в палеогене.

В забое пяти скважин встречены базальты, геологический возраст которых закономерно увеличивается по мере удаления от оси срединного хребта. Такая картина вызвана тем, что на крыльях обнаруженной бурением толщины осадков расположены более древние отложения. Если бы бурение скважины № 16 продолжалось, то ниже миоценовых базальтов она, вероятно, вскрыла бы отло-

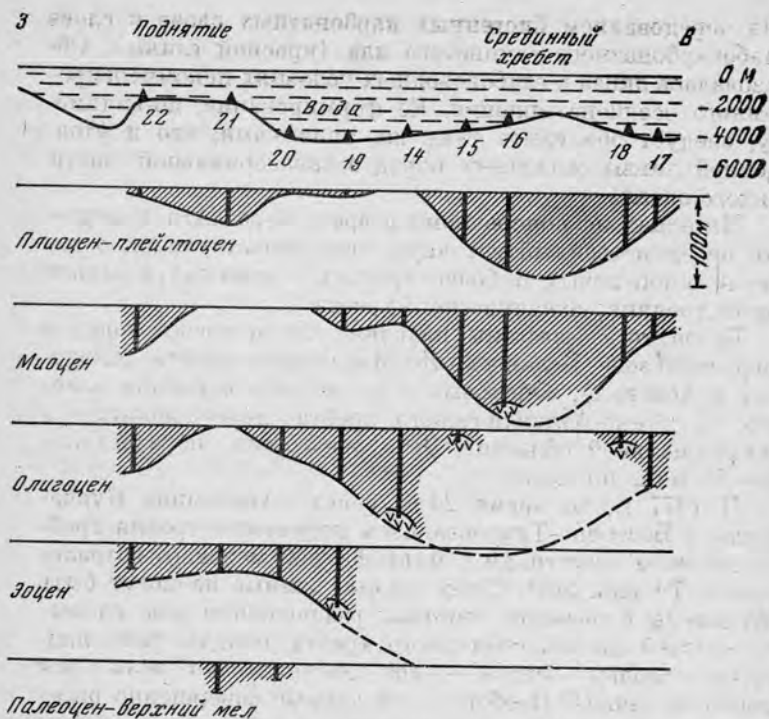


Рис. 28. Мощности осадков на Атлантическом срединно-океаническом хребте по материалам глубоководного бурения

жения олигоцена и эоцена, в которых пересекла бы еще не один пласт базальтов.

По данным непрерывного сейсмического профилирования, на оси хребта мощность осадков минимальная (или же их нет вовсе), а бурение обнаружило вдоль оси Атлантического срединного хребта линзы осадочных пород мощностью до 300—400 м. Это противоречие объясняется следующим образом. В осевой части хребта в кайнозое происходили вулканические излияния. В результате осадки оказались часто перекрыты лавами, и по сейсмическим измерениям они фиксируются как фундамент (второй слой).

Каково происхождение линзы осадочно-вулканогенных пород, тяготеющей к осевой части Атлантики? Сложена

она чередованием биогенных карбонатных слоев и слоев слабокарбонатного глинистого ила (красной глины). Образовалась линза в глубоководных условиях некомпенсированного осадконакопления. Ее формирование, по-видимому, следует объяснить теми же причинами, что и утолщенной линзы осадочных пород в экваториальной части Тихого океана.

Материал по поперечному разрезу через Атлантику — это не единственный источник, свидетельствующий о наличии миоценовых и более древних отложений в осевой части срединно-океанического хребта.

Более того, известны находки олигоценовых пород в рифтовой зоне Исландско-Яп-Майенского хребта (Северная Атлантика), эоценовых — в северном и южном районах Срединно-Атлантического хребта, палеоценовых — в экваториальной области. Эти отложения образовались 20—50 млн. лет назад.

В 1977 г., во время 24-го рейса «Академика Курчатов», в Восточно-Тихоокеанском поднятии с гребня хребта подняты известняки с микрофауной мелового возраста (около 70 млн. лет). Приведенные данные не могут быть объяснены с позиций гипотезы раздвижения дна, согласно которой по оси срединного хребта должны быть наиболее молодые осадки — ведь океаническая кора там только возникла. Наоборот, эти данные совершенно определенно показывают, что срединно-океанические хребты формировались длительное время. В течение всего кайнозоя (а может быть, и позже) на месте срединно-океанических хребтов происходило накопление отложений, как вулканогенных, так и осадочных. Одни участки хребта опускались, другие поднимались. Палеобатиметрические реконструкции по осадкам, вскрытым бурением по профилю через Атлантический океан, выявили следующую картину. В конце эоцена и в раннем миоцене на месте срединного хребта в Южной Атлантике существовало незначительно выраженное поднятие, слабо возвышавшееся над уровнем карбонатной компенсации. В конце миоцена начались поднятия (более чем на 1000 м), которые продолжались в течение плиоцена и четвертичного периода. Таким образом, срединно-океанический хребет Атлантики — структура неотектоническая, молодая, формирование которой как орографической единицы завершилось в течение последних 5—6 млн. лет. На каком

же фундаменте сформировалась эта гигантская вулканонеотектоническая структура?

Фундамент, перекрытый базальтовыми покровами, обнажается лишь в ограниченном числе мест на срединно-океанических хребтах. Драги, опущенные с кораблей, собрали хотя и не богатую еще, но достаточно представительную коллекцию пород, подстилающих базальты. Но прежде, чем анализировать эти породы, необходимо выяснить, какую тектоническую позицию занимают сами базальтовые покровы. Первое, на что уже неоднократно обращалось внимание, — поразительное сходство химического состава вулканизма срединных хребтов с инициальным (начальным) магматизмом геосинклиналей. Этот объективный критерий заслуживает самого пристального внимания, поскольку он указывает на одинаковые глубинные условия зарождения магм в геосинклиналиях континентов и под срединно-океаническими хребтами.

Рассмотрев трапный магматизм и историю развития рифтовых поясов, Г. Ф. Макаренко показала, что срединно-океанические хребты океанов сходны с послегеосинклинальными рифтовыми зонами континентов.

На примере Северной Атлантики видно, что срединно-океанический хребет возник на месте длительно развивавшегося полициклического геосинклинально-складчатого пояса. Можно предполагать, что аналогично построено и Восточно-Тихоокеанское поднятие, поскольку по простиранию оно переходит в северо-восточном направлении в длительно развивавшийся складчатый пояс Кордильер.

Наконец, о геосинклинальной природе фундамента срединно-океанических хребтов говорят и результаты драгирования. Как известно, со склонов хребтов подняты те же древние осадочные, магматические и метаморфические породы, что распространены в складчатых областях, прошедших длительно геосинклинальное развитие. Следует обратить внимание на самую различную степень метаморфизма пород вплоть до гранулитовой. Это значит, что под базальтовыми покровами расположены породы самого различного эрозионного среза, наблюдаемого лишь в геосинклиналиях. Присутствие в срединных хребтах гранито-гнейсов указывает на то, что там развиты ассоциации магматических пород, типичные для геосинклинальных поясов континентов.

Сходство разреза срединно-океанических хребтов и разреза эвгеосинклиналей на континентах в последние годы подчеркивается академиком А. В. Пейве и его последователями. И в тех и в других зонах обнаружены так называемые офиолитовые ассоциации пород, состоящие из чередования осадочных пород с основными и ультраосновными породами магматического происхождения. Поскольку ассоциации пород сходны, делается вывод о том, что в эвгеосинклиналях на континентах обнаружена океаническая кора геологического прошлого. Иными словами, эвгеосинклинали континентов заложены на когда-то существовавшей под ними океанической коре.

Однако, опираясь на сходство разреза эвгеосинклиналей континентов и срединно-океанических хребтов, можно с тем же основанием сделать и противоположный вывод: поскольку в срединно-океаническом хребте обнаружены породы, идентичные эвгеосинклиналям континентов, можно допустить, что срединно-океанические хребты развивались как геосинклинали континентов.

Оба вывода в равной степени правомерны. Чтобы решить, какой из них справедлив, необходимо убедиться, действительно ли разрез с офиолитами в срединно-океаническом хребте отвечает типичному разрезу океанической коры.

К сожалению, до настоящего времени наука не располагает ни одним полным геологическим разрезом океанической коры.

Как известно, представление об океанической коре возникло на основании геофизических (сейсмических) данных. В ней выделяются три слоя, верхний из которых составляют осадки. Такая кора свойственна океаническим котловинам, где дно океана опущено на 5—6 км. Но второй и третий слои коры котловин нигде скважинами не вскрыты, и их вещественный состав не известен. Считать, что тонкая кора океанических котловин имеет тот же геологический разрез, что обнажается в срединно-океанических хребтах, нет оснований. Срединно-океанические хребты — это структуры совершенно другого строения и истории развития, чем глубоководные океанические котловины. Поэтому нет оснований считать, что эвгеосинклинали континентов возникли на океанической коре.

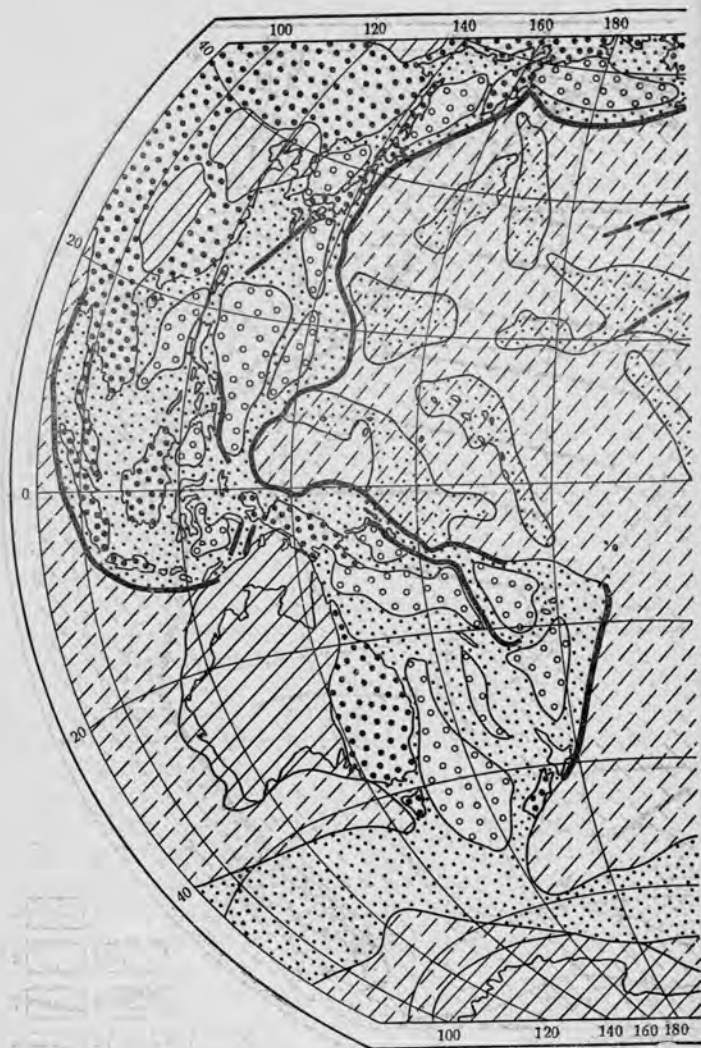
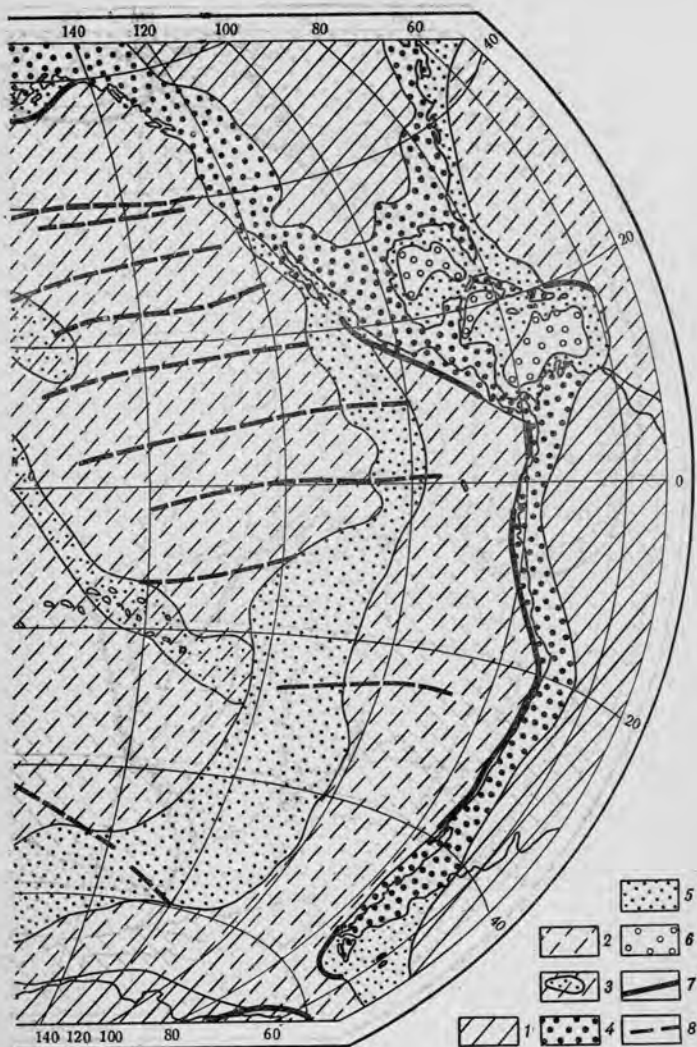


Рис. 29. Тектоническая схема

1 — древние платформы и их склоны, погруженные под уровень океана; 2 — численные поднятия; 3 — складчатые пояса на континентах; 4 — складчатые пояса; 5 — складчатые пояса; 6 — глубоководные желоба; 7 — крупные разломы на



**Тихого океана и его обрамления**

2 — опустившиеся платформы (талассократоны); 3 — сводовые и вулканические пояса на океаническом дне; 6 — впадины в пределах погруженных океанического дне

Характер геологических процессов на континентах мы знаем лучше, чем на дне океанов. И если устанавливается определенное сходство в строении континентальных геосинклиналей и срединно-океанических хребтов, то это прежде всего наводит на мысль, что срединно-океанические хребты океанов по своей природе близки структурам континентов.

Итак, по мнению автора, срединно-океанические хребты можно рассматривать как орогенные поднятия, возникшие на месте длительно развивающихся геосинклинальных поясов, а глубоководные океанические желоба — как геосинклинальные прогибы. Между тем по своей морфологии, глубинному строению и геофизическим полям данные типы структур океанического дна принципиально различны. Дело в том, что срединно-океанические хребты — древние геосинклинальные пояса, развитие которых уже закончилось, и они проходят в настоящее время орогенный этап. В противоположность им глубоководные желоба и ограничивающие их островные дуги — это современные геосинклинали, развитие которых началось в кайнозойе (во всяком случае не раньше мелового периода). Островные дуги (и желоба), прежде чем превратиться в срединно-океанические хребты, должны вместе с обрамляющими их геологическими структурами пройти длительный путь развития, измеряемый сотнями миллионов лет, в течение которого их глубинное строение сильно эволюционирует.

На океаническом дне, как и на материках, распространены два основных типа тектонических структур — платформы и разделяющие их складчатые пояса. Только в океанах эти платформы превратились в глубоководные котловины. Складчатые пояса также погружены под уровень моря, но на меньшие глубины, а отдельные их фрагменты в виде островов выступают из-под воды.

Вывод этот не нов. В первой половине нашего столетия он подчеркивался многими авторитетными учеными как в нашей стране, так и за рубежом. Ведущий ученый в области тектоники академик А. Д. Архангельский (1879—1940) рассматривал Тихий океан как опустившуюся платформу (рис. 29). В 30—50-е годы мнение геологов относительно обрушения и опускания отдельных частей ранее единого материка Гондвана было почти единодушным. Крупнейший немецкий тектонист Г. Штилле

(1876—1965) выделял в пределах нашей планеты три основных типа структур: складчатые пояса (ортогеосинклинали), платформы (кратоны) и опустившиеся платформы (талассократоны).

Подчеркивая сходство геологического строения континентов и океанов, остановимся на некоторых различиях. Главное различие геологических процессов на континентах и в океанах очевидно — на океаническом дне геологические структуры расположены на более низком гипсометрическом уровне. Заметим, что для разных пар структур, расположенных на континенте и в океане, амплитуда различна. Максимальна она для пары: платформа — океаническая котловина. Здесь разница высот достигает 5—6 км. Для пары горный пояс — срединно-океанический хребет она меньше — 3—5 км. Еще меньше (1—3 км) — для продолжающегося в океан Западно-Тихоокеанского пояса.

Многие другие различия в характере и интенсивности геологических процессов на континентах и в океанах являются лишь следствием их разного гипсометрического положения. На континентах преобладает денудация, а в океанах — осадконакопление. По этой причине на океаническом дне столь широко распространены базальтовые лавы, уничтоженные на континентах эрозионными процессами. Слабое проявление этих процессов на дне океанов послужило причиной того, что положительные формы донного рельефа (если они не выступают из-под воды) разрушаются много медленнее, чем на континентах. Следовательно, рельеф океанов более древний, чем материков. Благодаря замедленному переносу осадков (сравнительно с континентом) в океане сохранились не заполненные отложениями глубочайшие на Земле прогибы — океанические желоба.

Сохранившиеся в океанах базальтовые покровы скрывают от нас более древние геологические структуры океанического дна. В результате складывается неверное представление о том, что геология материков и океанического дна совершенно различна. Обилие базальтов на океаническом дне объясняется не столько различием в геологической природе океана и континента, сколько отсутствием под водой процесса, разрушающего эти вулканические покровы, — эрозии.

## **ГЕОФИЗИКА ОКЕАНИЧЕСКОГО ДНА**

В этой части книги читатель познакомится с различными геофизическими методами, с помощью которых изучают строение океанического дна и идущие там современные процессы.

Геофизические исследования океанов проводят, не опускаясь на его дно. Вследствие этого материалы геофизики стали накапливаться значительно быстрее, чем геологические, получение которых сопряжено с драгированием дна и его разбуриванием. В современных гипотезах о происхождении океанов материалам площадных геофизических съемок и профильных измерений отводится решающая роль. В основном на «геофизических дрожжах» выросла широко известная гипотеза плитовой тектоники. Между тем геологическая интерпретация геофизических материалов по акваториям еще в большей степени неоднозначна, чем по континентам. Мы еще не имеем возможности проверить бурением выводы, сделанные на основании анализа тех или иных геофизических методов или же их комплекса. Ошибки при интерпретации, помноженные на огромную площадь акваторий, могут явиться (и нередко являются) причиной крупных заблуждений, что особенно свойственно интерпретации магнитных аномалий.

### **Сейсмические исследования океанической коры**

Наши знания о коре океанических котловин опираются на два основных источника: приведенные выше геологические данные драгировок и глубоководного бурения и геофизические материалы (толщина коры, число и рельеф слоев, скорости распространения в них упругих волн).

Важнейшей особенностью земной коры океанических котловин является ее малая мощность — 5—8 км, не считая слоя воды. По Дж. Шору и Р. Райтту, средняя толщина коры в котловинах океанов оценивается в 6,4 км. Сейсмические зондирования, проведенные за последние 25 лет во всех океанах, показали, что существует линейная зависимость между толщиной коры и глубиной дна океана. Под наиболее опущенными участками океанических котловин кора самая тонкая. С уменьшением глубины океана мощность земной коры возрастает.

В строении коры океанических котловин выделяют три основных слоя: осадки, фундамент и океанический слой. Верхний слой коры океанов называют осадочным, или первым слоем. Его толщина в океанических котловинах, как правило, мала и не достигает 1 км. В отдельных районах первый слой практически отсутствует. Мощность осадочного слоя резко увеличивается лишь с приближением к окраинам континентов.

Под осадочным залегает слой со скоростью продольных волн от 4,5 до 5,5 км/с. Его называют вторым слоем (фундаментом) океанической коры. Сейсмические исследования показали, что поверхность его слабоволнистая. Мощность фундамента также неодинакова. В Тихом океане она минимальна — в пределах Восточно-Тихоокеанской котловины менее 1 км. В центральной и в особенности в западной части океана толщина второго слоя достигает 2 км и более (рис. 30). В нескольких местах, например вблизи срединно-океанических хребтов, между лежащими выше осадками и третьим океаническим слоем обнаружены два слоя.

Расположенный ниже третий слой глубоководных котловин считается однородным. На гистограмме скоростей, зарегистрированных в слое, 80% их значений приходится на интервал  $6,7 \pm 0,35$  км/с. Выдержана и толщина этого слоя, равная в среднем 5 км. Его строение практически одинаково в котловинах Атлантического, Индийского и Тихого океанов. За пределами котловин мощность слоя возрастает. Так, в Тихом океане обширные пространства, где третий слой имеет толщину 5 км и менее, распространены лишь в Восточно-Тихоокеанской котловине (рис. 31). В западной части Тихого океана толщина слоя увеличивается до 7—9 км и более. Какими породами сложен третий слой глубоководных котловин, не известно.

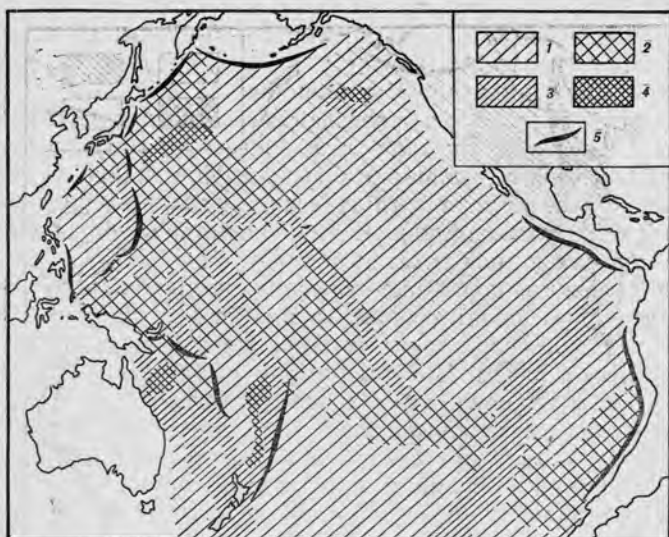


Рис. 30. Толщина второго сейсмического слоя в Тихом океане (по И. А. Соловьевой)

1 — менее 1 км; 2 — 1—2 км; 3 — более 2 км; 4 — глубоководные желоба

Такова традиционная схема коры океанических котловин. Однако нет полной уверенности, что схема эта соответствует реальной обстановке. Дело в том, что большая часть сейсмических исследований, проведенных в океанах, принадлежит к числу малодетальных. Более того, у большинства сейсмических профилей расстояние между пунктами взрыва и приема не превышало 100—120 км. А это не позволяло, в совокупности с малым числом точек на годографах, определить строение недр на глубину свыше 15—20 км. Первый же протяженный сейсмический профиль (рис. 32), проведенный советскими геофизиками к востоку от Курильского желоба, показал, что на 7—10 км ниже границы, принимаемой за раздел Мохоровичича (скорость 8,0—8,3 км/с), обнаружена еще одна резкая преломляющая сейсмическая граница с граничной скоростью 8,5—8,8 км/с. Остается неясным, какую из этих двух границ принимать за раздел Мохоровичича?

Ленинградский геофизик Н. К. Буллин высказал предположение, что кора океанических котловин значительно

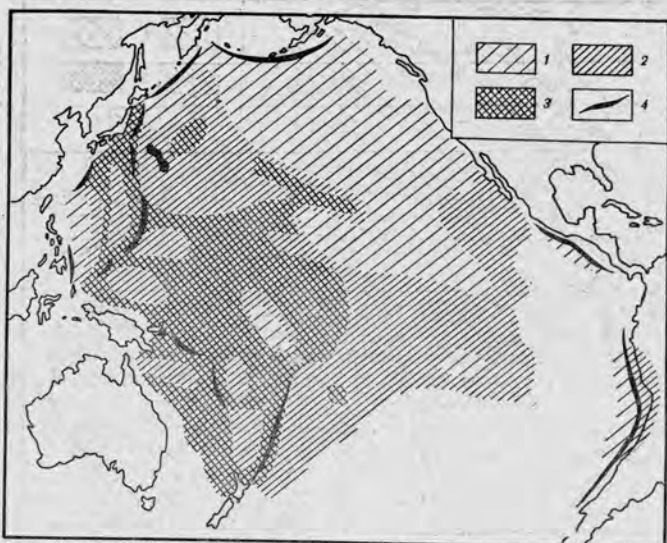


Рис. 31. Толщина третьего сейсмического слоя в пределах Тихого океана (по И. А. Соловьевой)

1 — менее 5 км; 2 — 5—7 км; 3 — 7—9 км; 4 — более 9 км; 5 — глубоководные желоба

более мощная (15—20 км). Ниже третьего слоя имеется четвертый, возможно являющийся волноводом, а подошва третьего представляет лишь тонкий слой с повышенной скоростью. Согласно гипотезе Н. К. Буллина, земная кора океанических котловин в 2—4 раза толще, чем это считалось ранее, и оказывается сопоставимой по толщине с континентальной. Напомним, что во многих равнинных пространствах Западной Европы суммарная толщина земной коры всего 22—26 км. Правда, океаническая кора оказывается более высокоскоростной, чем кора континентов. Но эта особенность характерна и для мантии океанических пространств. Заметим, что океаническим областям соответствуют повышенные значения скорости поверхностных (релеевских) волн. Сказанное выше пока лишь предположение, но если оно подтвердится, то упадет единственное различие между континентальной и океанической тектоносферой.

Обратимся к строению земной коры срединно-океанических хребтов. Несмотря на огромный интерес,

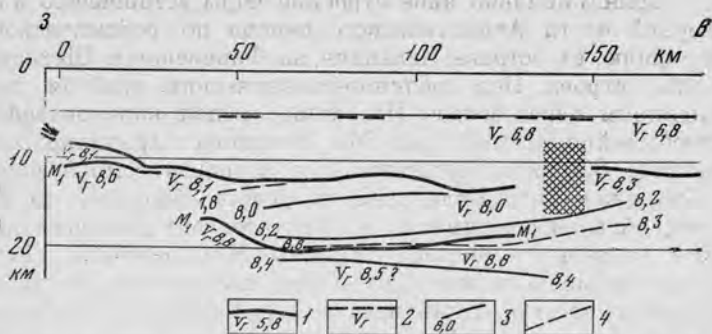


Рис. 32. Сейсмический разрез земной коры и верхней части мантии в районе Курильских островов (по С. М. Звереву, Ю. А. Бурманову, В. З. Рябому)

1 — границы раздела; 2 — то же, менее уверенно; 3 — изолинии скоростей в верхней части мантии; 4 — то же, менее уверенно

проявляемый к этим подводным сооружениям, опоясывающим весь земной шар, их глубинное строение исследовано еще очень слабо. Протяженные сейсмические профили, пересекающие весь подводный хребет, исчисляются единицами. Многие широкоизвестные представления об их глубинном строении выработаны на основании лишь гравиметрических наблюдений, интерпретация которых далеко не однозначна.

То, что известно на основании сейсмических исследований о коре срединно-океанических хребтов, свидетельствует, что их глубинное строение сильно различается. В качестве примеров приведем два разреза через Атлантический срединный хребет. Первый из них (рис. 33) передает глубинное строение центральной части Атлантического океана. Не считая слоя осадков, который на срединном хребте сейсмическими методами не фиксируется, строение коры под ним и под обрамляющими его глубоководными котловинами в принципе одинаково. Обратим внимание, что средние значения скорости сейсмических волн, зарегистрированных во втором и третьем слоях, а также их толщина практически одинаковы на протяжении всего профиля. Столь же постоянны и значения скорости сейсмических волн ниже границы Моховичича. На данном пересечении никакого утолщения коры под срединным хребтом Атлантики не обнаружено.

Принципиально иное строение коры установлено в северной части Атлантического океана по сейсмическому профилю, от острова Исландия на Фарерские и Шетландские острова. Под срединно-океаническим хребтом, проходящим через остров Исландия, земная кора оказалась необычайно толстой (рис. 34). Изолиния с граничной скоростью 8,0 км/с (типичной для подошвы земной коры) обнаружена под Исландией на глубине более 40 км. Таким образом, срединному хребту отвечает глубокий прогиб (корень) в рельефе границы Мохоровичича. Почти столь же мощная кора (30–40 км) фиксирована и под восточной частью Атлантики между Исландией и Фарерскими островами. Лишь в пределах относительно глубоководного Фареро-Шетландского «канала» толщина коры сокращается до 20 км. Обратим внимание, что это локальное утонение коры, которому на поверхности Земли соответствуют самые значительные в пределах профиля глубины океана, происходит за счет сокращения мощности нижних горизонтов коры, характеризующихся скоростью сейсмических волн 6,5–8,0 км/с. Таким образом, кора утонена исключительно за счет нижнего «базальтового» слоя. Этот факт явно противоречит предположению некоторых исследователей о том, что утонение коры под Фареро-Шетландским «каналом» связано с ее растяжением. Если бы такое «растяжение» действительно имело место, то в равной степени должны были утониться как верхний, «гранитный», так и нижний, «базальтовый», слои.

Итак, приведенные профили отражают два крайних случая в строении срединно-океанического хребта. Профиль через Центральную Атлантику показывает, что под подводным хребтом нет утолщения коры; по профилю через Исландию мощность коры не меньше, чем под континентами. Между этими крайними случаями известны участки, где такое утолщение коры имеется, но выражено слабее, чем под Исландией.

Другой тип коры в океанах обнаружен под так называемыми микроконтинентами — островами различных размеров и мелководными плато, где сейсмическим зондированием обнаружены резкие утолщения коры. Толщина коры увеличивается нередко вдвое и втрое, достигая, например, под Сейшельскими островами 30 км, что характерно для материков (рис. 35). В некоторых случаях удается выделить сейсмические «базальтовый»

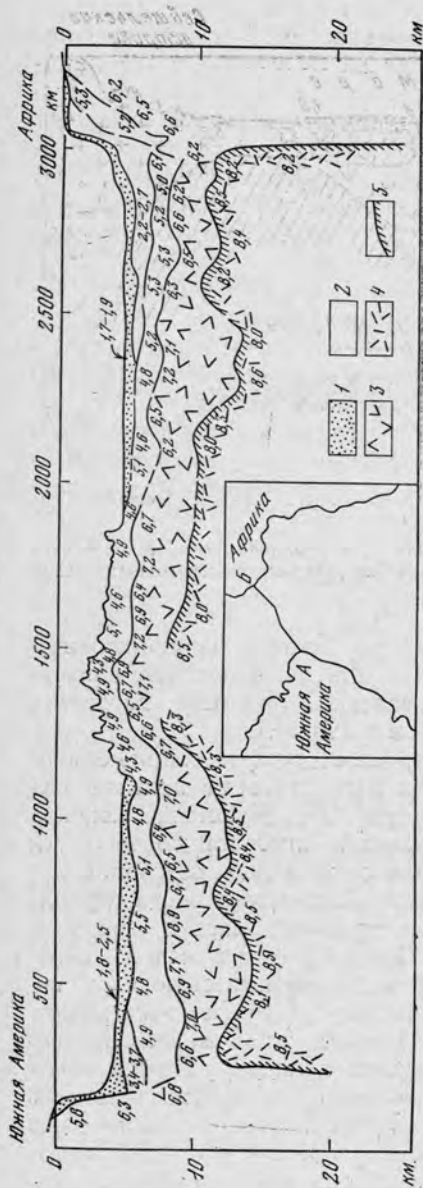


Рис. 33. Разрез земной коры через центральную часть Атлантического океана  
 1 — осадки; 2 — второй слой океанической коры; 3 — третий слой океанической коры; 4 — мантия; 5 — граница Моховичича

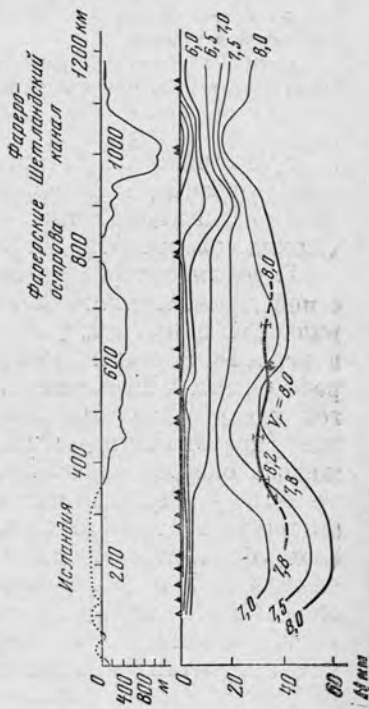


Рис. 34. Разрез земной коры через Северную Атлантику (по И. П. Косминской и С. М. Звереву)  
 Цифрами обозначены изолинии скорости, жирной линией — предломляющая граница

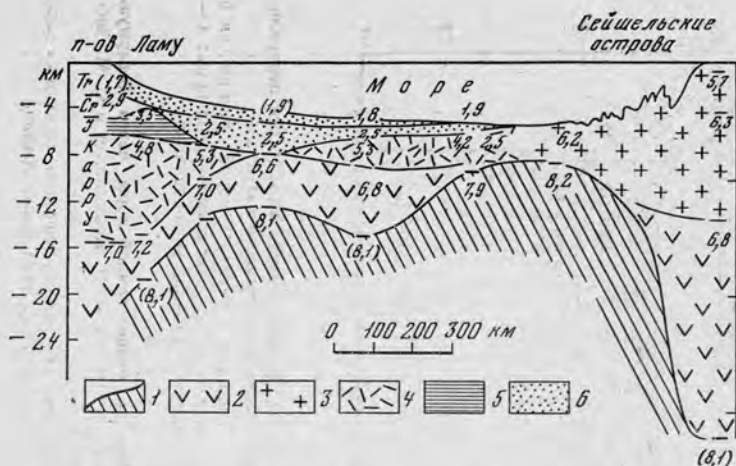


Рис. 35. Разрез земной коры Индийского океана между Африкой и Сейшельскими островами

1 — мантия; 2 — «базальтовый» слой; 3 — «гранитный» слой; 4 — вулканогенные породы; 5 — юрские и меловые осадки; 6 — третичные осадки

и «гранитный» слои (рис. 36). Такие микроконтиненты среди океанов, плавающие в мантии наподобие айсбергов, — наглядный пример действия принципа изостазии (Архимедова равновесия коры в мантии).

Глубинное строение островной дуги и сопряженного с ней глубоководного желоба рассмотрим на примере Курильской островной гряды (рис. 37). Крупный «корень» в рельефе границы Мохоровичича глубиной более 30 км расположен в промежуточной зоне между островной дугой и глубоководным желобом. Вследствие этого глубинное строение внутренних и внешних частей гряды и желоба оказалось разным. Внешний склон желоба, обращенный к океану, имеет типично океаническую кору, состоящую из тонкого слоя осадков и 5–7-километрового слоя «базальта». Противоположный склон желоба построен иначе. Там резко возрастает толщина «базальтового» слоя (до 25 км). Под вулканической грядой мощность коры сокращается до 20–15 км. В верхней части коры гряды появляются «гранитные» скорости (5,0–5,5 км/с), соответствующие, по-видимому, лавам андезитового состава.



Рис. 36. Разрезы земной коры Тихого океана через Филиппинский бассейн. Цифрами обозначена скорость продольных волн.

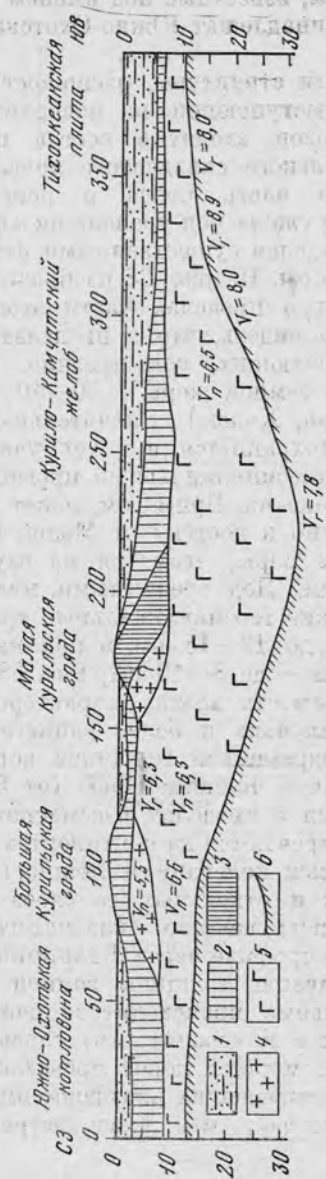


Рис. 37. Разрезы земной коры Большой и Малой Курильской гряды. 1 — вода; 2 — третищные отложения; 3 — верхнемеловые отложения; 4 — «гранитный» слой; 5 — «базальтовый» слой; 6 — граница Мохоровичича.

С Курильской и Японской островными вулканическими грядками связаны своеобразные отрицательные структуры, известные под именем окраинных морей. К их числу принадлежат Южно-Охотская и Япономорская впадины.

Все эти структуры, расположенные под водой, по частично выступающие на поверхности в виде островов и полуостровов, входят в состав протяженного Западно-Тихоокеанского складчатого пояса. Как уже говорилось, восточная часть пояса в неоген-четвертичное время была погружена под уровень океана. Процесс погружения сопровождался существенными изменениями в толщине земной коры. На рис. 38 изображена схема толщины земной коры в пределах части этого погруженного пояса. Нетрудно видеть, что в пределах островов и полуостровов, отвечающих, как правило, мезозойским прогибам, толщина земной коры — 30—40 км, а иногда и более (Камчатка, Хонсю). Значительная мощность коры (до 32 км) сохраняется и в тех участках, где такой мезозойский геосинклинальный прогиб глубоко погружен под уровень океана. Примером может служить мел-палеогеновый прогиб к востоку от Малой Курильской гряды. Там мощность коры, несмотря на глубину моря 2—4 км, — 25—35 км. Под срединными массивами, разделяющими мезозойские геосинклинальные трюги, мощность коры сокращена до 12—15 км, а под наиболее прогнутыми их участками — до 8—10 км. Рис. 38 наглядно иллюстрирует зависимость между характером мезозойского (а во многих случаях и более раннего палеозойского) развития и современной толщиной коры. Столь значительные колебания в толщине коры (от 8 до 48 км), какие наблюдаются в пределах рассматриваемой зоны, почти нигде не встречаются на континентах.

Сильным колебаниям мощности как всей коры в целом, так и отдельных ее слоев подвержены и другие участки погруженного складчатого пояса, что, например, видно на профиле через Филиппинское море (см. рис. 36).

Увеличение толщины земной коры под островами и мелководьями происходит за счет резкого раздува «базальтового» и «гранитного» слоев. В тех случаях, когда участки с мощной корой представляют собой остатки ранее существовавших платформенных структур (Сейшельские острова), мы чаще встречаем раздув нижнего

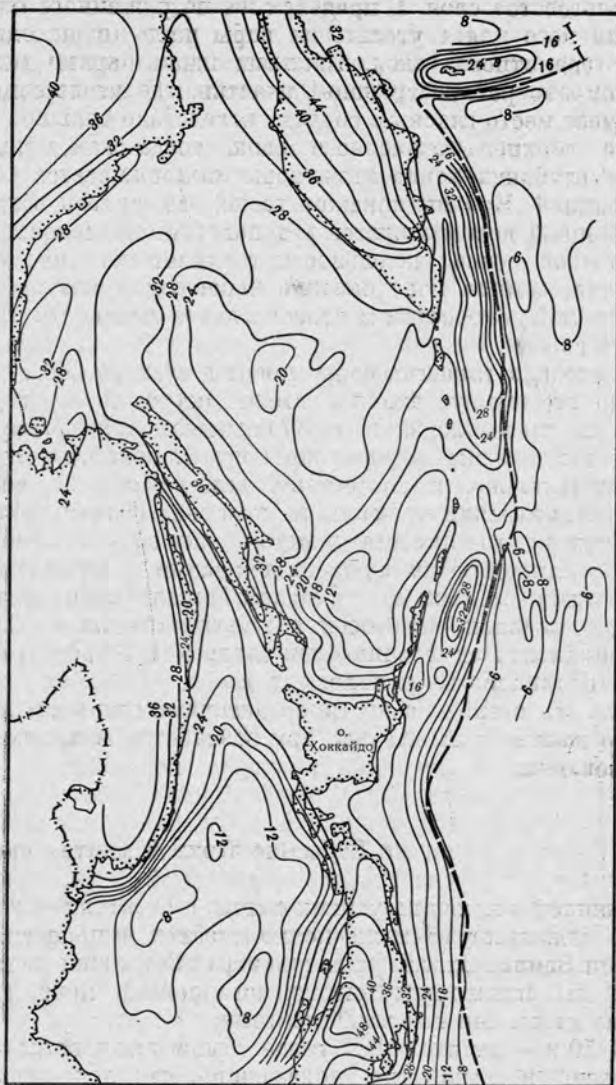


Рис. 38. Толщина коры Охотского и Японского морей и их обрамления  
 Цифры — мощность коры (в км); пунктир — ось глубоководного желоба

«базальтового» слоя. В пределах же погруженного геосинклинального пояса утолщение коры чаще происходит за счет «гранитного» слоя. Наконец, вдоль окраин материков широко распространены участки, где утолщение коры имеет место главным образом вследствие большой мощности верхнего осадочного слоя, тогда как мощность более глубоких горизонтов коры выдерживается почти постоянной. Как мы покажем ниже, все эти три варианта утолщенной коры являются результатом определенной исторической последовательности геологических процессов.

Итак, земная кора океанов необычайно разнообразна по толщине, скоростям и относительной мощности отдельных ее слоев.

В океанах толщина коры может достигать 20–30 км и более, причем утолщение имеет место за счет каждого из трех слоев. В глубоководных котловинах, где кора тонкая, она неоднородна по значениям скорости, а следовательно, и по составу. Так, на рис. 35 изображен сейсмический профиль, на котором (вблизи Сейшельских островов) имеется участок, где вся океаническая кора толщиной 6 км сложена породами с «гранитными» скоростями (6,2 км/с). «Безбазальтовая» кора известна во всех океанах, но особенно в Атлантическом (Северо-Американская котловина, близ Азорских островов, в Фареро-Шетландском «канале» и т. д.).

Все это разнообразие типов океанической коры непременно должно учитываться при разработке механизма ее образования.

### Строение верхней мантии океанов

Большинство конкурирующих сейчас геотектонических гипотез связывает происхождение океанов с процессами в мантии Земли. Однако строение верхней мантии под океанами мы знаем очень плохо, по крайней мере, значительно хуже, чем под континентами.

В 50-х — начале 60-х годов были выполнены сейсмические исследования, показавшие, что под океанами строение мантии якобы иное, чем под континентами. Считалось, что в пределах океанов существует мощный слой пониженных скоростей (астеносфера), его глубина около 50 км, мощность 350 км. Под континентами же этот слой

расположен глубже — около 100 км и имеет мощность порядка 100 км. Именно эти сильно обобщенные и, как теперь установлено, неверные данные о строении мантии под океанами и послужили той базой, на которой выросли упомянутые выше гипотезы.

В конце 60-х и в 70-е годы изучение верхней мантии сейсмическими методами, в особенности на континентах, резко усилилось. Исследования велись путем регистрации волн от землетрясений. Ставились специальные сейсмические наблюдения с применением в качестве источников возбуждения мощных химических и ядерных взрывов. Наконец, в некоторых районах СССР на протяженных профилях были поставлены исследования методом глубинного сейсмического зондирования, что позволило выявить детальное строение верхней мантии до глубины 100 км. В настоящее время имеется значительное число вертикальных разрезов верхней мантии, главным образом на континентах, до глубин 200—400 км. Эти новые данные заставляют пересмотреть сложившиеся представления о структуре мантии. Сейчас уже ясно, что нельзя говорить о какой-то специфической мантии, характерной для континентов или океанов. Как в пределах континентальных структур, так и в океанических мантия различна, причем устанавливается определенная связь между типом геологических структур на поверхности и строением верхней мантии.

Поскольку выявленные недавно закономерности более полно исследованы в пределах континентальной мантии, с анализа последней мы и начнем. Это позволит в дальнейшем более наглядно увидеть различия и сходство в строении мантии под континентами и океанами. На рис. 39 приведены разрезы мантии под разными геологическими структурами континентов. Легко убедиться, что строение верхней мантии под равнинно-платформенными территориями и складчатым поясом различно. В мантии под платформами зона пониженных скоростей отсутствует или же мощность ее очень небольшая (10—20 км). Предполагавшийся ранее мощный слой пониженной скорости (астеносфера) там не обнаружен. Под равнинно-платформенными территориями скорость в мантии постепенно возрастает до глубины 400 км, где резко увеличивается. Маломощные слои пониженных скоростей, изредка встречающиеся под платформами ниже границы Мохоровичи-

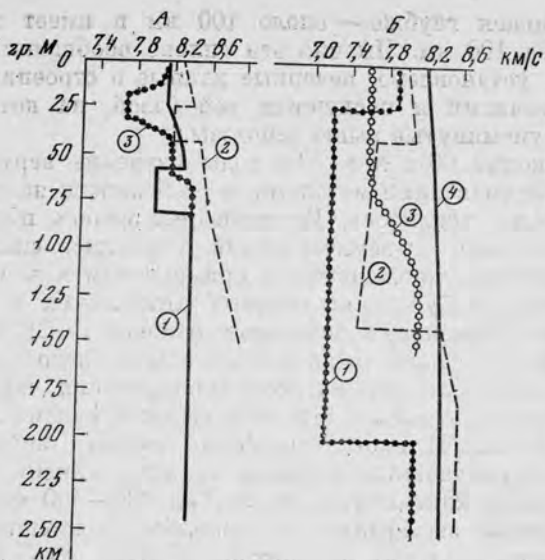


Рис. 39. Разрезы верхней мантии континентов

А — платформенные территории. 1 — Канадский щит; 2 — Московская синеклиза Восточно-Европейской платформы; 3 — Центрально-Французский массив

Б — Тихоокеанский складчатый пояс. 1 — Береговые хребты Кордильер; 2 — Скалистые горы; 3 — Восточная Камчатка; 4 — пример мантии без волновода Канадского щита

ча, изостатически уравновешены и их следует относить к древним, реликтовым. Они отражают какие-то изменения в вещественном составе пород верхней мантии.

Иначе построена мантия под современными горными поясами. Оказывается, что под хребтами, возникшими на месте длительно развивавшихся геосинклинальных поясов (Тихоокеанского, Средиземноморского), и под образовавшимся в неогене Афро-Азиатским эпиплатформенным горным поясом строение верхней мантии почти одинаковое. Это обстоятельство позволяет заключить, что обнаруженные под горными поясами особенности строения мантии являются новообразованными, причинно связанными с формированием горного рельефа. Поскольку строение мантии под всеми горными поясами сходное, рассмотрим сейсмические разрезы мантии только под Тихоокеанским гор-

ным поясом, в пределах двух хорошо изученных его участков: Северо-Американских Кордильер и Курило-Камчатской зоны.

Проследим, как изменяется строение мантии под Северо-Американским континентом в западном направлении. Во многих районах Канадского щита слой пониженной скорости (волновод) в мантии отсутствует. На границе Мохоровичича скорость в среднем равна 8,2 км/с, в глубь мантии она постепенно увеличивается, достигая на отметке 200 км 8,4—8,5 км/с.

Западнее, в Кордильерах (провинция Бассейнов и Хребтов и многие другие горные районы) скорость от значений 8,0 км/с и менее на границе Мохоровичича понижается с глубиной до 7,5—7,6 км/с. Затем на 120 км ниже границы Мохоровичича скорость возрастает, достигая таких же значений, как и под Канадским щитом. Еще западнее, в пределах тянущегося вдоль Тихого океана Берегового хребта, мантия иная. По двум известным для этой зоны сейсмическим разрезам она отличается огромной мощностью волновода (до 190 км) и резким снижением в нем скорости (до 7,2 км/с).

Таким образом, под Северо-Американским континентом выделяются три типа верхней мантии: а) мантия без волновода — равнинные территории Канадского щита; б) области с волноводом — Скалистые горы, Кордильеры; в) зоны Берегового хребта, где волновод в мантии выражен резко, а мощность его огромна. Наличие под Кордильерами в мантии мощных слоев с резко пониженной скоростью, фиксированных под разными по возрасту геологическими зонами (палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими), свидетельствует, что выявленные неоднородности в мантии являются новообразованными, т. е. возникли приблизительно одновременно с формированием горного рельефа.

Второй участок Тихоокеанского пояса, где детально исследовано строение верхней мантии, — Курило-Камчатская зона. Под Камчатским полуостровом развита кора континентального типа (30 км). Скорости под границей Мохоровичича пониженные. Особенно низки они в зоне шириной 50—90 км, где расположены камчатские вулканы. Глубже в мантии скорость продольных сейсмических волн меняется следующим образом. Под Восточной Камчаткой скорость в мантии с глубиной остается посто-

янной (7,6 км/с), а затем (на 30—40 км ниже границы Мохоровичича) возрастает. Вследствие низких скоростей в верхах мантии волновод не фиксируется. О его существовании в этой части Тихоокеанского пояса свидетельствует строение мантии под Южным Сахалином и прилегающими к нему районами. Скорость падает от 8,0 км/с (на границе Мохоровичича) до 7,4—7,7 км/с (на глубине 70 км), а затем возрастает до 8,0—8,3 км/с. На глубинах 150—200 км имеет место второе слабо выраженное снижение скорости сейсмических волн. Таким образом, под Кордильерами Северной Америки и Восточной Камчаткой существует мощный слой с пониженными значениями скорости продольных волн.

В пределах островных дуг и глубоководных желобов строение верхней мантии такое же, как и на окраине Тихоокеанского горного пояса (зона Береговых хребтов, Кордильер, Восточная Камчатка). По объемным волнам в краевых частях Тихого океана зона пониженных скоростей в верхней мантии часто начинается непосредственно от подошвы земной коры и прослеживается до глубины не менее 150—200 км.

Обратимся к внутренним районам океанов. На кровле мантии (на границе Мохоровичича) значения граничных скоростей под океанами меняются в еще больших пределах, чем под континентами (от 7,2—7,6 до 8,6—8,3 км/с). Это свидетельствует о наличии значительных горизонтальных неоднородностей, однако их пространственное положение выявлено еще далеко не всегда. Можно лишь отметить, что срединно-океанические хребты чаще характеризуются пониженными значениями скорости, а под океаническими котловинами скорость повышена.

На рис. 40 показано изменение граничной скорости в кровле мантии в пределах Охотского, Японского морей и обрамляющих их островов. Отметим такую важную особенность, как пониженные значения скорости на границе под Охотским и Японским морями (7,9—8,0 км/с). Еще более низкие скорости под Камчаткой, Курильской грядой и Японскими островами (7,7—7,9 км/с). Под Курильским желобом скорости выше — 8,1—8,2 км/с, а под Тихоокеанской платформой — 8,2—8,5 км/с.

В северо-западной части Тихого океана геофизиками С. М. Зверевым и В. З. Рябым по данным ГСЗ определен характер изменения скорости в верхних 10—15 км

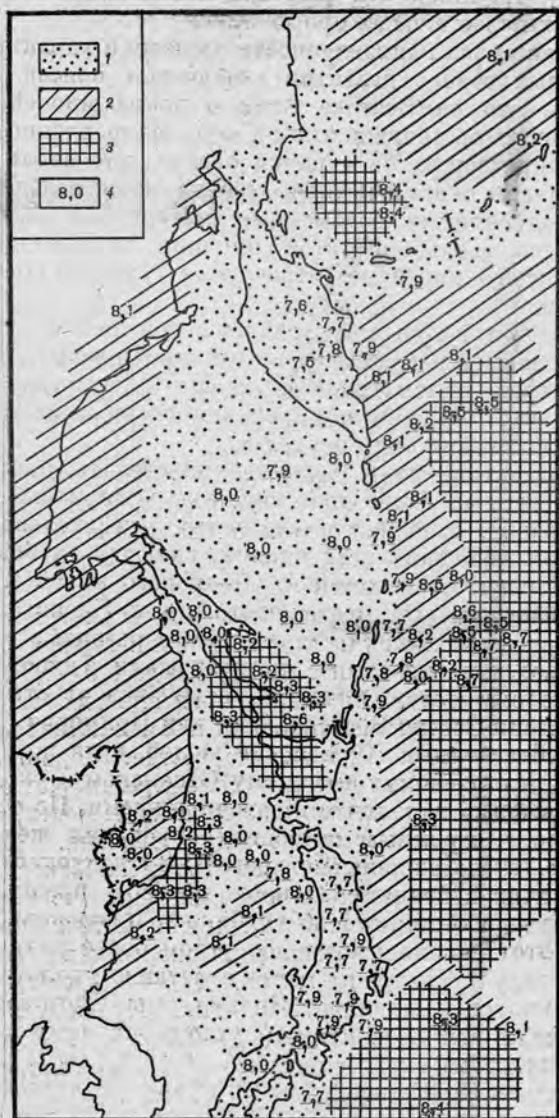


Рис. 40. Скорости сейсмических волн на границе Мохоровичича в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану (по Н. А. Белиевскому и В. З. Рябому)

1 — пониженные скорости; 2 — средние; 3 — высокие; 4 — величина скорости в км

мантии. Она здесь выше, чем на континентах (см. рис. 32). В западной части Тихого океана, к востоку от Японских островов, скорости в верхней мантии составляют 8,6—8,9 км/с (рис. 41). Мы должны констатировать, что под этой глубоководной котловиной волновод в мантии отсутствует.

Модели верхней мантии под океанами по поверхностным волнам от землетрясений составлены лишь для срединно-океанических хребтов (рис. 42). По поперечным волнам обнаружен слой с пониженной скоростью, глубина залегания, скоростные параметры и мощность которого сильно варьируют. В пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия (близ Калифорнии) скорость поперечных волн в этом канале понижается от 4,4—4,8 до 3,5—4,1 км/с.

В 1974 г. американские геофизики опубликовали материалы изучения верхней мантии Восточно-Тихоокеанского поднятия. В пределах этого подводного поднятия в верхней мантии обнаружена мощная линза с пониженными скоростями поперечных волн (волновод). Однако по обе стороны от оси подводного хребта волновод сокращается в толщине и под океаническими котловинами практически отсутствует.

Итак, устанавливается определенная корреляция в строении мантии под крупнейшими тектоническими структурами континентов и океанов. В верхней мантии континентов мощные зоны пониженных скоростей (волноводы) обнаружены только под современными горными поясами. Под равнинно-платформенными территориями они отсутствуют. Под срединно-океаническими хребтами океанов мантия построена примерно так же, как и под горными поясами континентов.

Можно говорить об определенном сходстве строения верхней мантии под платформенными территориями и глубоководными океаническими плитами — мощные слои с пониженными скоростями отсутствуют. Судя по немногочисленным данным, под океаническими плитами скорости в верхней мантии даже выше, чем под платформами.

В последние годы появились некоторые данные об электропроводности верхней мантии, полученные в результате электромагнитного зондирования. Установлено, что в интервале глубин 100—200 км под горными поясами континентов обнаружены зоны повышенной электрической проводимости (удельное сопротивление падает на

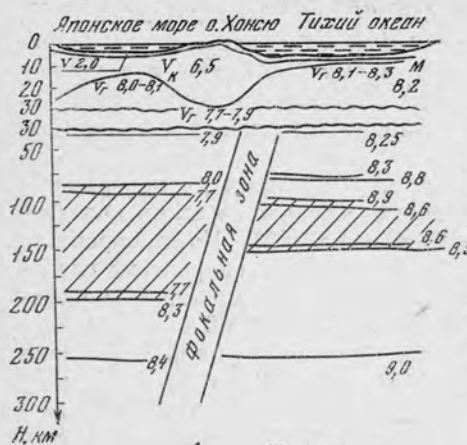


Рис. 41. Схематический скоростной разрез коры и верхней мантии Земли по профилю Японское море — остров Хонсю — Тихий океан (по В. З. Рябому).

Заштрихованы слои с пониженными скоростями, цифрами обозначены изолинии скорости

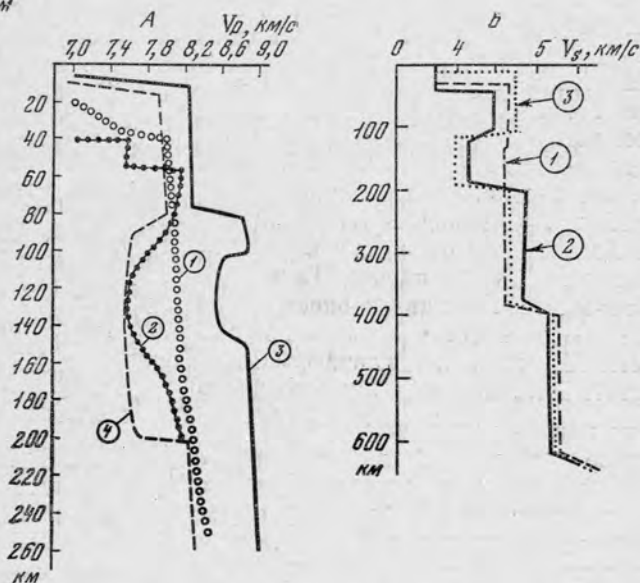


Рис. 42. Сравнение сейсмических разрезов коры и верхней мантии континентов и океанов

А — разрезы по продольным волнам: 1 — Восточно-Европейская платформа; 2 — Байкальская горная область; 3 — запад Тихого океана; 4 — Японское море.

Б — разрезы по поперечным волнам (построены по данным поверхностных волн): 1 — щиты континентов; 2 — тектонически активные районы континентов; 3 — океаны (срединно-океанические хребты)

два порядка). Высокопроводящие слои в верхней мантии обнаружены в пределах Кордильерской горной системы (10—15 тыс. сименс\*), в зоне Кенийского рифта Восточной Африки (5 тыс. сименс), в районе Паннонской впадины (5 тыс. сименс), Охотского моря и его обрамления (10—15 тыс. сименс). В то же время под равнинными пространствами Восточно-Европейской и Сибирской платформ такие высокопроводящие слои в верхней мантии не зафиксированы — электропроводность мантии не более 1 тыс. сименс.

На океанических пространствах измерения электропроводности верхней мантии с помощью магнитно-теллурического зондирования проведены пока лишь в трех пунктах. Один из них — это участок Тихого океана, западнее Калифорнии, где установлена максимальная для верхней мантии электропроводность — 40 тыс. сименс. Второй участок — район Бермудских островов, где электропроводность мантии 15 тыс. сименс. Третий исследованный район — Гавайские острова. Электропроводность мантии составляет всего 5 тыс. сименс, т. е. немного больше, чем у платформенных территорий континентов.

Если мы теперь обратим внимание на структурную позицию исследованных районов, то увидим, что максимальной электропроводностью обладает мантия вблизи Восточно-Тихоокеанского поднятия, а наименьшей — центральная часть Тихого океана. Таким образом, горные пояса континентов и срединно-океанические хребты океанов характеризуются максимальными значениями электропроводности мантии, а под платформами материков и глубоководными котловинами электропроводность мантии ниже.

Высокопроводящие слои в мантии объясняются частичным расплавом вещества. Намечающееся смещение слоев пониженных скоростей и повышенной электропроводности мантии свидетельствует о том, что эти геофизические аномалии вызваны одной общей причиной — частичным плавлением вещества мантии.

Для океанов как минимальные, так и максимальные значения электропроводности мантии в 2—2,5 раза выше, чем минимальные и максимальные величины электропроводности мантии материков. Если это различие подтвер-

\* Сименс — единица электрической проводимости.

дится, значит, мантия океанов в целом более электропроводящая, чем континентальная. Возможно, это вызвано большим ее разогревом.

### Геофизические поля

Данные о строении коры в верхней мантии океанических пространств являются важным, но далеко не единственным основанием для выяснения причин образования океанов. Не менее широко используются в современных геотектонических гипотезах и новейшие данные в области исследования магнитного, гравиметрического и теплового полей, а также сейсмической активности океанов. Анализ этих полей и их сопоставление с результатами сейсмических исследований и геологической историей океанического дна позволит в заключительной части книги подойти к рассмотрению проблемы происхождения океанов.

Сила тяжести различна в каждой точке земной поверхности вследствие того, что на эту величину влияют массы пород коры и верхней мантии Земли. Избыток массы, по сравнению с некоторым средним для Земли значением, обозначается на гравиметрических картах положительными аномалиями, а дефекты массы — отрицательными. Для океанических пространств, как и для Земли в целом, существуют мелкомасштабные гравиметрические карты, полученные путем измерений с искусственных спутников. На них четко видно отсутствие в силе тяжести корреляции между гравитационным полем и рельефом Земли (т. е. континентами и океанами). Иную картину изменения силы тяжести на акваториях и континентах дают замеры гравиметрами на суше и установленными на кораблях. Профильными гравиметрическими измерениями покрыта сейчас большая часть Атлантического и Индийского океанов, однако значительные пространства Тихого океана детально еще не исследованы.

Гравитационные карты в редукции Буге, составленные с учетом влияния рельефа дна, представляют интерес, ибо эти карты дают представление о строении коры для тех акваторий, где сейсмические исследования не проводились. Изоаномалы этих карт (рис. 43) в значительной степени повторяют изолинии мощности коры, что впервые было показано советскими учеными П. Н. Кропоткиным



Рис. 43. Аномалии силы тяжести в Индийском океане в редуции Буге (по А. Г. Гайдарову, Е. Д. Корякину, П. А. Строву)  
 1 — матернки; 2 — гравитационные максимумы (более 280 мгг); 3 — изоаномалы (мгг)

и Е. Н. Люстихом еще в 1958 г. Океаническим котловинам с наиболее тонкой корой соответствуют крупные положительные аномалии в редукции Буге, достигающие, как максимум, 450 мгл. В пределах подводных возвышенностей, где кора толще, значение аномалий меньше (100—200 мгл), а на континентах с толщиной коры более 30 км аномалии Буге отрицательные. Приведенная на рис. 43 карта аномалий силы тяжести Индийского океана интересна в том отношении, что наглядно демонстрирует строение его земной коры. Легко убедиться, что Индийский океан — это не единая плита (или две плиты), как считают сторонники гипотезы плитовой тектоники, а сложное чередование различных по типу коры структурных элементов, которые во многих случаях имеют продолжение в пределы материков.

Если сравнивать карты аномалий силы тяжести в редукции Буге для океанов и континентов, то легко убедиться, что они, различаясь по абсолютным значениям, оказываются между тем чрезвычайно близки друг другу по контрастности расчленения и сложности рисунка изомал. Это свидетельствует о том, что земная кора под акваториями не менее дифференцирована по толщине, чем на континентах. Мнение о том, что под водной поверхностью расположены однородные по строению «плиты», опровергается не только приведенными выше сейсмическими профилями, но еще в большей степени гравиметрическими данными, поскольку последние дают возможность представить структуру океанической коры в плане.

Об активности земных недр свидетельствуют так называемые изостатические аномалии, показывающие отклонение того или иного участка от Архимедова равновесия земной коры в мантии Земли. Связь этих аномалий с современными процессами несомненна. На рис. 44 изображена схема изостатических аномалий северо-западной части Тихого океана. Читатель видит, что аномалии одного знака пространственно совпадают с определенным типом геологических структур. Так, в пределах Курильской островной гряды аномалии резко положительные, а в расположенном к востоку от нее глубоководном желобе аномалия имеет отрицательный знак. Положительная изостатическая аномалия указывает на избыток массы — тяжелые породы мантии приподняты выше, чем это требует Архимедово равновесие. Отрицательная — на недоста-

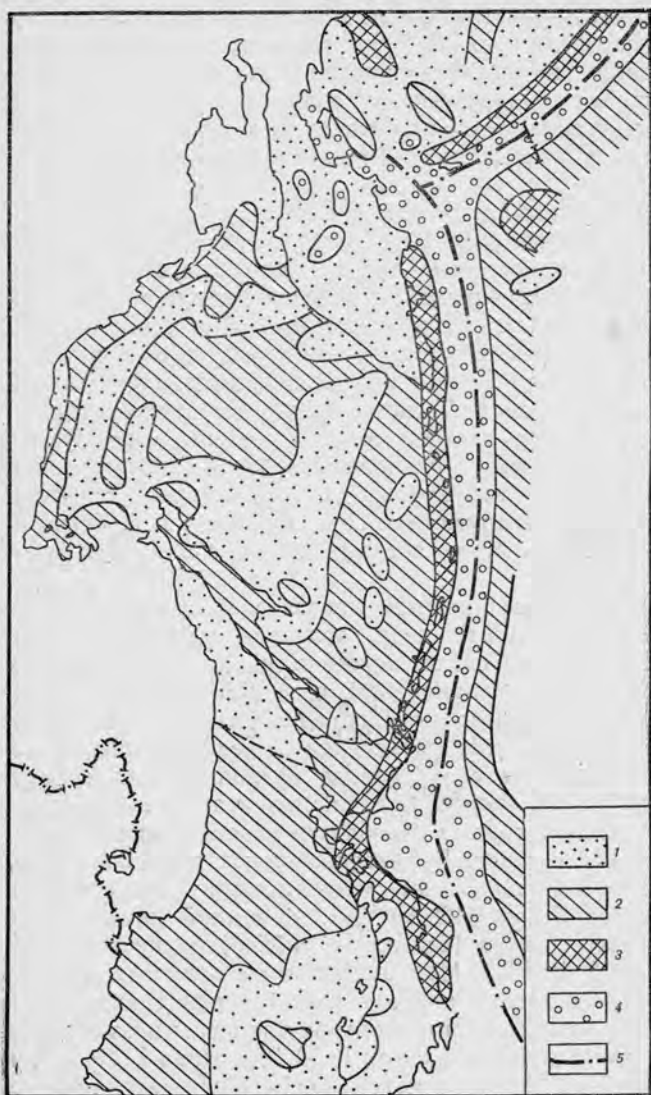


Рис. 44. Изаостатические аномалии силы тяжести в Охотском и Японском морях и их обрамлении

1 — близкие к нулю изостатические аномалии; 2 — положительные аномалии; 3 — интенсивные положительные аномалии; 4 — отрицательные аномалии; 5 — оси глубоководных желобов

ток массы — мантия опущена глубже, чем при равновесии. Анализ изостатических аномалий в пределах контрастной пары дуга—желоб показывает, что тектонические движения направлены против сил изостазии. В поднимающейся вулканической гряде эти внутренние силы Земли увеличивают положительную изостатическую аномалию, а опускания в глубоководном желобе — отрицательную.

Интересной и до конца еще не объясненной особенностью рассматриваемого региона является то, что глубоководные впадины, прилежащие с востока и запада к системе дуга—желоб, характеризуются положительными изостатическими аномалиями. Это свойственно как Охотскому и Японскому морям, так и окраине Тихого океана. В этом случае продолжающимся опусканиям окраинных морей и Тихого океана соответствует избыток массы, значит, тектонические движения стремятся привести структуры к равновесию. Вопрос, почему в одних опускающихся структурах движения идут с нарушением изостазии, а в других — в соответствии с ней, будет предметом специального обсуждения в следующем разделе книги.

Одним из важнейших показателей, характеризующим активность земных недр, является величина теплового потока. К настоящему времени на дне океанов сделано несколько тысяч измерений, и можно считать, что основные закономерности в распределении тепла на Земле в общих чертах уже установлены. Тепло в недрах Земли генерируется за счет распада радиоактивных элементов: урана, тория, калия. Содержание этих элементов в горных породах сильно колеблется в зависимости от их химического состава. В ультраосновных породах, которыми сложена мантия Земли, радиоактивных элементов очень мало (не более  $0,03 \cdot 10^{-4}\%$ ). В земной коре в породах основного состава (базальтах, габбро) их несколько больше ( $1-2 \cdot 10^{-4}\%$ ). Максимальное же количество этих элементов — в кислых породах земной коры (гранитах и др.), отличающихся высоким содержанием кремнезема. Количество урана достигает в них  $5 \cdot 10^{-4}\%$ , тория  $2 \cdot 10^{-4}\%$ , а калия 3—5%. Отсюда следует, что большая часть тепла генерируется в пределах «гранитного» слоя, т. е. в верхней половине земной коры. Поскольку «гранитный» слой широко представлен лишь на континентах, следовало ожидать,

что под дном океанов тепловой поток будет много ниже, чем на материках. В действительности же оказалось, что и на материках, и на океаническом дне тепловой поток одинаков — в среднем  $1,45 \text{ мккал} \cdot \text{см}^2/\text{с}$ . В чем же дело? Большинство исследователей ищут выход из этого затруднения в том, что в океанах тепловой поток формируется за счет распада радиоактивных элементов, находящихся в мантии. Предполагается, что в мантии под океанами содержится значительно больше радиоактивных элементов, чем в мантии под континентами. Такое предположение нельзя считать достаточно обоснованным, поскольку сейсмические исследования, как было показано выше, не свидетельствуют о каком-либо особом состоянии мантии океанических пространств.

Как и на континентах, под разными по геологическому развитию структурами океанического дна тепловой поток различен. Низкие значения потока свойственны глубоководным океаническим котловинам ( $0,7—1,1 \text{ мккал} \cdot \text{см}^2/\text{с}$ ). Заметим, что такими же значениями характеризуется тепловой поток на древних платформах континентов. В пределах срединно-океанических хребтов поток выше. На их склонах он возрастает до  $1,4$ , в центральных частях — до  $1,5—2,0$ , в рифтовых зонах — до  $4—5 \text{ мккал} \cdot \text{см}^2/\text{с}$ . На сводовых поднятиях, глыбовых хребтах и валах океанов тепловой поток составляет в среднем  $1,3$ . Напомним, что в горных странах континентов тепловой поток составляет  $1,2—2,0 \text{ мккал} \cdot \text{см}^2/\text{с}$ . Так, например, в пределах Кавказского хребта тепловой поток колеблется от  $1,0$  до  $2,0$ , достигая в отдельных точках  $4,0 \text{ мккал} \cdot \text{см}^2/\text{с}$ .

Минимальные значения теплового потока ( $0,8—0,9 \text{ мккал} \cdot \text{см}^2/\text{с}$ ) зафиксированы в глубоководных океанических желобах. Обратим внимание, что близкие им по тектоническому положению предгорные прогибы на материках также характеризуются минимальным потоком ( $0,7—1,0$ ).

На рис. 45 показано распределение теплового потока в пределах окраинных морей в северо-западной части Тихого океана. В пределах Курило-Камчатского и Японского желобов поток минимальный (менее  $1 \text{ мккал} \cdot \text{см}^2/\text{с}$ ). На вулканической Курильской гряде, в зоне современного вулканизма на Камчатке, поток увеличивается вдвое, что легко объяснимо. Однако максимальный тепловой поток

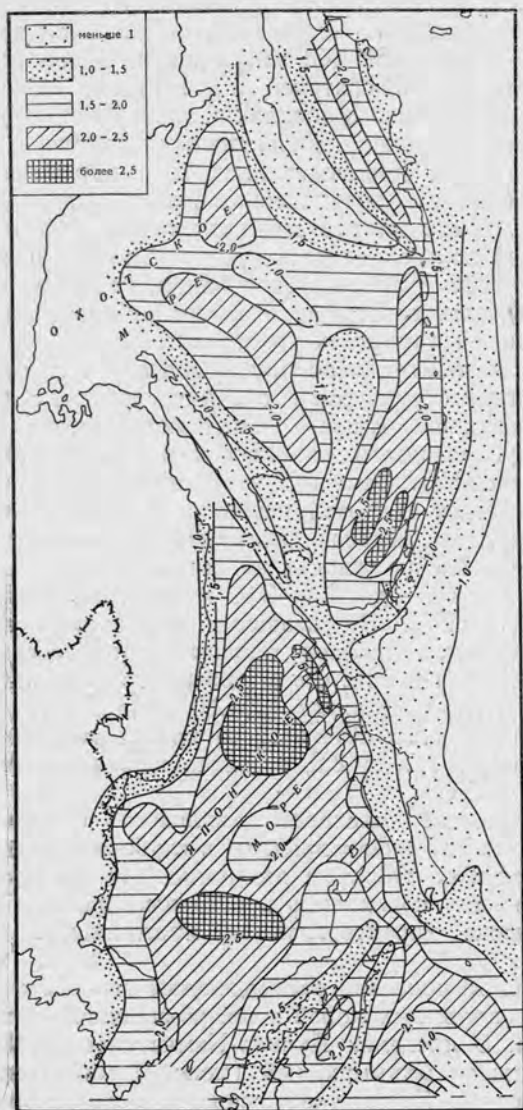


Рис. 45. Схема теплового потока через дно Охотского и Японского морей. Изолиниями показана величина теплового потока (мккал · см<sup>2</sup>/с)

обнаружен на дне глубоководных участков Охотского и Японского морей ( $1,5-2,5$  мккал·см<sup>2</sup>/с). Наблюдается корреляция между интенсивностью погружения и величиной теплового потока. Так, например, подводная возвышенность Ямато характеризуется относительно низкими величинами, тогда как в расположенных рядом котловинах Японского моря поток максимальный.

Сейсмическими исследованиями установлено, что в верхней мантии под Охотоморской впадиной поглощение продольных волн аномально высокое. Кроме того, мантия под рассматриваемой впадиной обладает повышенной электропроводностью. Оба этих признака указывают на то, что верхние горизонты мантии находятся в состоянии частичного плавления. Столь обильное выделение тепла под продолжающейся опускаться впадиной указывает на очень высокую активность глубинных процессов. Эта особенность Охотоморской и Япономорской впадин непременно должна учитываться при поисках механизма образования таких структур.

Выше отмечалось, что такие впадины возникли на месте срединных массивов, ранее приподнятых. Заметим, что подобного рода структуры на континентах, например Паннонская (Венгерская) впадина, характеризуются столь же высоким тепловым потоком ( $2,0-2,4$  мккал·см<sup>2</sup>/с).

Итак, тепловое поле океанического дна столь же дифференцировано, как и континентов. Близкие по геологической истории структуры, независимо от того, расположены они на континентах или под океаном, обладают одинаковым тепловым потоком. Общее количество тепла на единицу площади, поступающее с океанических пространств и с континентов, одинаково.

Современная сейсмическая активность проявляется в виде подземных толчков, сила (энергия) которых различается на 15 порядков. Наиболее слабые потрескивания, не ощущаемые человеком и фиксируемые высокочувствительными приборами, происходят повсеместно, но и они в сейсмических поясах случаются много чаще. Землетрясения средней силы (ощущаемые человеком) и все катастрофические подземные удары происходят только в пределах этих поясов. Подавляющую часть сейсмической энергии выделяют сильные землетрясения, хотя они происходят во много раз реже, чем землетрясения средней силы и тем более слабые. По глубине гипоцентра (очага)

землетрясения подразделяются на глубокие (очаг 300—700 км), промежуточные (50—250 км) и обычные, или коровые, гипоцентры которых расположены в земной коре (5—40 км). Большая часть энергии выделяется во время коровых землетрясений.

Основные сейсмические зоны совпадают с орографически выраженными горными поясами. Два из них целиком расположены на континентах: Афро-Азиатский, протягивающийся через всю Восточную Африку и далее на Памир, Саяны, Прибайкалье и заканчивающийся на Северо-Востоке Азии; Средиземноморско-Гималайский, пересекающий Евразийский материк с северо-запада на юго-восток. Другие высокосейсмические зоны обрамляют Тихий океан. На плоской карте они выглядят, как огромное кольцо, но на самом деле это прямолинейные зоны. Их особенностью является то, что в их пределах часто происходят глубокофокусные землетрясения, приуроченные к определенным очаговым поверхностям, наклоненным от океана под континент. Существование таких очаговых зон впервые в 1946 г. обосновал академик А. Н. Заварицкий. Несколькими годами позже аналогичные представления были высказаны американским сейсмологом Беньюффом.

За пределами высокосейсмичных поясов на континентах располагаются зоны с землетрясениями средней силы. Все случившиеся толчки, как правило, имели очаги в коре. Это землетрясения в Уральском, Верхоянском хребтах, в Скандинавских горах и др. Наконец, обширные пространства древних и молодых платформ, если они не захвачены горообразовательными движениями, практически асейсмичны.

Те же типы сейсмических поясов установлены и в океанических пространствах. Тихоокеанские расположены главным образом в пределах акватории. Наибольшая сейсмическая активность отмечена на участке к востоку от Филиппинского моря. Средиземноморско-Гималайский высокосейсмичный пояс продолжается в Тихий океан.

В океанах еще шире, чем на континентах, распространены средние по интенсивности сейсмические зоны. Они протягиваются вдоль срединно-океанических хребтов, но иногда располагаются к ним перпендикулярно.

Донные сейсмографы, установленные в некоторых местах на срединно-океанических хребтах, позволили об-

наружить некоторые особенности пространственного распределения землетрясений. Практически все сильные землетрясения с магнитудой более 7 приурочены к зонам разломов. Осевая зона срединно-океанического хребта характеризуется, как правило, более слабыми землетрясениями, магнитуда которых в среднем составляет 4,0—5,5. Землетрясения в осевой зоне подводных хребтов в большинстве случаев неглубокие (2—5 км). По механизму очагов землетрясения в рифтовых зонах срединных хребтов характеризуются преобладанием вертикальных сдвигов.

Обширные пространства океанических котловин, как и платформы континентов, практически лишены землетрясений.

Сравнивая сейсмическую активность континентов и океанов, легко убедиться, что она одинакова в пределах обоих типов структур. Так, самый активный Тихоокеанский сейсмический пояс частично размещен на континенте (Южная и Северная Америка), а частично в пределах океана (западная область). Сейсмические пояса срединно-океанических хребтов часто заходят на континент.

Сейсмическая деятельность, являющаяся наиболее ярким свидетельством современной активности нашей планеты, наглядно показывает, что на нее не влияет тип земной коры.

В настоящее время в научной литературе широко обсуждается вопрос о происхождении своеобразных (полосовых) магнитных аномалий, обнаруженных как в пределах срединно-океанических хребтов, так и в океанических котловинах всех океанов. В гипотезе плитовой тектоники эти полосовые аномалии занимают центральное место, поскольку именно по ним определяют направление, размеры и время разрастания океанического дна.

В 1963 г. английские ученые Ф. Вайн и Д. Х. Мэттьюз предположили, что знакопеременные полосовые аномалии вызваны разным направлением намагниченности базальтов, слагающих океаническое дно. У современного магнитного поля северный магнитный полюс на севере, а южный — на юге. Однако такая ориентировка магнитного поля Земли существовала не всегда. В более раннее геологическое время неоднократно происходило изменение знака магнитного поля — северный и южный магнитные полюсы менялись местами. Такое явление получило на-

звание инверсии магнитного поля Земли. Время инверсии определяется путем изучения магнитных свойств пород в геологическом разрезе. Замеряя направление вектора остаточной намагниченности по геологическому разрезу, удается определить момент, когда направление магнитного поля менялось на обратное. Таким путем была составлена хронологическая шкала инверсий магнитного поля. В некоторых геологических периодах было по нескольку инверсий, а в течение большей части девонского периода (60 млн. лет) преобладало поле обратного направления. Не менее девяти инверсий произошло в плиоцен-четвертичный отрезок геологического времени, длившийся 11 млн. лет. Последняя инверсия магнитного поля на нашей планете отмечена в начале четвертичного периода, т. е. 500—800 тыс. лет назад. Считают, что в среднем поле одного знака существует около 500 тыс. лет.

Вайн и Мэттьюз предположили, что в осевой части срединно-океанического хребта происходит зарождение новой океанической коры. Согласно предложенной ими гипотезе, породы этой новообразованной коры намагничиваются в том направлении, в каком было ориентировано магнитное поле в эпоху, когда эти породы остывали. Более поздние по возрасту породы, образовавшиеся после смены направления магнитного поля, по мнению авторов, имеют уже обратную намагниченность и т. д. Поскольку разрастание океанического дна проходило симметрично по обе стороны от оси срединно-океанического хребта, так же симметрично должны быть расположены чередующиеся положительные и отрицательные магнитные аномалии. Действительно, во многих случаях такая симметрия имеет место, и это позволило сторонникам гипотезы тектоники плит сосчитать аномалии и, зная число инверсий магнитного поля Земли, определить геологический возраст каждой аномалии.

Полосовидные магнитные аномалии обнаружены не только в пределах срединно-океанических хребтов, но и далеко в глубоководных котловинах. В то же время на обширных пространствах как Атлантического и Индийского, так и в особенности Тихого океанов линейных магнитных аномалий не обнаружено. Аномалии магнитного поля имеют изометрическую форму.

В природе полосовидных магнитных аномалий еще очень много неясного. Расчеты показывают, что воз-

мущающие магнитные массы часто расположены глубже второго слоя океанической коры, сложенного базальтами. Например, в глубоководных котловинах Тихого океана нижние кромки магнитовозмущающих масс расположены на глубине 13—15 км, причем отдельные значения доходят до 30 км. Если это действительно так, то полосовидные аномалии никоим образом не связаны с базальтами. Правильность гипотезы Вайна и Мэттьюза может быть установлена лишь после того, как со дна океана будут подняты ориентированные образцы базальтовых лав. Если окажется, что базальты дна океана при переходе от одной аномалии к другой меняют знак намагниченности на обратный, можно будет считать, что эта гипотеза справедлива. К сожалению, до настоящего времени исследователи океана не научились поднимать со дна образцы, ориентированные к магнитному меридиану. В драге, идущей по дну, породы перемешиваются; колонка керна, поднятая из скважины, также не ориентирована.

Сторонники гипотезы раздвижения океанического дна считают, что их представления подтверждаются бурением. Что же, однако, показало океаническое бурение? Да только то, что в срединно-океанических хребтах базальты относительно моложе, чем в океанических котловинах. Так, в полосе Атлантического срединно-океанического хребта (см. рис. 19) преимущественно распространены базальты палеогенового возраста, тогда как за ним возраст базальтов меловой. В зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия возраст базальтов миоцен-палеоген-верхнемеловой (рис. 19), а далее — нижнемеловой. Эта общая картина, свидетельствующая лишь о том, что в срединно-океанических хребтах базальтоидный вулканизм сохраняется дольше, чем на ложе океанов, в общих чертах была известна и до начала океанского бурения. Читатель уже познакомился с результатами бурения по широтному профилю через Центральную Атлантику (рис. 28). Некоторые ученые делают вывод о том, что по этому профилю возраст океанического дна становится более древним по мере удаления от оси хребта. Между тем очевидно, что скважины вскрыли в Центральной Атлантике крупный прогиб, ось которого приблизительно совпадает с осью срединно-океанического хребта. И как в любом прогибе, в любой синклинальной структуре, на флангах обнажаются более древние породы, чем в осевой части.

Обратимся к Тихому океану. Геолог И. А. Соловьева недавно проанализировала материалы бурения подводных скважин в северо-восточной части Тихого океана, где распространены широко известные разломы, по которым предполагается смещение коры в горизонтальном направлении на многие сотни и даже тысячи километров на том основании, что магнитные аномалии по разные стороны от разломов не стыкуются. Чтобы стыковать рисунок аномалий, мобилисты смещают один фланг разлома по отношению к другому.

В районе разломов пробурено более 50 скважин, причем некоторые расположены одна против другой. Так, скважины № 37 и 38, пробуренные около 140-го меридиана по разные стороны разлома Мендосино, показали, что разрезы, по существу, идентичны: верхние несколько метров занимают плейстоценовые красные глины, под ними — цеолиты, а в самой нижней части — окислы железа с цеолитами, пеплом и илом.

Этот факт уже сам по себе говорит о том, что крупных горизонтальных смещений не было. Такой вывод становится окончательным, если сравнить разрезы указанных скважин с породами, вскрытыми скважинами № 36 и 34, пробуренными в 1200 км восточнее по обе стороны от того же разлома Мендосино. Заметим, что по магнитным аномалиям амплитуда горизонтального смещения по разлому Мендосино оценивается как раз в 1200 км. Там с олигоцена накапливались толщи илов с редкими прослойками цеппла, алевролитов, глин, песка и кремней. Если сдвинуть одно крыло разлома относительно другого на 1200 км, то по обе стороны разлома разрезы буровых скважин окажутся совершенно разными. И. А. Соловьева показала, что аналогичным образом доказывается отсутствие сколько-нибудь крупных смещений и по другим, так называемым трансформным, разломам этой части Тихого океана. На основании материалов бурения она пришла к выводу о том, что разломы Мендосино, Пионер, Кларин, Клипперон и др. представляют собой сбросы, сформировавшиеся совсем недавно — в четвертичном периоде. И. А. Соловьева обращает внимание также на то, что во всех случаях (кроме скважины № 79), когда установлен возраст базальтового основания, имеет место несовпадение между цифрами возраста, определенного по скважинам и по магнитным аномалиям (скважины № 32, 36, 38, 39, 183).

В остальных скважинах базальты не вскрыты или керн базальтов отсутствует.

Факты несовпадения геологического возраста, определенного по магнитным аномалиям и материалам глубоководного бурения, известны и для других районов Атлантического и Тихого океанов, равно как и для Индийского.

Таким образом, подтверждения справедливости гипотезы Ф. Вайна и Д. Меттьюза не существует, ибо несовпадение возраста базальтов по двум независимым способам определения (бурение и магнитные аномалии) даже в одном каком-либо районе разрушает всю умозрительно построенную мобилстами схему возраста океанического дна.

Глубоководное бурение с «Гломара Челленджера» показало, что образование полосовидных магнитных аномалий не связано с инверсией магнитного поля Земли. Если действительно каждая магнитная аномалия вызвана тем, что поднявшиеся из мантии базальты приобрели направление намагниченности по существовавшему тогда полю, то весь вертикальный разрез базальтовой толщи должен был быть намагничен в одном направлении. Результаты бурения в Атлантическом океане, к югу от Азорских островов, дали ошеломляющий результат. Намагниченность в верхних 100 м базальтовых пород оказалась обратной по отношению к нижележащим базальтам. Отсюда следует, что нижняя и верхняя части вскрытой бурением базальтовой толщи разновозрастны, поскольку в промежуток между их излияниями произошла инверсия магнитного поля. Это противоречит гипотезе раздвижения океанического дна, согласно которой базальты на любой точке дна одновозрастны и вся толща соответствует одной магнитной аномалии.

Как показали А. Мейерхофф и Г. Мейерхофф, конфигурации предположительно коррелируемых аномалий сходны в пределах ограниченных площадей, но совершенно различны на удалении их друг от друга. Но и на ограниченных площадях сходство рисунка аномалий по обе стороны от оси хребта наблюдается лишь в том случае, если рассматривать единичные аэромагнитные профили. Если же анализировать магнитные аномалии в плане, то корреляция отсутствует. Как показал геофизик В. Г. Буданов в докладе на первом съезде советских океанологов в июне 1977 г., в детально изученном районе экваториальной ча-

сти срединно-океанического хребта существует сложная мозаика блоков земной коры и между отдельными блоками отсутствует корреляция магнитных аномалий.

Е. А. Назаров, Д. М. Печерский, А. А. Шрейдер обратили внимание, что в пределах Аравийско-Индийского хребта наряду с линейными магнитными аномалиями присутствуют и изометричные. Первые преобладают у оси хребта, вторые — на его склоне. Причем амплитуда аномалий на склонах существенно меньше, а примерно в 400 км от оси хребта она снова возрастает. Такой характер изменения амплитуды магнитных аномалий не согласуется с гипотезой Вайна и Меттьюза, согласно которой в более древних и потому более измененных базальтах амплитуда аномалий должна падать.

Противоречит рассматриваемой гипотезе и такой факт, как «ныряние» полосовидных аномалий под континент, что можно наблюдать по обрамлению Атлантического и других океанов. Ведь, по мнению Вайна и Меттьюза, полосовидные аномалии должны располагаться лишь параллельно разбегающимся краям континентов.

Заканчивая раздел, отметим, что магнитные аномалии в океанах играют решающую роль в широко пропагандируемой сейчас гипотезе раздвижения океанического дна. Однако основные исходные предположения о причинах возникновения этих аномалий до настоящего времени не подтверждены фактическим материалом. Имеется много причин сомневаться в справедливости гипотезы о том, что полосовидные магнитные аномалии связаны с раздвижением дна океанов. Наконец, полосовидные магнитные аномалии, напоминающие рисунок, характерный для океанов, известны и в пределах континентов. Примером может служить Уральский хребет. Но в данном случае мы знаем причину полосовидных аномалий. Она вызвана не знакопеременной намагниченностью пород, а частым чередованием разломов на Урале, вдоль которых внедрили основные магматические породы. Вследствие частого повторения высокомагнитных зон создан рисунок в виде чередования положительных и отрицательных аномалий. Не исключено, что той же причиной вызваны и полосовидные аномалии в океанах.

## Сравнение континентов и океанов

В геофизическом изучении океанического дна еще много белых пятен. Наиболее наглядно это видно на примере исследования мантии океанов сейсмическими методами. По существу, в этом направлении сделаны лишь первые шаги, но они уже заставляют отказываться от взглядов о якобы существующем коренном различии континентов и океанов.

Говоря о геологической интерпретации геофизических данных о дне океанов, в первую очередь имеют в виду вещественный состав океанической коры. К сожалению, однозначного решения здесь нет, и вся надежда на то, что в недалеком будущем глубоководное бурение позволит получить ответ на этот принципиальный вопрос.

В геологической и геофизической литературе широко распространено представление о трехслойной схеме океанической коры. Безусловно, кора океанов много сложнее, но поскольку более детальной картины расчленения океанической коры еще нет, рассмотрим трехслойную схему.

Первый сейсмический слой состоит из осадочных пород. В Тихом и Атлантическом океанах этот слой имеет до четырех отражающих горизонтов, природа которых установлена глубоководным бурением. Обычно отражающая поверхность соответствует более плотным кремневым прослоям в толще осадков или приурочена к смене состава, например глин на известняки. Измерение скоростей упругих волн на образцах керна, поднятого со дна океана, показало, что в некоторых типах пород (кремнях, известняках) скорости в первом осадочном слое могут достигать значений, характерных для второго слоя океанической коры. В Атлантическом океане отражающей поверхностью «А» осадочный слой разделен на два. Бурение показало, что в Южной и Приэкваториальной Атлантике отражающая поверхность соответствует кровле кремнистых илов эоцена или верхнего мела.

Ниже слоя осадков расположен так называемый акустический фундамент, являющийся кровлей второго слоя океанической коры. Акустический фундамент был вскрыт большим числом скважин. Оказалось, что он может быть сложен самыми различными по составу породами. Во многих случаях кровлей второго слоя оказались кремнистые породы, известняки, в других — переслаивание оса-

дочных пород и базальтов. Насколько глубоко распространены в глубь коры эти более плотные осадочно-вулканогенные образования, пока не известно. Во всяком случае сейчас нет уверенности в том, что весь второй слой океанической коры сложен излившимися базальтами. Очень вероятно, что во многих местах, например на обширных пространствах западной части Тихого океана, второй слой сложен осадочными породами мезозоя, а может быть и более древними. Есть основания предполагать, что при разбурировании второго слоя удастся обнаружить в ряде мест и палеозойские осадки.

Какими породами сложен третий слой коры океанических котловин, совершенно не известно. Судя по скоростям, зарегистрированным в слое (от 6,0 до 7,7 км/с), это могут быть породы как кислого состава (гнейсы, граниты), так и среднего, основного (габброиды) и ультраосновного. Заметим, что ультраосновные породы, будучи в той или иной степени серпентинизированными, занимают широкий диапазон скоростей (4,0—7,8 км/с). Третьему слою могут соответствовать лишь слабо серпентинизированные ультраосновные породы.

Помимо бурения есть еще один путь выяснения вещественного состава коры океанов. Это прослеживание по простирацию сейсмических слоев с континента в океан или с островов в океан. Конечно, это можно сделать далеко не везде, поскольку нередко по границе между материком и океанической впадиной проходит глубинный разлом. Наиболее удобен для этой цели Индийский океан. Так, например, по сейсмическим профилям, идущим от побережья Индостана в океан, удалось проследить непосредственный переход распространенных на континенте траппов в океан, которыми сложен второй слой океанической коры. На полуострове мел-палеогеновые траппы подстилаются докембрийскими кристаллическими породами фундамента Индийской платформы. А на что легли траппы в океане? Сейсмические профили, идущие от Индостана или Сейшельских островов в океан, говорят, что в океане, как и на континенте, базальтовые траппы налегают на один и тот же сейсмический слой, только слой этот в направлении к глубоководным участкам океана постепенно утоняется. Много оснований думать, что и в океане траппы находятся на кристаллическом фундаменте, по возрасту и составу аналогичному фундаменту Ин-

дийской платформы. Отсюда следует, что третий сейсмический слой коры Индийского океана сложен архейскими кристаллическими гнейсами, гранитоидами (чарнокитами) и т. д. Значения скоростей в этих породах совпадают с теми величинами скоростей, какие фиксированы в третьем сейсмическом слое Индийского океана. Но слой этот в океане по сравнению с континентом утонен.

В пользу гранито-гнейсовой природы третьего слоя коры Индийского океана свидетельствует геологическое строение островов в Индийском океане. На Мадагаскаре, Сейшельских островах, Кергелене обнажены древнейшие докембрийские образования, которые во многих случаях перекрыты меловыми и палеогеновыми базальтами, идентичными тем, какие вскрыты буровыми скважинами во втором слое океанической коры.

Остановимся на геологической интерпретации земной коры срединно-океанических хребтов. Если обратиться к наиболее исследованному Срединно-Атлантическому хребту, то обнаруживается следующая картина. В его осевой части осадочный слой отсутствует или имеет очень малую мощность. Сторонники гипотезы раздвижения океанического дна объясняют это тем, что возникшая в результате вулканических излияний кора здесь молодая и осадки поверх нее не отлагались. Однако отсутствие осадочного слоя в приосевой части Срединно-Атлантического хребта объясняется прежде всего тем, что подводный хребет сильно удален от источников сноса. Поступающие с континентов осадки накапливаются в глубоководных котловинах и на возвышающиеся хребты не попадают. Отсутствие осадков можно объяснить и тем, что осадочные образования погребены на хребте под излившимися на них лавами. В пользу этого свидетельствуют результаты глубоководного бурения. Так, скважина, пробуренная в районе Азорских островов, прошла через несколько слоев осадков, заключенных внутри базальтового слоя. Неоднократно отмечались находки на оси срединного хребта плиоценовых и даже миоценовых отложений, сцементированных базальтовой лавой. Таким образом, отсутствие или малая мощность осадочного слоя в пределах осевой части Срединно-Атлантического хребта может быть легко объяснена без привлечения гипотезы тектоники плит.

Следует отметить, что в пределах глубоких прогибов, рассекающих срединный хребет Атлантики, мощность

осадочного слоя значительна и исчисляется многими сотнями метров. Как видно из рисунков, дно поперечных срединному хребту желобов (Романш и др.) расположено ниже ложа океанов. Поэтому переносимый водными течениями тонкодисперсный материал поступал в прогибы и там отлагался. Большая мощность осадочного слоя в поперечных желобах свидетельствует о длительности их существования, что не согласуется с представлениями неомобилистов, утверждающих, что приразломные желоба и гигантские перемещения по ним произошли совсем недавно, уже после формирования современной структуры срединно-океанических хребтов.

Нет сомнений в том, что так называемый второй сейсмический слой срединно-океанических хребтов сложен в основном базальтовыми лавами. В этом убеждают результаты глубоководного бурения. Однако несомненно и то, что во второй слой входят лежащие между пластинами лав осадочные породы. Во втором слое могут быть и сильно серпентинизированные ультраосновные породы, которые по своим физическим свойствам располагаются в интервале скоростей второго слоя океанической коры.

Какими же породами сложен третий слой срединно-океанических хребтов? Это, пожалуй, самый сложный вопрос. До сих пор остается неясным, какова мощность третьего слоя под срединно-океаническими хребтами. Гравиметрическое измерение показывает, что срединно-океанические хребты характеризуются относительным минимумом силы тяжести в редукции Буге. Это может свидетельствовать о том, что хребтам свойственно утолщение коры. Так, под островом Исландия, расположенным на Срединно-Атлантическом подводном хребте, мощность земной коры достигает 40 км. Однако в некоторых других участках утолщения коры не обнаружено. Сейсмические профили с протяженными (200 и более км) годографами позволяют фиксировать подошву третьего сейсмического слоя срединно-океанических хребтов. Учитывая, что они представляют относительное поднятие на океаническом дне, следует ожидать, исходя из принципа изостазии, что мощность третьего слоя там увеличена.

Чем же сложен этот слой? Выше было показано, что по своей геологической истории срединно-океанические хребты заложились на месте длительно развивающихся геосинклинально-складчатых поясов. Следовательно, под

вторым слоем, состоящим из переслаивания базальтов и осадочных пород, должны быть метаморфизованные породы древнего геосинклинального пояса. В некоторых случаях образцы таких пород, местами выступающих среди более молодых образований, обнаружены на островах или при драгировке дна. В Срединно-Атлантическом хребте — это древнейшие ультраосновные породы (перидотиты) с острова Святого Павла возрастом около 3,5—4,5 млрд. лет; метаморфизованные базальтоиды, собранные в нескольких местах в гребневой зоне хребта; основные и кислые магматические породы возрастом 1500—1600 млн. лет с гребня хребта на 45° с. ш. На восточном склоне подводного хребта с глубины 4255 м подняты глинистые сланцы и кремнистые известняки кембрийского возраста. Глинистые сланцы, слюдяные алевролиты палеозойского возраста драгированы «Академиком Курчатовым» с поверхности хребта к северу от Исландии. Геосинклинальный комплекс осадков, слагающий основание срединно-океанического хребта, должен достигать значительной мощности (10—15 км и более), и им, возможно, сложено все утолщение третьего слоя под подводным хребтом.

Таким образом, третий слой океанических котловин, согласно нашим представлениям, сложен породами, которые обнажаются в фундаменте древних платформ, а третий слой срединно-океанических хребтов — породами, характерными для геосинклинально-складчатых областей. Конечно, такие представления гипотетичны. Проверкой их могут стать лишь результаты сверхглубокого бурения. О том, как это могло произойти, речь будет идти дальше.

Все сказанное выше свидетельствует, что по вещественному составу кора океанов соответствует верхней части коры континентов. Различие между корой континентов и океанов лишь в том, что в океанах отсутствуют нижние 20—30 км коры, свойственной континентам.

Посмотрим, как согласуются другие геофизические данные с тем, что на месте океанов была обычная континентальная кора. Если мы обратимся к аномалиям силы тяжести, то, как уже отмечалось, гравиметрические карты, составленные по спутниковым наблюдениям, т. е. сильно обобщенные, не обнаруживают какой-либо корреляции с расположением континентов и океанов. Вывод этот чрезвычайно важен, так как отсюда следует, что нет каких-либо принципиальных различий в составе и строе-

нии мантии под континентами и океанами. По детальным гравиметрическим картам, составленным по наземным наблюдениям, картина иная — на картах в редукции Буге видно четкое различие между континентами и океанами. Это вполне объяснимо, поскольку аномалии силы тяжести Буге как раз и строятся с учетом различия в толщине коры.

Если обратиться к тепловому полю Земли, то здесь опять отсутствуют какие-либо различия между континентами и океанами — им свойствен одинаковый тепловой поток.

В качестве важнейшего аргумента в пользу существования принципиальных различий в строении топосферы континентов и океанов часто приводят магнитные аномалии. Согласно широко распространенному мнению, магнитное поле океанов характеризуется полосовидными аномалиями. Однако магнитолог Т. К. Симоненко показала, что в средней части Западно-Сибирской низменности существует зона магнитных аномалий, близко напоминающих аномалии на некоторых участках дна океанов. «Интересно заметить,— пишет она,— что совершенно так же характер магнитного поля наблюдается повсеместно на исследованных площадях акватории Тихого океана, где строго прямолинейные полосы аномалий той же ширины, той же интенсивности, с теми же горизонтальными градиентами, как и для упомянутой выше системы аномалий Западно-Сибирской низменности, протягиваются в меридиональном направлении на тысячи километров»\*.

Неоднократно обращалось внимание на сходство магнитных аномалий щитов древних платформ и океанических пространств. Так, магнитное поле Анабарского щита Сибирской платформы внешне сходно с Тихоокеанским. Статистический анализ магнитного поля северо-западной части Канадского щита, проведенный Хортоном, позволил выявить периодическую аномалию с длиной волны 27 км, т. е. близкую аномалию срединных хребтов океанов. Т. К. Симоненко показала, что сопоставление статистических характеристик магнитного поля (величины намагниченности, средней амплитуды аномалий, частоты распределения магнитных тел) материков и океанов свидетельствует, что между этими характеристиками нет

\* *Симоненко Т. И.* Аномальное магнитное поле СССР и некоторые вопросы тектоники.— В кн.: Складчатые области Евразии. М., 1964, с. 39.

принципиальных различий. Она пришла к выводу о сходстве в строении магнитоактивных слоев материковой и океанической коры. Напомним, что в океанах известны обширные пространства, где полосовидные магнитные аномалии отсутствуют.

Таким образом, гравитационные и магнитные аномалии, тепловое поле Земли оказываются в общих чертах одинаковыми как в пределах континентов, так и океанов. Если к этому добавить новейшие сейсмические данные о сходстве строения верхней мантии континентов и океанов, то мы вынуждены будем признать, что различие между этими основными морфологическими элементами нашей планеты заключается лишь в разной толщине их коры.

Под глубоководной впадиной океана земная кора тоньше. Следовательно, для того чтобы полностью устранить какие-либо различия между континентами и океанами, необходимо объяснить процесс утонения коры каким-то механизмом, действующим и на континентах. Действительно, на материках очень часто можно наблюдать впадины, формирование которых сопровождалось таким же утонением лежащей под осадками консолидированной коры, как при образовании глубоководной котловины.

Интерес представляет Прикаспийская впадина на юго-востоке Восточно-Европейской платформы. В наиболее прогнутых ее участках мощность осадков достигает 22 км, а суммарная толщина коры около 30 км. Таким образом, лежащая под осадками консолидированная кора имеет толщину всего 7—8 км. Если бы Прикаспийская впадина с начала своего образования (с девона) не заполнялась осадками, то мы имели бы здесь типичный пример океанической коры. Отсюда следует, что тонкая океаническая кора в океанах существует лишь по той причине, что океанические впадины не заполнены осадками. Если бы существовала возможность полностью засыпать какой-либо океан, то одновременно с поступлением осадочного материала происходило бы изостатическое погружение коры. К тому моменту, когда впадина была бы заполнена осадками, ее кора по толщине, физическим свойствам и составу ничем не отличалась бы от коры Прикаспийской.

Таким образом, принципиальной разницы между тектоносферой материков и океанов нет. Единственное различие — толщина коры — также не является принципиальным, поскольку обусловлено лишь тем, что океанические впадины не заполнены осадками.

## ПРИЧИНЫ ОБРАЗОВАНИЯ ОКЕАНОВ

Когда речь заходит о происхождении океанов, то обычно имеют в виду две проблемы: историко-геологическую, когда решается вопрос о месте океанов в истории Земли, и физико-химическую, или петрологическую, когда рассматривается механизм образования тонкой океанической коры, сложенной в верхней ее части базальтовыми лавами.

Остановимся сначала на историко-геологической проблеме. Выше было показано, что океаны с их тонкой корой возникли на тех местах, где ранее существовали континенты. Но тогда встает вопрос о том, что за кора была на Земле до образования океанов и как она сформировалась. В поисках ответа необходимо обратиться к самым начальным страницам истории нашей планеты. Об этом времени геологических данных почти нет. Правда, в последние годы в связи с успехами в изучении других планет Солнечной системы и их спутников появились некоторые материалы, проливающие свет на начальный период жизни Земли.

Среди специалистов, изучающих Землю как физическое тело, широко распространено представление о том, что дифференциация ее недр происходит медленно и еще не закончилась. Однако новейшие данные по сравнительной планетологии свидетельствуют об обратном. На поверхности Луны в почти неизменном виде обнаружены породы, образовавшиеся 4,5—3,5 млрд. лет назад. Изучение их образцов, доставленных на Землю автоматически и пилотируемыми аппаратами, показало, что кора и другие оболочки Луны сформировались в результате дифференциации ее недр 4,6—4,4 млрд. лет назад, т. е. в первые 200 млн. лет после ее акреции (образования небесного тела из падающих астероидов и метеоритов). Дифференциация произошла вследствие сильного разогрева, вызвавшего плавление пород, слагающих сейчас «мате-

рики» Луны, и захватила по меньшей мере несколько сотен километров ее тела. Процесс расплавления вещества сопровождался фракционной кристаллизацией, благодаря которой более легкие минералы (полевой шпат) всплыли, а более тяжелые (оливин, пироксен) погрузились.

Относительно причины, вызвавшей нагревание Луны в этот начальный период ее жизни, нет единого мнения. Возможно, что температура, достаточная для плавления пород, поднялась вследствие высокоскоростных ударов крупных метеоритов, падавших на Луну в период ее образования. Независимо от того, чем была вызвана дифференциация и как она происходила, факт обособления коры в самый начальный период развития Луны твердо установлен. Сейсмические исследования недр Луны с помощью установленных на ее поверхности сейсмографов показали, что толщина лунной коры составляет 60 км. Только на такой глубине расположена граница, где скорость сейсмических волн достигает 8,0 км/с. По своему составу (анортозиты) и значительной толщине лунная кора ближе к континентальной земной коре, чем к океанической. Материковая кора Луны после ее образования подверглась интенсивной метеоритной бомбардировке, длившейся примерно половину миллиарда лет. Затем наступил третий этап ее истории, когда вследствие мощных излияний базальтовых лав на ее поверхности возникли лунные моря. В последний (четвертый) этап ее истории, длившийся более 3 млрд. лет, на спутнике нашей планеты каких-либо крупных событий не происходило.

Если много меньшая по массе Луна в начальный период своей жизни была разогрета столь сильно, то еще больше оснований думать, что аналогичный процесс плавления недр имел место на нашей планете. Земля, образовавшаяся одновременно с Луной, в 100 раз больше по массе, вследствие этого она отдает в мировое пространство меньше тепла на единицу объема и должна была разогреваться быстрее.

Представление о том, что Земля прошла в своем развитии лунную стадию, впервые было высказано академиком А. П. Павловым (1854—1929). Сейчас этот взгляд разделяет большинство ученых. Но если наша планета в начальный период своей истории была разогрета столь же сильно, как и Луна, то уже 4,4—4,6 млрд. лет назад на Земле в результате дифференциации недр

сформировалась кора. В этой первичной коре еще не было гранитных тел, однако по толщине и составу она во многом была близка современной коре континентов.

Общим для первичной и современной коры было то, что обе они отличались по химическому составу от нижележащей мантии. Следует отметить, что первичная кора Земли (как и современная кора Луны) состояла в основном из анортозитов, следовательно, по составу была близка к «базальтовому» слою современной континентальной коры. Какова была ее толщина, судить трудно. На Луне мощность коры 60 км. Это еще не означает, что в те отдаленные времена кора на Земле была столь же мощной. Мы знаем, что кора отличается от мантии не только тем, что сложена более кислыми породами, но и тем, что в коре породы находятся при меньших давлениях. На Земле сила тяжести больше, чем на Луне, и давления, которые сейчас господствуют в основании лунной коры (1—2 кбар), на Земле существуют всего лишь на глубине 6—8 км.

Если проводить параллели в развитии Луны и Земли, то следует признать, что на нашей планете вскоре после ее образования возникла толстая кора континентального типа.

На Луне 3,8—3,1 млрд. лет назад имела место грандиозная по масштабам вспышка базальтового вулканизма. Есть основания считать, что и на нашей планете в то же приблизительно время происходили гигантские базальтовые излияния. Следы их — древнейшие толщи высокометаморфизованных пород, слагающих фундамент древнейших участков Африканской, Индийской, Антарктической, Северо-Американской, Восточно-Европейской и других архейских платформ. Впоследствии анортозитобазальтовая кора была разбита зонами протяженных разломов, вдоль которых образовались геосинклинальные прогибы, впоследствии превратившиеся в складчатые пояса. Начали образовываться такие геосинклинально-складчатые пояса в конце архея и раннем протерозое. В среднем протерозое они завершили свое развитие. Большинство складчатых поясов, развивавшихся в палеозое и мезозое, заложились в верхнепротерозойское время.

В пределах геосинклинальных поясов накапливались мощные толщи осадков, сносимых с платформ. Позже они были гранитизированы и превратились в мощные

линзы гранитов. Гранитизация имела место и на платформах, однако там ею были захвачены лишь самые верхние части коры.

Таким образом, на нашей планете почти с самого начала ее формирования существовала мощная континентальная кора платформенного типа. Затем на месте складчатых поясов сформировалась кора геосинклинального типа с крупными интрузиями гранитоидов.

По отношению к этим двум типам структур (платформам и геосинклинально-складчатым поясам) океаны представляют новообразования. О том, каким образом континентальная кора превратилась в тонкую океаническую, мнения ученых разделились. Часть из них придерживаются взглядов о том, что континенты расползлись в стороны, другие же предполагают, что материковая кора погрузилась в мантию.

### Некоторые гипотезы

Высказанные ранее и разрабатываемые сейчас гипотезы о происхождении океанов могут быть разделены на три группы. К первой относятся концепции, построенные на представлениях о том, что океаны первичны, существуют с начала образования планеты и постепенно уменьшают свою площадь за счет роста континентов. Во вторую группу включены гипотезы дрейфа материков, согласно которым континентальная кора разорвана и в образовавшемся пространстве возникла кора океанического типа. Существуют различные комбинации гипотез первых двух групп. Наконец, к третьей группе относятся гипотезы о формировании океанических котловин с тонкой корой на месте прежней континентальной коры. Их часто называют гипотезами океанизации.

Наиболее последовательным сторонником гипотезы о первичности океанической коры, существующей с начала образования планеты, является геолог Н. П. Васильковский. По его представлениям, после образования Земли как планеты на ней повсеместно существовала тонкая океаническая кора, покрытая маломощным слоем воды. Первые континенты возникли лишь в начале рифея (1,5 млрд. лет назад). Таким образом, две трети истории Земли материков не было. Затем начался их рост. Пло-

щадь океанов сокращалась, вследствие этого вода концентрировалась на меньшей площади и толщина водного слоя возрастала. Если в архее средняя глубина Мирового океана была всего 800 м, то к началу палеозоя в связи с образованием материков глубина достигла 3380 м, а в начале кайнозоя — 5068 м.

Столь формальный подход к геологической истории нашей планеты вызывает серьезные возражения. Если следовать представлениям Н. П. Васильковского и других его сторонников, то каждый материк должен был состоять из древнего ядра, закономерно обраставшего все более молодыми складчатыми зонами. Однако такая картина, и то не полностью, наблюдается лишь в пределах Северной Америки, где действительно имеет место обрастание архейского Канадского щита более молодыми геологическими комплексами.

Ежели обратиться ко всем остальным материкам, то легко убедиться, что пример с Северной Америкой представляет исключение. Правилom является срезание океаном материковых структур самого различного возраста, но преимущественно древнейших (архейских). Это наглядно видно на примере Африки, Антарктиды, большей части Австралии, востока Южной Америки. Наложенный характер океанов является самым убедительным, хотя и не единственным аргументом против представления о росте материков за счет океанов. В силу этих причин многие исследователи лишь частично поддерживают идею о первичности океанов. Например, распространена точка зрения о том, что Индийский и Атлантический океаны вторичные (возникли на месте континентов), а в противоположность им Тихий океан — первичный. Его тонкая кора существует в качестве таковой с начала образования планеты. Этих взглядов придерживается член-корреспондент АН СССР М. В. Муратов.

Хотя такие представления значительно лучше согласуются с геологическими данными по окраинам океанов, они встречают возражения другого характера. Если один океан (Индийский) молод — возник в конце мезозоя (100 млн. лет назад), а другой (Тихий) древний и существует уже 4,5 млрд. лет назад, то возраст второго превышает возраст первого почти в 50 раз. Если даже учесть, что скорость осадкообразования в более раннее геологическое время была много меньше, чем сейчас, то

и в этом случае мы должны были бы ожидать, что в первичном, Тихом океане мощность осадочного слоя, включая и базальтовые покровы, была бы во много раз больше, чем в молодом, Индийском. Однако в действительности этого не наблюдается (см. рис. 17, 18). Картина скорее даже обратная — в котловинах Тихого океана толщина осадочного слоя всего 50—100 м. Резонно задать и такой вопрос: если в Индийском океане тонкая земная кора — явление вторичное, океаническая кора образовалась относительно недавно, то почему такой же процесс утонения коры не мог иметь место и в Тихом океане?

Весьма популярны гипотезы, согласно которым тонкая океаническая кора возникла вследствие разрыва и раздвижения материков. Сторонников их обычно называют мобилистами. Впервые в законченном и аргументированном виде гипотеза дрейфа материков была высказана в 1915 г. немецким геофизиком А. Вегенером. Согласно его представлениям, материк, сложенный силикатными породами (силиций, алюминий), т. е. породами кислого состава, плавают, подобно айсбергам, в более тяжелом субстрате ультраосновных пород, называемом сима (силиций, магний). Первоначально А. Вегенер рассматривал историю океанов и материков только с палеозойской эры — существовал единый материк Пангея. В конце палеозоя он раскололся на части, которые, постепенно удаляясь друг от друга, заняли в конце концов свое современное положение. Гипотеза не получила широкого признания. Однако в начале 60-х годов гипотеза дрейфа континентов вновь возродилась, и в первую очередь благодаря возникновению нового, палеомагнитного метода исследования горных пород. В те годы появились данные о том, что направления на древний магнитный полюс, замеренные по породам на разных континентах, не согласуются между собой. Ежели континенты переместить, то получится более стройная картина — древние меридианы на всех материках будут направлены на один полюс.

Следующим толчком к развитию мобилистических идей было обнаружение мировой системы срединно-океанических хребтов, в осевой части которых нередко находили глубокие грабенообразные долины. Окончательное оформление современной мобилистической гипотезы, известной как гипотезы разрастания океанического дна или

тектоники плит, произошло в 60-е годы в связи с открытием полосовидных магнитных аномалий в океанах как на срединно-океанических хребтах, так и вдали от них, определением напряжений в очагах землетрясений, изучением тепловых потоков и т. д.

Сущность концепции сводится к следующему. Литосфера, включающая кору и верхний слой мантии, разделена на некоторое число плит, плавающих на относительно пластичной астеносфере. Вдоль границ этих инертных плит сосредоточена практически вся тектоническая, сейсмическая и вулканическая деятельность. Плиты передвигаются в горизонтальном направлении. Их смещения выражаются в раздвиге (рифтовые зоны), подвиге (глубоководные желоба, островные дуги) и сдвиге (по так называемым трансформным разломам предполагается горизонтальное движение коры на сотни километров).

В рифтовых зонах срединно-океанических хребтов происходит подъем из астеносферы разогретого мантийного материала с выплавлением из него базальтов. Этот базальт, поднимающийся по ослабленным разломами зонам, застывает близ поверхности, приобретая намагниченность в соответствии с полярностью магнитного поля в момент его застывания. Поскольку положение северного и южного магнитных полюсов неоднократно менялось, новые порции застывшего базальта оказывались намагниченными с обратным знаком, и т. д. Таким образом, возникали разного знака магнитные аномалии, наиболее распространенные в пределах срединно-океанических хребтов. Большинство сторонников этой гипотезы считают возможным коррелировать инверсии магнитного поля с той или иной магнитной аномалией в океане и определять геологическое время ее возникновения.

Растяжение литосферы в рифтовых зонах океанов компенсируется сжатием в зоне островных дуг и глубоководных желобов. Новообразованная океаническая кора засасывается в глубину вдоль так называемых зон Бенюффа (правильнее было бы называть их зонами А. Н. Заварицкого, который впервые обосновал их глубинную структуру). По ним океаническая кора погружается в мантию, где переплавляется и затем частично возвращается на поверхность в виде андезитовых лав в зоне островных дуг. Причина перемещения литосферных плит усматривается в конвективных течениях в мантии,

генерируемых теплом радиоактивного распада. Предполагается, что конвективные течения увлекают за собой плиты земной коры, которые движутся по поверхности мантии Земли, подобно ленте конвейера.

В течение нескольких лет идеи «новой глобальной тектоники» завладели умами большинства геофизиков и океанологов. Однако в самые последние годы стало заметно определенное охлаждение к ней. Все чаще появляются публикации, в которых выдвигаются различные доводы против этой концепции, опирающиеся на факты, которые не укладываются в предложенные схемы раздвижения океанического дна.

Появление гипотезы «новой глобальной тектоники» было до некоторой степени явлением прогрессивным, давшим сильный толчок развитию наших представлений о строении планеты и ее эволюции. Возник совершенно особый, новый «угол зрения», под которым стал собираться, обрабатываться и оцениваться огромный поток информации о строении океанов, да и континентов тоже. Гипотеза разрастания океанического дна наиболее просто объясняла новые геофизические данные и одновременно четко намечала проблемы, нуждающиеся в дальнейшей разработке. Крупным достижением рассматриваемой концепции является то, что она способствовала комплексному и всестороннему исследованию океанов, привлекла пристальное внимание к изучению таких активно развивающихся структур, как срединно-океанические хребты и глубоководные желоба. Гипотеза привлекла в стан исследователей, изучающих Землю, большую группу физиков, заставила геологов оторваться от их традиционных методов мышления и широко использовать геофизические материалы. Наконец, эта гипотеза значительно увеличила общий интерес к наукам о Земле.

Отмечая положительные стороны гипотезы «новой глобальной тектоники», необходимо одновременно подчеркнуть, что эта концепция отнюдь не объясняет основных закономерностей развития земного шара. Самой слабой стороной гипотезы является то, что она не учитывает огромного геологического и геофизического материала по строению коры континентов. Новейшие данные являются веским аргументом против крупных горизонтальных смещений в континентальной литосфере. Большинство геологических структур (прогибов и поднятий) развивается

унаследованно в течение геотектонических этапов (многие сотни миллионов лет). Следовательно, за такой огромный промежуток времени заметных горизонтальных смещений на континентах не происходило. Противоречит представлениям о крупных смещениях в континентальной литосфере и наличие поднятий и прогибов поперечных складчатым цепям. Геологические структуры на континентах образуют пересекающуюся сетку, которая оставалась неизменной в течение многих сотен миллионов лет, а в отдельных случаях — и миллиарды лет.

Новые факты, свидетельствующие о сходстве геологического строения дна океанов и континентов, противоречат широко распространенной сейчас гипотезе образования океанов вследствие раздвижения литосферных плит. По мнению ее сторонников, океаническая кора образуется в пределах срединно-океанических хребтов и затем расползается в стороны от них. Процессы на континентах и в океанах рассматриваются как принципиально различные, и сходство в строении земной поверхности на суше и под водой остается необъяснимым.

Опровергают гипотезу плитовой тектоники многочисленные факты недавних крупных опусканий океанического дна. Ведь опускания на 2—5 км непременно должны сопровождаться резким утонением коры под опускающимся блоком. Этого требует принцип изостазии. В то же время, согласно гипотезе плитовой тектоники, океаническая кора сразу образуется предельно тонкой. Приверженцы гипотезы разрастания океанического дна уходят от обсуждения причин, приведших к грандиозным опусканиям дна океана. Можно бесконечно долго перечислять возражения, находить противоречия и ошибки в основных положениях этой гипотезы, подробная и обстоятельная критика ее дана в работах В. В. Белоусова, Н. И. Николаева, А. Мейерхоффа, Е. М. Рудича. Мы ограничимся лишь тремя фактами, свидетельствующими против гипотезы раздвижения дна океанов, трактовка которых однозначна.

1. Океаническая кора с момента образования была тонкой. Следовательно, глубина океана была большой и на дне должны были отложиться глубоководные осадки. В действительности же бурением во всех океанах установлены внизу мелководные отложения, а выше — глубоководные.

2. То, что мы знаем о геологическом строении срединно-океанических хребтов, противоречит представлению о том, что это зоны новообразованной океанической коры. В пределах хребтов обнаружены самые разнообразные по возрасту, генезису и химическому составу породы, указывающие на то, что на месте срединных хребтов длительно развивались геосинклинальные пояса, аналогичные полициклическим геосинклинально-складчатым поясам континентов.

3. В последние 500—600 млн. лет на нашей планете сменились три климатические зональности, вызванные смещением земного шара относительно оси его вращения (перемещение географического полюса Земли). Однако реконструированные для отдельных эпох палеозоя, мезозоя и кайнозоя климатические зоны, отраженные в географическом распределении соленосных отложений, карбонатов, углей и ледниковых образований, свидетельствуют о фиксированном положении всех континентов.

Отметим слабость теоретических основ гипотезы. По мнению ее сторонников, движение литосферных плит осуществляется за счет конвективных течений в мантии, генерируемых теплом радиоактивного распада. Как показали расчеты американского геофизика Л. Кнопова, из-за большой вязкости мантии время, необходимое для становления стационарной конвекции (чтобы частица совершила один круг в конвективной ячейке), составляет не менее 1 млрд. лет. Эта цифра значительно выше тех, что называются неомобилистами.

Эта шумевшая гипотеза привела к появлению огромного числа разного рода публикаций, авторы которых без учета фундаментальных сведений, накопленных геологией, двигали, вращали континенты, острова и горные цепи. Появилась возможность «решить» сложнейшие геологические проблемы образования океанов, переместив Индостан из южного полушария в северное или же повернув Иберийский полуостров на  $90^\circ$ , и т. д.

Новые факты о геологическом строении и истории океанического дна, и в первую очередь полученные в результате бурения доказательства недавних крупных его опусканий заставляют обратиться к гипотезе «океанизации», согласно которой на месте океанических впадин прежде были континенты, впоследствии погружившиеся.

Впервые такие взгляды были высказаны более

50 лет назад. Французский ученый Де Геер еще в конце прошлого века убедительно показал происхождение Атлантики путем оседания прежнего континента, остатками которого на поверхности являются сейчас Гренландия и Шотландия. Интересна мысль о происхождении современных океанических впадин за счет разрушения континентов, высказанная известным французским геологом Э. Огом в работе «Геосинклинали и континентальные массивы» (1900).

Академик А. Д. Архангельский (1879—1940) рассматривал океаны как опустившиеся платформы и складчатые сооружения. Он полагал, что северная часть Атлантического океана располагалась на месте древней геосинклинальной области. В целом Атлантический океан, по его мнению, представлял сложное гетерогенное образование, разные части которого до возникновения впадины имели существенно различную геологическую структуру и возникли в разное время. В Тихом океане он также выделил крупные структурные элементы, похожие на платформы, ограниченные складчатыми горными поясами.

Но в те времена еще не было сведений о составе и толщине земной коры под материками и океанами. В работах Э. Ога, М. М. Тетяева, А. Д. Архангельского и других ученых тогда еще не ставился вопрос о глубинном механизме океанообразования. Эта проблема возникла позже, когда появились данные о разной толщине коры континентов и океанов. Чтобы на месте континента образовался океан, необходимо утонить земную кору в 5—8 раз. Гипотеза океанизации должна удовлетворительным образом объяснить этот процесс утонения коры. Считается, что земная кора континентов состоит из осадочного, «гранитного» и «базальтового» слоев. Каким же образом мощная гранитно-базальтовая кора континентов смогла превратиться в тонкую базальтовую кору океанических котловин?

Американский геолог Дж. Гиллули (1952), объясняя образование прогибов на Атлантическом шельфе Северной Америки, пришел к выводу об утонении толщины земной коры. Он предполагал, что это происходило вследствие ее эрозии снизу. Такую «подкоровую эрозию» он связывал с возможными течениями в мантии, направленными под континент.

Гиллули был первым, кто обратил внимание на то, что процесс океанообразования заключается в утонении (эрозии) снизу континентальной коры. Однако предложенный им механизм «эрозии» не может быть принят, так как не объясняет причины, заставившие более легкий, богатый кремнеземом, щелочами, алюминием, материал коры погрузиться в более плотную мантию.

Серьезный вклад в проблему образования океанов внес известный голландский геолог и геофизик Р. В. Беммелен.

По его представлениям, процесс «океанизации», как он назвал явление преобразования континентальной коры в океаническую, может осуществляться двумя путями. Первый путь, предложенный им в 1954 г., — это трансформация (преобразование) континентальной коры, вызываемая поступлением в нее магния, кальция, железа, которые перемещаются вверх. Таким образом, происходит базификация континентальной земной коры. Второй возможный путь — базальтовый вулканизм. Многократные, длительные и крупные внедрения базальтовой магмы в континентальную кору, а также излияние базальтов на ее поверхность приводили, по мнению Беммелена, к увеличению плотности коры и ее погружению. На месте континента формировалась океаническая впадина.

Представления Р. В. Беммелена в дальнейшем были использованы и развиты советскими геологами В. В. Тихомировым и В. В. Белоусовым.

В. В. Тихомиров в серии статей, опубликованных в 1958—1960 гг., объясняет океанизацию континентальной коры процессами метасоматоза — сквозьмагматическими растворами, вызывающими магматическое замещение. Он полагает, что в зонах погружения земной коры возникают метасоматические процессы, обратные тем, какие характерны для зон воздымания, где проявилась гранитизация. Как известно, в процессе гранитизации происходит обогащение пород щелочами и кремнием. В. В. Тихомиров полагает, что обратный процесс — базификация — может происходить в твердой фазе при относительно невысоких температуре и давлении в результате воздействия ферромагнетизальных растворов, поступающих из ультраосновной мантии Земли. Он допускает, что базификация гранитоидных пород совершается не сразу, а в несколько этапов.

В результате метасоматической базификации сиалическая толща преобразуется сначала в породы основного состава («базальтовый» слой), а затем и ультраосновного состава и приключается к мантии. В результате утяжеленный блок опускается, вызывая образование океанической впадины. Нужно отметить, что В. В. Тихомиров сам отметил слабые стороны развиваемой им гипотезы. Он обратил внимание, что трудно найти на Земле места концентрации избыточного алюминия и щелочных элементов, которые должны выноситься в процессе метасоматического превращения погружающегося сиалического блока. Вторая отмеченная им трудность гипотезы — проблема воды. Откуда взялась соленая вода, заполнившая вновь возникшие океанические впадины? Отметим еще одну слабую сторону гипотезы. Непонятно, в силу каких причин поднимаются из мантии в кору тяжелые элементы (магний, железо).

Проблемы преобразования толстой континентальной коры в тонкую океаническую неоднократно рассматривал В. В. Белоусов, предложивший в разные годы (1967—1968) несколько механизмов океанизации. Первоначально он следующим образом объяснял переработку континентальной коры. В результате радиоактивного разогрева в конце палеозоя — начале мезозоя некоторые области верхней мантии оказались нагретыми до полного плавления их ультраосновного материала. Основной и ультраосновной расплавленный материал выливался на поверхность коры и внедрялся в нее по возникшим трещинам, расчлняя ее на глыбы. Последние после застывания расплавленного материала тонули под его тяжестью и погружались в мантию. Наступал процесс перемешивания, дезинтеграции и растворения погружившихся обломков коры в слое мантии толщиной несколько сотен километров. В конечном счете континентальная кора подверглась полному разрушению, а на ее месте сформировалась новая тонкая кора, состоящая из слоя воды сверху и излившихся и внедрившихся в более ранние излияния основных и ультраосновных пород снизу. Второй слой, по В. В. Белоусову, сложен потоками базальтов, чередующихся с осадками, третий — основными интрузиями, а также ультраосновными магматическими породами. Вода, заполнившая возникшие океанические впадины, выделилась из мантии и из поглощенных ею пород коры.

Далее В. В. Белоусов предложил иной механизм переработки континентальной коры в океаническую. Как и в первом варианте, океанизация вызывается полным плавлением мантии и всплыванием расплавленных астенолитов. Ультраосновой расплав внедряется в кору и частично выливается на поверхность. Затвердевшие ультраосновные породы, став более плотными, опускаются, увлекая с собой кору. Под влиянием прогрева породы коры теряют воду, кремнезем и щелочи и преобразуются в эклогиты, плотность которых достигает 3,4—3,5 г/см<sup>3</sup>. Превращение пород коры в эклогиты, обладающие столь высокой плотностью, нарушает равновесие и вызывает массовое погружение материала коры в верхнюю мантию. На месте материковой коры формируется океаническая кора, состоящая из излившихся базальтов и внедрившихся габбро, залегающая поверх ультраосновной мантии.

В более поздних работах В. В. Белоусов отказался от этой гипотезы и возвратился к первой.

Предложенная В. В. Белоусовым гипотеза океанизации встретила в основном отрицательную реакцию как в среде геологов, так и геофизиков. Обсуждавшие ее отмечали искусственность предлагаемого механизма, противоречащего принципу изостазии. Ультраосновные лавы, которые при затвердевании должны оказаться тяжелее континентальной коры, встречаются на земной поверхности крайне редко, да и то лишь в породах архейского возраста. Предполагать, что в конце палеозоя — начале мезозоя эти лавы покрывали две трети поверхности Земли, нет оснований. Заметим, что при погружении континентальной коры в мантию Земли толщина слоя ультраосновных лав должна была составлять несколько десятков километров.

Материал коры менее плотный и потому более легкий, чем вещество мантии, поэтому мысль о его погружении, а затем растворении в мантии Земли действительно противоречила основному закону физики (закону Архимеда) и не могла встретить поддержки. Но есть и другие возражения против мнения, будто континентальная кора могла раствориться в мантии. Геологические данные свидетельствуют об образовании океанов, по крайней мере Атлантического и Индийского, за относительно короткий промежуток времени, исчисляемый примерно сотней мил-

лионов лет. Кажется неправдоподобным, что за это время в мантии растворилась толща коры, на формирование которой потребовалась вся предшествовавшая геологическая история. Еще меньше оснований думать, что из мантии выделилась вода, заполнившая вновь образовавшиеся океанические впадины. Выше отмечалось, что дегазация земных недр происходила в течение всей жизни Земли, и у нас нет оснований допускать, что в течение архея, протерозоя и палеозоя дегазация, и в том числе выделение воды, происходила крайне замедленно, а в мезозое возросла в 50—100 раз.

Заметим, что новейшие сейсмические данные о строении верхней мантии указывают на то, что под океаническими котловинами мантия более высокоскоростная, чем под континентом. Это также противоречит предположению о том, что в океанической мантии растворены менее плотные породы бывшей континентальной коры.

Наконец, еще одно очень существенное обстоятельство. По В. В. Белоусову, как и по гипотезе разрастания океанического дна, предполагается, что при образовании океана имело место новообразование коры за счет базальтовых лав и подстилающих их габброидов и гипербазитов, а старая кора полностью разрушилась. Между тем данные океанического бурения, которых к настоящему времени уже достаточно (более 500 скважин), свидетельствуют об обратном. Мы знаем сейчас многочисленные примеры очень крупных (до 5—6 км) опусканий дна океана во всех океанах. Не вызывает сомнений, что такие опускания сопровождалось утонением коры. Однако оно происходило где-то на глубине и никоим образом не нарушило верхнюю часть океанизирующей коры. Мелководные осадки, образовавшиеся до погружения, перекрываются глубоководными, возникшими после океанизации. Следовательно, верхняя часть континентальной коры, бывшей до океанизации на месте океана, стала впоследствии верхней частью океанической коры. Таким образом, при океанизации не происходит (или происходит далеко не всегда) полная переработка всей континентальной коры.

Итак, в гипотезах океанизации, предложенных Дж. Гиллули, Р. В. Беммеленом, В. В. Тихомировым и В. В. Белоусовым, суть которых заключается в том, что толстая сиалическая кора в силу тех или иных магматических или метаморфических процессов превращается в

тонкую океаническую, главным недостатком оказывается несоответствие баланса вещества до и после океанизации:

1) куда делись избытки щелочей, кремния и алюминия из существовавшей ранее сиалической коры?

2) откуда взялась огромная масса соленой воды, заполнившая возникшие океанические впадины?

Каким путем можно выйти из этих затруднений, будет рассказано в следующих разделах книги.

В заключение отметим, что факты грандиозных опусканий океанического дна, которые доставило нам глубоководное бурение, настолько поражает воображение, что процесс переработки континентальной коры в океаническую вынуждены признать и те ученые, которые стоят на позициях растяжения коры. Так, член-корреспондент АН СССР Ю. М. Пушаровский в последних статьях, посвященных геологии океанов, приводит огромное число примеров крупных погружений океанического дна. Он вынужден признать, что опускание дна сопровождается «деструкцией» земной коры. Этим термином он объединяет все явления разрушения сложившихся соотношений слоев земной коры.

Основную причину деструкции континентальной коры Ю. М. Пушаровский видит в ее растяжении, растаскивании на отдельные блоки (т. е. с позиций мобилизма). Однако одновременно он признает и возможность процесса опускания отдельных блоков континентальной коры, сопровождаемого преобразованием коры. Аналогичную позицию в отношении природы океанической коры занимают К. В. Боголепов и Б. М. Чиков. По их представлениям, «океанические плиты... образуются, во-первых, за счет структурной перестройки плит атлантического типа в ходе раздвигов океанического ложа и горизонтального перемещения литосферных пластин (по-видимому, так формировалась преобладающая часть Тихого океана); во-вторых, за счет встречного процесса обрушения и «базификации» раздробленных окраинных частей континентальных сегментов (как в окраинных частях ложа Атлантического океана)»\*.

Мобилистические идеи оказались привлекательными по той причине, что их сторонники считали принципиально невозможным процесс «океанизации» континентальной

\* Боголепов К. В., Чиков Б. М. Геология дна океанов, М., 1976, с. 226.

коры. Но если допустить возможность переработки коры и ее утонения (процесс океанизации, базификации) в одном месте, то нет оснований отрицать возможность этого процесса в других, где по геологическим данным доказаны крупные опускания. В этом случае мобилистская концепция становится ненужной.

### Условия образования океанов

Процесс образования океанов был достаточно быстрым и почти одновременно захватил огромные пространства. На это указывает примерно одинаковый нижний предел возраста океанических осадков (преимущественно мел) и повсеместные данные о крупном (на километры) опускании океанического дна. Длительность последнего этапа океанообразования измерялась, вероятно, первыми десятками миллионов лет, т. е. она заняла всего лишь 1% времени от возраста Земли. Очевидно, что за такой непродолжительный отрезок времени не мог произойти активный обмен веществом между корой и мантией Земли. В мантию не могли уйти и раствориться значительные объемы коры, и, наоборот, мантия не могла поставить в область океанизации в должном количестве воду и какие-либо другие элементы, тем более тяжелые (железо, магний). Если океанизация действительно имела место, то баланс вещества в существовавшей ранее континентальной коре и в возникшей при океанизации должен выдерживаться. Поскольку океаны возникли на пространствах, превышающих площадь материков, при океанизации практически исключается также значительный обмен веществом между океанической и континентальной тектоносферой. Право на существование имеет лишь гипотеза, согласно которой тонкая океаническая кора и четырехкилометровый слой воды над ней возникали за счет перераспределения того вещества, которое имеется в земной коре континентов.

Выше было рассмотрено несколько гипотез океанизации. Все они так или иначе предусматривают огромный по объему, и потому с наших позиций совершенно невероятный, обмен веществом между мантией и океанизирующей корой.

На трудности, с которыми столкнулись перечисленные выше гипотезы океанизации, обратил внимание

крупный советский геолог Ю. М. Шейнманн. Он писал: «Представляется несомненным образование на месте участков с материковой корой или корой переходных типов типичной океанической коры... Правда, подобный процесс встречает очень серьезные возражения со стороны физиков (Люстих, 1959, 1961). Приходится поэтому просить физиков еще раз проанализировать проблему и попытаться найти удовлетворяющее их решение. Вряд ли можно сомневаться в том, что, каким бы невероятным ни представлялось физику описываемое явление, для него (явления) можно найти объяснение, если явление действительно существует»\*.

Ю. М. Шейнманн совершенно правильно поставил проблему, сказав, что если собранные научные данные свидетельствуют о процессе переработки континентальной коры в океаническую, то может и должен быть найден глубинный механизм, объясняющий это явление. Вот только решать эту проблему должны не физики, а в первую очередь геологи, ибо проблема эта от начала и до конца геологическая.

Кажущаяся неразрешимость этой важнейшей геологической проблемы возникла вследствие того, что произошла подмена одного понятия (геологического) другим (геофизическим).

Представление о том, что океаны — это опустившиеся континентальные платформы, высказывалось Э. Огом, А. Д. Архангельским и др. Основные возражения этим взглядам возникли тогда, когда в океанах в большом объеме были проведены сейсмические исследования, показавшие, что распределение скоростей упругих волн в континентальной и океанической коре различно. Эти различия служат главным аргументом того, что опускание океанов, т. е. превращение толстой континентальной (сиалической) коры в тонкую океаническую (лишенную сиала), не возможно. Однако необходимо подчеркнуть, что мы до сих пор доподлинно не знаем вещественного и химического состава ни континентальной, ни океанической коры. Наши представления о составе коры гипотетичны. И, оперируя такими гипотетическими, но прочно закрепившимися и ставшими тривиальными представлениями, мы сами создаем невозможные условия для океа-

\* Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., 1969, с. 418.

тектоники плит, произошло в 60-е годы в связи с открытием полосовидных магнитных аномалий в океанах как на срединно-океанических хребтах, так и вдали от них, определением напряжений в очагах землетрясений, изучением тепловых потоков и т. д.

Сущность концепции сводится к следующему. Литосфера, включающая кору и верхний слой мантии, разделена на некоторое число плит, плавающих на относительно пластичной астеносфере. Вдоль границ этих инертных плит сосредоточена практически вся тектоническая, сейсмическая и вулканическая деятельность. Плиты передвигаются в горизонтальном направлении. Их смещения выражаются в раздвиге (рифтовые зоны), подвиге (глубоководные желоба, островные дуги) и сдвиге (по так называемым трансформным разломам предполагается горизонтальное движение коры на сотни километров).

В рифтовых зонах срединно-океанических хребтов происходит подъем из астеносферы разогретого мантийного материала с вытравлением из него базальтов. Этот базальт, поднимающийся по ослабленным разломами зонам, застывает близ поверхности, приобретая намагниченность в соответствии с полярностью магнитного поля в момент его застывания. Поскольку положение северного и южного магнитных полюсов неоднократно менялось, новые порции застывшего базальта оказывались намагниченными с обратным знаком, и т. д. Таким образом, возникали разного знака магнитные аномалии, наиболее распространенные в пределах срединно-океанических хребтов. Большинство сторонников этой гипотезы считают возможным коррелировать инверсии магнитного поля с той или иной магнитной аномалией в океане и определять геологическое время ее возникновения.

Растяжение литосферы в рифтовых зонах океанов компенсируется сжатием в зоне островных дуг и глубоководных желобов. Новообразованная океаническая кора засасывается в глубину вдоль так называемых зон Бенъоффа (правильнее было бы называть их зонами А. Н. Заварицкого, который впервые обосновал их глубинную структуру). По ним океаническая кора погружается в мантию, где переплавляется и затем частично возвращается на поверхность в виде андезитовых лав в зоне островных дуг. Причина перемещения литосферных плит усматривается в конвективных течениях в мантии,

генерируемых теплом радиоактивного распада. Предполагается, что конвективные течения увлекают за собой плиты земной коры, которые движутся по поверхности мантии Земли, подобно ленте конвейера.

В течение нескольких лет идеи «новой глобальной тектоники» завладели умами большинства геофизиков и океанологов. Однако в самые последние годы стало заметно определенное охлаждение к ней. Все чаще появляются публикации, в которых выдвигаются различные доводы против этой концепции, опирающиеся на факты, которые не укладываются в предложенные схемы раздвижения океанического дна.

Появление гипотезы «новой глобальной тектоники» было до некоторой степени явлением прогрессивным, давшим сильный толчок развитию наших представлений о строении планеты и ее эволюции. Возник совершенно особый, новый «угол зрения», под которым стал собираться, обрабатываться и оцениваться огромный поток информации о строении океанов, да и континентов тоже. Гипотеза разрастания океанического дна наиболее просто объясняла новые геофизические данные и одновременно четко намечала проблемы, нуждающиеся в дальнейшей разработке. Крупным достижением рассматриваемой концепции является то, что она способствовала комплексному и всестороннему исследованию океанов, привлекла пристальное внимание к изучению таких активно развивающихся структур, как срединно-океанические хребты и глубоководные желоба. Гипотеза привлекла в стан исследователей, изучающих Землю, большую группу физиков, заставила геологов оторваться от их традиционных методов мышления и широко использовать геофизические материалы. Наконец, эта гипотеза значительно увеличила общий интерес к наукам о Земле.

Отмечая положительные стороны гипотезы «новой глобальной тектоники», необходимо одновременно подчеркнуть, что эта концепция отнюдь не объясняет основных закономерностей развития земного шара. Самой слабой стороной гипотезы является то, что она не учитывает огромного геологического и геофизического материала по строению коры континентов. Новейшие данные являются веским аргументом против крупных горизонтальных смещений в континентальной литосфере. Большинство геологических структур (прогибов и поднятий) развивается

унаследованно в течение геотектонических этапов (многие сотни миллионов лет). Следовательно, за такой огромный промежуток времени заметных горизонтальных смещений на континентах не происходило. Противоречит представлениям о крупных смещениях в континентальной литосфере и наличие поднятий и прогибов поперечных складчатым цепям. Геологические структуры на континентах образуют пересекающуюся сетку, которая оставалась неизменной в течение многих сотен миллионов лет, а в отдельных случаях — и миллиарды лет.

Новые факты, свидетельствующие о сходстве геологического строения дна океанов и континентов, противоречат широко распространенной сейчас гипотезе образования океанов вследствие раздвижения литосферных плит. По мнению ее сторонников, океаническая кора образуется в пределах срединно-океанических хребтов и затем расползается в стороны от них. Процессы на континентах и в океанах рассматриваются как принципиально различные, и сходство в строении земной поверхности на суше и под водой остается необъяснимым.

Опровергают гипотезу плитовой тектоники многочисленные факты недавних крупных опусканий океанического дна. Ведь опускания на 2—5 км непременно должны сопровождаться резким утонением коры под опускающимся блоком. Этого требует принцип изостазии. В то же время, согласно гипотезе плитовой тектоники, океаническая кора сразу образуется предельно тонкой. Приверженцы гипотезы разрастания океанического дна уходят от обсуждения причин, приведших к грандиозным опусканиям дна океана. Можно бесконечно долго перечислять возражения, находить противоречия и ошибки в основных положениях этой гипотезы, подробная и обстоятельная критика ее дана в работах В. В. Белоусова, Н. И. Николаева, А. Мейерхоффа, Е. М. Рудича. Мы ограничимся лишь тремя фактами, свидетельствующими против гипотезы раздвижения дна океанов, трактовка которых однозначна.

1. Океаническая кора с момента образования была тонкой. Следовательно, глубина океана была большой и на дне должны были отложиться глубоководные осадки. В действительности же бурением во всех океанах установлены внизу мелководные отложения, а выше — глубоководные.

2. То, что мы знаем о геологическом строении срединно-океанических хребтов, противоречит представлению о том, что это зоны новообразованной океанической коры. В пределах хребтов обнаружены самые разнообразные по возрасту, генезису и химическому составу породы, указывающие на то, что на месте срединных хребтов длительно развивались геосинклинальные пояса, аналогичные полициклическим геосинклинально-складчатым поясам континентов.

3. В последние 500—600 млн. лет на нашей планете сменились три климатические зональности, вызванные смещением земного шара относительно оси его вращения (перемещение географического полюса Земли). Однако реконструированные для отдельных эпох палеозоя, мезозоя и кайнозоя климатические зоны, отраженные в географическом распределении соленосных отложений, карбонатов, углей и ледниковых образований, свидетельствуют о фиксированном положении всех континентов.

Отметим слабость теоретических основ гипотезы. По мнению ее сторонников, движение литосферных плит осуществляется за счет конвективных течений в мантии, генерируемых теплом радиоактивного распада. Как показали расчеты американского геофизика Л. Кнопова, из-за большой вязкости мантии время, необходимое для становления стационарной конвекции (чтобы частица совершила один круг в конвективной ячейке), составляет не менее 1 млрд. лет. Эта цифра значительно выше тех, что называются неомобилистами.

Эта шумевшая гипотеза привела к появлению огромного числа разного рода публикаций, авторы которых без учета фундаментальных сведений, накопленных геологией, двигали, вращали континенты, острова и горные цепи. Появилась возможность «решить» сложнейшие геологические проблемы образования океанов, переместив Индостан из южного полушария в северное или же повернув Иберийский полуостров на  $90^\circ$ , и т. д.

Новые факты о геологическом строении и истории океанического дна, и в первую очередь полученные в результате бурения доказательства недавних крупных его опусканий заставляют обратиться к гипотезе «океанизации», согласно которой на месте океанических впадин прежде были континенты, впоследствии погружившиеся.

Впервые такие взгляды были высказаны более

50 лет назад. Французский ученый Де Геер еще в конце прошлого века убедительно показал происхождение Атлантики путем оседания прежнего континента, остатками которого на поверхности являются сейчас Гренландия и Шотландия. Интересна мысль о происхождении современных океанических впадин за счет разрушения континентов, высказанная известным французским геологом Э. Огом в работе «Геосинклинали и континентальные массивы» (1900).

Академик А. Д. Архангельский (1879—1940) рассматривал океаны как опустившиеся платформы и складчатые сооружения. Он полагал, что северная часть Атлантического океана располагалась на месте древней геосинклинальной области. В целом Атлантический океан, по его мнению, представлял сложное гетерогенное образование, разные части которого до возникновения впадины имели существенно различную геологическую структуру и возникли в разное время. В Тихом океане он также выделил крупные структурные элементы, похожие на платформы, ограниченные складчатыми горными поясами.

Но в те времена еще не было сведений о составе и толщине земной коры под материками и океанами. В работах Э. Ога, М. М. Тетяева, А. Д. Архангельского и других ученых тогда еще не ставился вопрос о глубинном механизме океанообразования. Эта проблема возникла позже, когда появились данные о разной толщине коры континентов и океанов. Чтобы на месте континента образовался океан, необходимо утонить земную кору в 5—8 раз. Гипотеза океанизации должна удовлетворительным образом объяснить этот процесс утонения коры. Считается, что земная кора континентов состоит из осадочного, «гранитного» и «базальтового» слоев. Каким же образом мощная гранитно-базальтовая кора континентов смогла превратиться в тонкую базальтовую кору океанических котловин?

Американский геолог Дж. Гиллули (1952), объясняя образование прогибов на Атлантическом шельфе Северной Америки, пришел к выводу об утонении толщины земной коры. Он предполагал, что это происходило вследствие ее эрозии снизу. Такую «подкоровую эрозию» он связывал с возможными течениями в мантии, направленными под континент.

Гиллули был первым, кто обратил внимание на то, что процесс океанообразования заключается в утонении (эрозии) снизу континентальной коры. Однако предложенный им механизм «эрозии» не может быть принят, так как не объясняет причины, заставившие более легкий, богатый кремнеземом, щелочами, алюминием, материал коры погрузиться в более плотную мантию.

Серьезный вклад в проблему образования океанов внес известный голландский геолог и геофизик Р. В. Беммелен.

По его представлениям, процесс «океанизации», как он назвал явление преобразования континентальной коры в океаническую, может осуществляться двумя путями. Первый путь, предложенный им в 1954 г., — это трансформация (преобразование) континентальной коры, вызываемая поступлением в нее магния, кальция, железа, которые перемещаются вверх. Таким образом, происходит базификация континентальной земной коры. Второй возможный путь — базальтовый вулканизм. Многократные, длительные и крупные внедрения базальтовой магмы в континентальную кору, а также излияние базальтов на ее поверхность приводили, по мнению Беммелена, к увеличению плотности коры и ее погружению. На месте континента формировалась океаническая впадина.

Представления Р. В. Беммелена в дальнейшем были использованы и развиты советскими геологами В. В. Тихомировым и В. В. Белоусовым.

В. В. Тихомиров в серии статей, опубликованных в 1958—1960 гг., объясняет океанизацию континентальной коры процессами метасоматоза — сквозьмагматическими растворами, вызывающими магматическое замещение. Он полагает, что в зонах погружения земной коры возникают метасоматические процессы, обратные тем, какие характерны для зон воздымания, где проявилась гранитизация. Как известно, в процессе гранитизации происходит обогащение пород щелочами и кремнием. В. В. Тихомиров полагает, что обратный процесс — базификация — может происходить в твердой фазе при относительно невысоких температуре и давлении в результате воздействия ферромагнетизальных растворов, поступающих из ультраосновной мантии Земли. Он допускает, что базификация гранитоидных пород совершается не сразу, а в несколько этапов.

В результате метасоматической базификации сиалическая толща преобразуется сначала в породы основного состава («базальтовый» слой), а затем и ультраосновного состава и приключается к мантии. В результате утяжеленный блок опускается, вызывая образование океанической впадины. Нужно отметить, что В. В. Тихомиров сам отметил слабые стороны развиваемой им гипотезы. Он обратил внимание, что трудно найти на Земле места концентрации избыточного алюминия и щелочных элементов, которые должны выноситься в процессе метасоматического превращения погружающегося сиалического блока. Вторая отмеченная им трудность гипотезы — проблема воды. Откуда взялась соленая вода, заполнившая вновь возникшие океанические впадины? Отметим еще одну слабую сторону гипотезы. Непонятно, в силу каких причин поднимаются из мантии в кору тяжелые элементы (магний, железо).

Проблемы преобразования толстой континентальной коры в тонкую океаническую неоднократно рассматривал В. В. Белоусов, предложивший в разные годы (1967—1968) несколько механизмов океанизации. Первоначально он следующим образом объяснял переработку континентальной коры. В результате радиоактивного разогрева в конце палеозоя — начале мезозоя некоторые области верхней мантии оказались нагретыми до полного плавления их ультраосновного материала. Основной и ультраосновной расплавленный материал выливался на поверхность коры и внедрялся в нее по возникшим трещинам, расчлняя ее на глыбы. Последние после застывания расплавленного материала тонули под его тяжестью и погружались в мантию. Наступал процесс перемешивания, дезинтеграции и растворения погружившихся обломков коры в слое мантии толщиной несколько сотен километров. В конечном счете континентальная кора подверглась полному разрушению, а на ее месте сформировалась новая тонкая кора, состоящая из слоя воды сверху и излившихся и внедрившихся в более ранние излияния основных и ультраосновных пород снизу. Второй слой, по В. В. Белоусову, сложен потоками базальтов, чередующихся с осадками, третий — основными интрузиями, а также ультраосновными магматическими породами. Вода, заполнившая возникшие океанические впадины, выделилась из мантии и из поглощенных ею пород коры.

Далее В. В. Белоусов предложил иной механизм переработки континентальной коры в океаническую. Как и в первом варианте, океанизация вызывается полным плавлением мантии и всплыванием расплавленных астенолитов. Ультраосновой расплав внедряется в кору и частично выливается на поверхность. Затвердевшие ультраосновные породы, став более плотными, опускаются, увлекая с собой кору. Под влиянием прогресса породы коры теряют воду, кремнезем и щелочи и преобразуются в эклогиты, плотность которых достигает 3,4—3,5 г/см<sup>3</sup>. Превращение пород коры в эклогиты, обладающие столь высокой плотностью, нарушает равновесие и вызывает массовое погружение материала коры в верхнюю мантию. На месте материковой коры формируется океаническая кора, состоящая из излившихся базальтов и внедрившихся габбро, залегающая поверх ультраосновой мантии.

В более поздних работах В. В. Белоусов отказался от этой гипотезы и возвратился к первой.

Предложенная В. В. Белоусовым гипотеза океанизации встретила в основном отрицательную реакцию как в среде геологов, так и геофизиков. Обсуждавшие ее отмечали искусственность предлагаемого механизма, противоречащего принципу изостазии. Ультраосновные лавы, которые при затвердевании должны оказаться тяжелее континентальной коры, встречаются на земной поверхности крайне редко, да и то лишь в породах архейского возраста. Предполагать, что в конце палеозоя — начале мезозоя эти лавы покрывали две трети поверхности Земли, нет оснований. Заметим, что при погружении континентальной коры в мантию Земли толщина слоя ультраосновных лав должна была составлять несколько десятков километров.

Материал коры менее плотный и потому более легкий, чем вещество мантии, поэтому мысль о его погружении, а затем растворении в мантии Земли действительно противоречила основному закону физики (закону Архимеда) и не могла встретить поддержки. Но есть и другие возражения против мнения, будто континентальная кора могла раствориться в мантии. Геологические данные свидетельствуют об образовании океанов, по крайней мере Атлантического и Индийского, за относительно короткий промежуток времени, исчисляемый примерно сотней мил-

лионов лет. Кажется неправдоподобным, что за это время в мантии растворилась толща коры, на формирование которой потребовалась вся предшествовавшая геологическая история. Еще меньше оснований думать, что из мантии выделилась вода, заполнившая вновь образовавшиеся океанические впадины. Выше отмечалось, что дегазация земных недр происходила в течение всей жизни Земли, и у нас нет оснований допускать, что в течение архея, протерозоя и палеозоя дегазация, и в том числе выделение воды, происходила крайне замедленно, а в мезозое возросла в 50—100 раз.

Заметим, что новейшие сейсмические данные о строении верхней мантии указывают на то, что под океаническими котловинами мантия более высокоскоростная, чем под континентом. Это также противоречит предположению о том, что в океанической мантии растворены менее плотные породы бывшей континентальной коры.

Наконец, еще одно очень существенное обстоятельство. По В. В. Белоусову, как и по гипотезе разрастания океанического дна, предполагается, что при образовании океана имело место новообразование коры за счет базальтовых лав и подстилающих их габброидов и гипербазитов, а старая кора полностью разрушилась. Между тем данные океанического бурения, которых к настоящему времени уже достаточно (более 500 скважин), свидетельствуют об обратном. Мы знаем сейчас многочисленные примеры очень крупных (до 5—6 км) опусканий дна океана во всех океанах. Не вызывает сомнений, что такие опускания сопровождалось утонением коры. Однако оно происходило где-то на глубине и никоим образом не нарушило верхнюю часть океанизирующей коры. Мелководные осадки, образовавшиеся до погружения, перекрываются глубоководными, возникшими после океанизации. Следовательно, верхняя часть континентальной коры, бывшей до океанизации на месте океана, стала впоследствии верхней частью океанической коры. Таким образом, при океанизации не происходит (или происходит далеко не всегда) полная переработка всей континентальной коры.

Итак, в гипотезах океанизации, предложенных Дж. Гиллули, Р. В. Беммеленом, В. В. Тихомировым и В. В. Белоусовым, суть которых заключается в том, что толстая сиалическая кора в силу тех или иных магматических или метаморфических процессов превращается в

тонкую океаническую, главным недостатком оказывается несоответствие баланса вещества до и после океанизации:

1) куда делись избытки щелочей, кремния и алюминия из существовавшей ранее сиалической коры?

2) откуда взялась огромная масса соленой воды, заполнившая возникшие океанические впадины?

Каким путем можно выйти из этих затруднений, будет рассказано в следующих разделах книги.

В заключение отметим, что факты грандиозных опусканий океанического дна, которые доставило нам глубоководное бурение, настолько поражает воображение, что процесс переработки континентальной коры в океаническую вынуждены признать и те ученые, которые стоят на позициях растяжения коры. Так, член-корреспондент АН СССР Ю. М. Пуцаровский в последних статьях, посвященных геологии океанов, приводит огромное число примеров крупных погружений океанического дна. Он вынужден признать, что опускание дна сопровождается «деструкцией» земной коры. Этим термином он объединяет все явления разрушения сложившихся соотношений слоев земной коры.

Основную причину деструкции континентальной коры Ю. М. Пуцаровский видит в ее растяжении, растаскивании на отдельные блоки (т. е. с позиций мобилизма). Однако одновременно он признает и возможность процесса опускания отдельных блоков континентальной коры, сопровождаемого преобразованием коры. Аналогичную позицию в отношении природы океанической коры занимают К. В. Боголепов и Б. М. Чиков. По их представлениям, «океанические плиты... образуются, во-первых, за счет структурной перестройки плит атлантического типа в ходе раздвигов океанического ложа и горизонтального перемещения литосферных пластин (по-видимому, так формировалась преобладающая часть Тихого океана); во-вторых, за счет встречного процесса обрушения и «базификации» раздробленных окраинных частей континентальных сегментов (как в окраинных частях ложа Атлантического океана)»\*.

Мобилистические идеи оказались привлекательными по той причине, что их сторонники считали принципиально невозможным процесс «океанизации» континентальной

\* Боголепов К. В., Чиков Б. М. Геология дна океанов, М., 1976, с. 226.

коры. Но если допустить возможность переработки коры и ее утонения (процесс океанизации, базификации) в одном месте, то нет оснований отрицать возможность этого процесса в других, где по геологическим данным доказаны крупные опускания. В этом случае мобилистская концепция становится ненужной.

### **Условия образования океанов**

Процесс образования океанов был достаточно быстрым и почти одновременно захватил огромные пространства. На это указывает примерно одинаковый нижний предел возраста океанических осадков (преимущественно мел) и повсеместные данные о крупном (на километры) опускании океанического дна. Длительность последнего этапа океанообразования измерялась, вероятно, первыми десятками миллионов лет, т. е. она заняла всего лишь 1% времени от возраста Земли. Очевидно, что за такой непродолжительный отрезок времени не мог произойти активный обмен веществом между корой и мантией Земли. В мантию не могли уйти и раствориться значительные объемы коры, и, наоборот, мантия не могла поставить в область океанизации в должном количестве воду и какие-либо другие элементы, тем более тяжелые (железо, магний). Если океанизация действительно имела место, то баланс вещества в существовавшей ранее континентальной коре и в возникшей при океанизации должен выдерживаться. Поскольку океаны возникли на пространствах, превышающих площадь материков, при океанизации практически исключается также значительный обмен веществом между океанической и континентальной тектоносферой. Право на существование имеет лишь гипотеза, согласно которой тонкая океаническая кора и четырехкилометровый слой воды над ней возникали за счет перераспределения того вещества, которое имеется в земной коре континентов.

Выше было рассмотрено несколько гипотез океанизации. Все они так или иначе предусматривают огромный по объему, и потому с наших позиций совершенно невероятный, обмен веществом между мантией и океанизирующей корой.

На трудности, с которыми столкнулись перечисленные выше гипотезы океанизации, обратил внимание

крупный советский геолог Ю. М. Шейнманн. Он писал: «Представляется несомненным образование на месте участков с материковой корой или корой переходных типов типичной океанической коры... Правда, подобный процесс встречается очень серьезные возражения со стороны физиков (Люстих, 1959, 1961). Приходится поэтому просить физиков еще раз проанализировать проблему и попытаться найти удовлетворяющее их решение. Вряд ли можно сомневаться в том, что, каким бы невероятным ни представлялось физики описываемое явление, для него (явления) можно найти объяснение, если явление действительно существует»\*.

Ю. М. Шейнманн совершенно правильно поставил проблему, сказав, что если собранные научные данные свидетельствуют о процессе переработки континентальной коры в океаническую, то может и должен быть найден глубинный механизм, объясняющий это явление. Вот только решать эту проблему должны не физики, а в первую очередь геологи, ибо проблема эта от начала и до конца геологическая.

Кажущаяся неразрешимость этой важнейшей геологической проблемы возникла вследствие того, что произошла подмена одного понятия (геологического) другим (геофизическим).

Представление о том, что океаны — это опустившиеся континентальные платформы, высказывалось Э. Огом, А. Д. Архангельским и др. Основные возражения этим взглядам возникли тогда, когда в океанах в большом объеме были проведены сейсмические исследования, показавшие, что распределение скоростей упругих волн в континентальной и океанической коре различно. Эти различия служат главным аргументом того, что опускание океанов, т. е. превращение толстой континентальной (сиалической) коры в тонкую океаническую (лишенную сиала), не возможно. Однако необходимо подчеркнуть, что мы до сих пор доподлинно не знаем вещественного и химического состава ни континентальной, ни океанической коры. Наши представления о составе коры гипотетичны. И, оперируя такими гипотетическими, но прочно закрепившимися и ставшими тривиальными представлениями, мы сами создаем невозможные условия для океа-

\* Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., 1969, с. 418.

низации, а потом заявляем, что такой процесс не возможен.

О строении и составе континентальной коры судят по значениям скорости сейсмических волн. Лишь на основании этого возникло широко распространенное сейчас представление о двухслойном (гранитно-базальтовом) строении коры. Какими породами сложены глубокие слои (в первую очередь нижняя часть «гранитного» и в особенности «базальтовый» слой континентов)?

Кора нашей планеты отличается от мантии тем, что скорость распространения в ней продольных упругих волн существенно ниже 8 км/с. Это свидетельствует о том, что породы, слагающие земную кору, менее плотные, более легкие по удельному весу. Как в земной коре океанов, так и в континентальной коре, скорости и плотности с глубиной обычно возрастают, но наряду с этим в континентальной коре необычайно широко распространены случаи инверсии скорости, когда с глубиной скорость начинает падать. Почти в каждом регионе обнаружены слои с пониженными скоростями — волноводы. Посмотрим, за счет чего кора имеет скорость и плотность более низкую, чем мантия? Причин две: кора отличается от мантии по химическому составу; породы коры, будучи в условиях меньших давлений, состоят из минералов с менее плотной упаковкой материала.

Остановимся на первой причине. Не вызывает сомнений, что в коре значительно больше, чем в мантии, кислорода, кремнезема, алюминия, щелочей и некоторых других элементов, обладающих большими ионными радиусами, но прежде всего кора отличается от мантии тем, что в ней сосредоточено огромное количество воды. Ни один другой минерал так сильно не снижает скоростные параметры коры, как вода. Достаточно всего лишь нескольких процентов воды в том или ином геофизическом слое, чтобы скорости упругих волн в нем резко снизились.

Вторая причина меньших скоростей — земная кора сложена минералами с более «рыхлой» структурой, вследствие чего они занимают больший объем. В породах земной коры наиболее распространены минералы с каркасной (кварц, полевой шпат) и листовой (слюда) структурой. Определенное место занимают минералы с цепочной структурой (амфиболы), и совсем редки наиболее плотно

упакованные пироксены, гранаты и оливины, имеющие октаэдрическую структуру.

Главное условие, которое необходимо соблюсти, решая проблему океанизации континентальной земной коры,— знать ее вещественный состав, т. е. количество тех или иных элементов, и минералы, в которые эти элементы входят. Если мы допустим ошибку в определении химического состава коры, то и придем к неверным выводам о возможности или невозможности того или иного механизма океанизации.

Если мы хотим объяснить образование океанов на месте континентов, нам необходимо найти ответ на следующие вопросы:

- 1) каков источник тепла?
- 2) как, сохранив общий баланс вещества, получить из толстой коры континента тонкую кору океана?
- 3) откуда взялись 5 км воды в опустившихся океанических котловинах?
- 4) чем объясняется равенство тепловых потоков на континенте и океане?
- 5) почему в океанах под осадками встречены базальтовые лавы?

Ниже будут рассмотрены два глубинных механизма, которые дают ответ на поставленные выше вопросы.

### Два механизма океанизации континентальной коры

В первой части книги было показано, что типичные океаны образовались там, где ранее существовали платформы. Глубоководные впадины дальневосточных морей или Средиземноморья сформировались на месте срединных массивов. Платформы и срединные массивы — это близкие по геологической истории тектонические структуры. Срединные массивы часто называют обломками платформ, или мини-платформами. Поэтому есть много оснований считать, что строение коры и тех и других достаточно сходное.

Сейсмические исследования океанов дают нам следующую осредненную схему строения типичной океанической коры:

- 1) вода;

- 2) осадочный слой (0,1—0,3 км);
- 3) второй слой — скорость 4—5 км/с (2—4 км);
- 4) третий слой — скорость  $6,7 \pm 0,3$  км/с (5—6 км).

Можем ли мы получить такую сейсмическую модель океанической коры, имея в своем распоряжении земную кору древней платформы?

Необходимо подчеркнуть, что, несмотря на значительное число сейсмических профилей, пересекающих Восточно-Европейскую, Северо-Американскую, Сибирскую и другие древние платформы, распределение скоростей в их пределах изучено еще очень слабо. В последнее время начался пересмотр представлений о природе волн, регистрируемых в континентальной коре, числе сейсмических границ и слоев. Крупные специалисты в области интерпретации сейсмического зондирования коры И. П. Косминская и Н. И. Павленкова обосновали недавно новое представление о строении земной коры платформ. Они показали, что в пределах 35—45-километровой коры большинство выделенных ранее сейсмических границ, включая границу Конрада, нельзя считать доказанными. В коре уверенно фиксируется лишь одна граница, находящаяся приблизительно в 7—12 км выше границы Мохоровичича. Эта граница расположена значительно глубже, чем рисовавшаяся ранее граница Конрада, разделяющая «гранитный» и «базальтовый» слои. Рельеф ее повторяет рельеф границы Мохоровичича, и по этой причине ее можно рассматривать как внешний фронт границы Мохоровичича. Обратим внимание, что только ниже этой границы (в пределах самой нижней части континентальной коры) скорость сейсмических волн достигает 7 км/с.

Вся вышележащая часть коры платформ лишена надежно фиксированных сейсмических слоев и должна рассматриваться как градиентная среда, причем относительно низкие значения средней скорости в коре позволяют допустить, что в ней могут иметься зоны с пониженной скоростью, т. е. волноводы. И. П. Косминская и Н. И. Павленкова обратили внимание на то, что в ряде районов в земной коре платформ наблюдается не очень четкая сейсмическая граница на глубинах 10—12 км. Эта граница фиксируется как по данным глубинного сейсмического зондирования, так и по обменным волнам от землетрясений. Последнее обстоятельство может свидетель-

ствовать о том, что ниже этой границы расположен слой с пониженными скоростями.

Итак, новейшие представления о сейсмической модели континентальной коры платформ возвращают нас к представлениям об однослойной градиентной коре. Геологическая интерпретация сейсмического разреза в виде градиентной среды с маломощным 7—12-километровым высокоскоростным слоем в ее основании встречает серьезные трудности. Мы не можем хоть сколько-нибудь обоснованно производить теперь разделение земной коры платформы на «гранитный» и «базальтовый» слои. Затруднительно также экстраполировать приповерхностные геологические данные на большие глубины.

Возможны две геологические модели рассмотренного выше сейсмического разреза земной коры древней платформы. Первая исходит из представления о том, что приповерхностные и глубокие горизонты коры принципиально не отличаются по вещественному составу, и мы можем экстраполировать вглубь геологические данные о верхних горизонтах платформ. Как известно, на щитах древних платформ преимущественно распространены высокометаморфизованные породы кислого, среднего и основного состава.

Если экстраполировать эти данные на глубину, то следует ожидать, что с глубиной, в соответствии с увеличением скорости, будет иметь место постепенное уменьшение количества гранитной составляющей в породах, т. е. увеличение их основности. Таким образом, вся земная кора получается сложенной метаморфическими породами, степень основности метаморфизма которых с глубиной возрастает. Нижний, лежащий на мантии, тонкий высокоскоростной слой с этих позиций должен рассматриваться как зона самой высокой степени метаморфизма — гранулитовая или даже эклогитовая фации.

Однако такая геологическая модель земной коры платформы не единственно возможная. Подойти к выяснению вещественного состава пород, слагающих земную кору платформы, мы сможем, если представим себе условия их образования. Как известно, древние платформы длительное время испытывали поднятие, в результате чего с них была удалена толща пород мощностью в десятки километров. Об этом свидетельствует тот факт, что на щитах платформ на поверхность выведены глубоко мета-

морфизованные породы, образование которых происходило при давлении 8—12 кбар, т. е. на глубинах 20—40 км.

Постепенный подъем на 20—30 км пород, ранее находившихся у основания коры, в условиях изостазии должен сопровождаться разуплотнением мантии, т. е. смещением границы Мохоровичича примерно на такую же величину. Следовательно, под породами высоких фаций метаморфизма, слагающими сейчас верхние горизонты земной коры платформ, должна располагаться очень мощная (20—30 км) зона разуплотненных мантийных пород, отделенная от мантии границей Мохоровичича. Какие же процессы могли привести к разуплотнению столь мощного слоя слагающих мантию ультраосновных пород (гипербазитов)? Для образования таких пород, как габбро, необходим привнос значительных объемов алюминия, кальция, кремнезема и ряда других элементов, которых в мантии очень мало.

Подъем платформ шел медленно и длился 2 млрд. лет. В силу этого воды, постепенно выделяющейся из мантии, было достаточно, чтобы гидратировать (обводнить) этот слой гипербазитов. Как известно, в условиях земной коры минерал оливин, являющийся главной составной частью ультраосновных пород мантии, взаимодействуя с водой, превращается в минерал серпентин. Такие обводненные породы называются серпентинитами. Плотность и скорость в серпентинизированных породах мантии снижается до значений, свойственных «базальтовому» слою. Снижение давления на ультраосновные массивы, связанное с восходящими движениями блоков земной коры, является, по мнению петролога А. А. Маракушева, важнейшим фактором, стимулирующим серпентинизацию.

О строении наиболее глубоких слоев коры мы судим по породам, поднятым на поверхность в зонах глубинных разломов. Примером такой зоны разломов, рассекших восток Восточно-Европейской платформы, является Урал. Там выведены на поверхность мощные пластины глубинных пород. Большую часть разреза выдвинутой пластины (до 15 км) занимают серпентинизированные гипербазиты (дуниты и гарцбургиты). Стратиграфически выше залегают габброиды и габбро-амфиболиты мощностью 5—7 км. Эти комплексы пород до выдвигания к земной поверхности входили в состав земной коры платформы. Серпентинизированные гипербазиты, очевидно, принадлежали

нижней части континентальной коры, а габброиды — верхней ее части.

Серпентинизированные гипербазиты — это наиболее вероятный состав нижних 20—30 км коры платформ. Верхняя ее часть до глубины 8—12 км, расположенная выше слабо выраженной сейсмической границы, сложена метаморфизованными породами.

Недавно гипотеза о серпентинитовой природе нижних 15 км коры платформ получила неожиданное подтверждение материалами магнитно-теллурического зондирования. В пределах всего Канадского щита, а также в районе Иркутского амфитеатра (юг Сибирской платформы) магнитно-теллурическим зондированием обнаружен электропроводящий слой (1—2 тыс. сименс) в интервале глубин 15—30 км от дневной поверхности. Температура в коре платформ на этих глубинах слишком низкая (200—350° С), чтобы предполагать хотя бы частичное плавление пород. Если допустить, что нижние горизонты коры платформ сложены метаморфическими породами гранулитовой фации, то нет оснований ожидать там сколь угодно значительного количества воды, поскольку породам гранулитовой фации свойственно минимальное ее содержание. Наоборот, в случае серпентинитовой природы нижней половины коры платформ повышенная ее электропроводность объясняется проще: она может быть вызвана как свободной водой, так и магнетитом, образующимся при серпентинизации.

Совершенно очевидно, что в складчатых областях, где, в противоположность платформам, в протерозое и фанерозое преобладало погружение, вещественный состав земной коры иной. Там в разрезе коры преобладают осадки, в той или иной степени гранитизированные.

Таким образом, могут обсуждаться две геологические модели земной коры древней платформы. 1. Кора на всю свою толщину сложена метаморфическими породами, с постепенным увеличением к низу основности этих пород. 2. Верхние 10—12 км коры платформ, как и в первом случае, сложены высокометаморфизованными породами, а ниже залегает мощный слой серпентинизированных пород мантии. С глубиной степень серпентинизации уменьшается, вследствие чего скорости постепенно возрастают.

Рассмотрим сначала механизм океанизации второй геологической модели коры древней платформы. Ее ве-

щественный состав можно себе представить в следующем виде (сверху вниз):

а) 2—4 км — граниты, гранодиориты (среднее содержание  $\text{SiO}_2$  60%);

б) 5—8 км — габброиды, основные гранулиты (среднее содержание  $\text{SiO}_2$  50%);

в) 20—25 км — серпентинизированный гипербазит ( $\text{SiO}_2$  40%).

В результате обезвоживания серпентинизированных гипербазитов, вызванного их нагревом и выносом вверх содержащихся в них воды, хлора, а также таких легкоподвижных элементов, как щелочи, нижние 20—25 км коры платформы станут по составу и физическим свойствам неотличимыми от пород мантии, и граница Мохоровичича будет фиксироваться выше них. Получится 4—5-километровый слой воды с растворенными в ней солями, а ниже 7—12-километровая кора, состоящая из тех пород, которые находились в верхней части континентальной коры.

Океанизация континентальной коры рассматриваемого состава проявляется не только в обезвоживании находящихся в ней гипербазитов, хотя этот процесс, несомненно, играет главенствующую роль. Происходят и другие петрологические изменения, приводящие к преобразованию пород, слагающих верхнюю часть континентальной платформенной коры. Эти изменения проявляются в перераспределении целого ряда элементов, и в первую очередь в выносе вверх из глубоких горизонтов так называемой гранитной составляющей (кварца, щелочей и сопутствующих им элементов).

Обратимся ко второму возможному механизму утонения снизу континентальной коры. Выше было показано, что океанизация континентальной коры может иметь место в том случае, если последняя в значительной степени сложена обводненными гипербазитами. Возможна ли океанизация, если исходить из широко распространенного представления о том, что вся кристаллическая кора, включая ее нижний «базальтовый» слой, состоит из метаморфических пород? Да, утонение ее возможно, но лишь частичное. Кора, сложенная высокометаморфизованными породами, утонится, но преобразоваться в типичную, т. е. 5-километровую, кору глубоководных океанических котловин она не сможет.

Чтобы представить себе механизм такого утонения, рассмотрим структуру и минеральный состав метаморфических пород земной коры. Высокометаморфизованные породы, выходящие на поверхность щитов, представляют образования, возникающие при высоких давлениях и температурах. Область метаморфизма пород, т. е. минеральных реакций в твердом состоянии, охватывает широкий диапазон давлений и температур, вплоть до анатексиса (частичного плавления пород). Одним из наиболее твердо установленных фактов в геологии метаморфических пород является тесная ассоциация в земной коре пород высоких ступеней метаморфизма и мигматитов.

Мигматитами называют разнообразные гнейсовидные породы, состоящие из магматического (или похожего на магматический) и метаморфического материала. Мигматиты состоят из светлых прослоев, сложенных кварцем и полевым шпатом, и темных полос, обогащенных темноцветными минералами (биотитом, амфиболом, пироксеном). Минералы темных участков характеризуются субпараллельной ориентировкой, в то время как в зернистом агрегате светлых участков ориентировка часто отсутствует. Последнее обстоятельство указывает на то, что светлая (лейкократовая) часть мигматита была в расплавленном состоянии. Мощность светлых и темных прослоев в мигматитах колеблется от сантиметров до метров.

Наиболее глубокий разрез высокометаморфизованных пород архея, слагающего фундамент Восточно-Европейской платформы, вскрыт Миннибаевской скважиной, пробуренной в пределах Татарского свода. Пройдя осадочный чехол платформы, скважина эта на глубине 1800 м достигла архейского фундамента и прошла по нему более 3000 м, достигнув глубины 5005 м. Как показало петрографическое и геологическое изучение керна этой скважины, высокий метаморфизм архейских пород сопровождался их мигматизацией, в результате которой возникла четко выраженная полосчатость — чередование прослоев, обогащенных темноцветными минералами, и прослоев, почти целиком состоящих из кварца и полевого шпата. Десятки химических анализов этих темноцветных пород свидетельствуют, что содержание в них таких элементов, как кремнезем, алюминий, железо, щелочи, отвечает химическому составу основных и даже ультраосновных пород.

Светлые (лейкократовые) прослои, наоборот, характеризуются очень высоким содержанием кремнезема (70%) и щелочей (5—8%), что ставит их в один ряд с породами гранитного состава.

Тот факт, что такие высококонтрастные мигматиты распространены в фундаменте Восточно-Европейской платформы на всю исследованную скважиной глубину, свидетельствует об их широком развитии в земной коре древних платформ. Образование таких пород происходило в результате частичного плавления первоначально осадочных (а также магматических пород) в условиях высоких давлений и температур. Эксперименты показали, что для анатексиса необходимы давление воды в 2000 атм и температура около 700° С. При давлении воды 4000 атм температура снижается до 660—680° С. Мигматиты образуются в тех случаях, когда сколько-нибудь значительного выноса их легкоплавкой (гранитной) составляющей не происходит. Такие условия имеют место в процессе погружения метаморфизованных комплексов, когда они попадают в обстановку, отвечающую амфиболитовой стадии метаморфизма.

Представим себе, что после образования эти контрастные породы попали в иные условия: были приподняты (приближены к земной поверхности), тектонически нарушены (разбиты трещинами), а затем оказались в обстановке повышенных температур и гидротермальной переработки. В этих новых условиях, когда появились и пути миграции (трещины) и транспортирующие гидротермальные растворы, низкотемпературная лейкократовая часть мигматитов стала выноситься из пород.

Геологические наблюдения свидетельствуют, что вынос лейкократового материала происходит в широком диапазоне температур: а) очень высоких (800—650° С), когда происходит полное плавление светлых прослоев и перенос вещества в виде расплава; б) высоких (550—450° С) — в виде щелочного метасоматоза; в) средних (470—330° С) — в форме кислотного выщелачивания; г) низких (430—300° С) — путем гидротермальных растворов, когда перенесенный кремнезем отлагается в форме кварцевых жил.

Оставшаяся после выноса лейкократовой составляющей основную по химическому составу темноцветную породу петролог Г. Винклер предложил называть рести-

том. Он полагал, что такие породы распространены на глубине в земной коре ниже зоны гранитизации.

Выше отмечалось, что темноцветная часть мигматитов в фундаменте Татарского свода Восточно-Европейской платформы по химическому составу соответствует основным и ультраосновным породам. Если светлая лейкократовая часть мигматита будет удалена и останется только темноцветная, то остаток (рестит) по своим физическим свойствам будет практически неотличим от пород мантии Земли. Сейсмическое зондирование зафиксирует границу Мохоровичича выше зоны реститов. Удаление из такого мигматита лейкократовой части практически означает превращение «базальтового» слоя в породы мантии Земли, иными словами, океанизацию континентальной коры.

Вообразим, что имеется 35-километровая кристаллическая кора, почти целиком (нижние 25 км) состоящая из мигматитов, средний химический состав которых отвечает средним цифрам, принятым для континентальной земной коры ( $O=47$ ;  $Si=29$ ;  $Al=8$ ,  $Ca=3$ ,  $Na=2,5$ ,  $K=2,5$ ;  $Mg=2\%$ ). Вследствие повышения температуры в низах такой коры начнется процесс частичного плавления и кислотного выщелачивания лейкократовых прослоев, что в конечном счете приведет к выносу вверх гранитной составляющей. Это будет широко распространенный в природе процесс гранитизации, выражающийся в обогащении верхней части коры кремнеземом и щелочами, и соответственного обеднения ими глубоких горизонтов. Механизм океанизации континентальной коры можно представить как крайнее проявление такого процесса выноса гранитной составляющей. В результате нижняя часть коры приобретает столь основной состав, что по физическим свойствам становится неотличимой от мантии.

Перемещение вверх значительных объемов гранитизирующих компонентов должно вызвать образование мощного слоя гранитов, толщина которого, при условии, что весь гранитизирующий материал 35-километровой континентальной коры останется в коре, должна достигать 10—12 км. Если предполагать, что вся континентальная кора сложена высокометаморфизованными породами, то при полной дегранитизации нижней ее части мы не получим типичную океаническую кору, ибо гранитизирующих элементов окажется слишком много. Однако такое заключение справедливо лишь в том случае, если кремнезем и

щелочи, выносимые из нижних горизонтов коры, останутся в верхней ее части, а не покинут ее.

Есть факты, свидетельствующие о том, что процесс утонения коры и образования глубоководных впадин сопровождается выносом кремнезема из земной коры на ее поверхность. Приуроченность кремнистых пород к вулканическим толщам уже давно привлекала внимание геологов и послужила основой для вывода о существовании между ними генетической связи. В вулканических областях кремнезем поставляется в морской или озерный бассейн лавами, выброшенными вулканами пеплами, гидротермальными растворами, газовыми эксгаляциями, а также поверхностными водотоками, размывающими окружающую сушу. По мнению петрографа М. А. Петровой, основная масса кремнезема в вулканических областях поступает в бассейны при подводных извержениях вулканов в результате взаимодействия раскаленной лавы и пеплов с морской водой. Е. К. Мархинин подсчитал, что с Курильских островов за период с мела до современной эпохи пеплами в адсорбированном виде было вынесено 1000 млрд. т кремнезема.

В вулканических областях можно найти многочисленные примеры поступления кремнезема в воду с газами и горячими водами. Так, на Камчатке, в Долине Гейзеров, кремнезем выносится в составе горячих вод, в результате чего в местах выхода их на поверхность возникают своеобразные «накипи» — гейзериты. Это пористая порода, состоящая почти целиком из аморфного кремнезема. Натски гейзерита встречаются в термальных источниках Исландии, в Йеллоустонском национальном парке США, в Новой Зеландии и многих других местах. По подсчетам Е. К. Мархинина, газами и водами Курильских островов ежедневно выносится 269 т кремневой кислоты, что составляет в год 100 тыс. т.

Выше уже говорилось, что в местах образования океанической коры (Японское, Охотское, Средиземное моря) отмечается подводная вулканическая деятельность. Процесс образования впадин продолжался миллионы лет. И за это время из океанизирующейся земной коры в воду поступило огромное количество кремнезема и сопутствующих элементов. Следует обратить внимание, что в эпохи даже самого обильного кремневыделения вода океанов остается недонасыщенной кремнеземом. Равновесная кон-

центрация аморфной кремнекислоты при обычных температурах колеблется в пределах 100—140 мг/л, тогда как в водах современных морей и океанов максимальное количество не превышает 8 мг/л. Содержание кремнезема, растворенного в морской воде, постоянно снижают кремнистые организмы, главным образом диатомовые водоросли, в меньшей степени радиолярии, кремневые губки и др. По подсчетам А. П. Лисицына, кремневые организмы ежегодно требуют для построения своих скелетов 80—160 млрд. т кремнезема. Годовое же поступление растворенного кремнезема за счет материкового сноса составляет лишь 0,3 млрд. т. Таким образом, населяющие океан кремневые организмы способны вычерпать из океанической воды практически неограниченные количества кремнезема.

Кремнезем, пошедший на построение раковин диатомей и радиолярий, осаждается на дно. Существует ряд условий, регулирующих этот процесс. Известно, что с увеличением глубины океана растворимость кремнезема увеличивается. Вследствие этого в пределах глубоководных котловин значительная часть кремневых раковин не достигает дна, растворяясь при погружении в толще воды. Кремнезем, перешедший в раствор, впоследствии вновь вычерпывается организмами, благодаря чему в океанах постоянно совершается круговорот кремния. Лишь небольшая часть кремневых раковин опускается на дно глубоководных впадин океана и в виде примеси сохраняется в карбонатных и иных осадках. В котловинах, дно которых расположено на глубинах, где карбонатные осадки отсутствуют, количество кремнезема несколько повышается.

Иная обстановка в мелководных шельфовых морях. Там практически все кремневые раковины не растворяясь поступают в осадок. Шельфовые илы содержат до 44% аморфного кремнезема. В заливе Прюде в Индийском океане эти кремнистые илы распространены на глубину 150—170 м. Таким образом, с помощью организмов осуществляется транспортировка кремнезема из глубоководных пространств океана в шельфовые моря, иными словами — из областей с океанической корой в пределы пространств с континентальной корой.

Перенос кремнезема из океана на континенты регулируется содержанием в воде питательных веществ. Диато-

мен и другие кремневые организмы пышно развиваются там, где вода обогащена необходимой для них пищей. Обширный пояс кремневых диатомовых осадков находится в умеренной зоне южного полушария. Это главная область современного кремненакопления. Она возникла вследствие того, что здесь поднимаются к поверхности океана воды, богатые питательными веществами. Аналогичная обстановка отмечена в северной умеренной зоне.

В экваториальной области распространение радиоляриевых илов приурочено к зонам экваториальной дивергенции вод, обогащенных биогенным материалом. В мелководных морях, особенно вблизи устьев рек, откуда выносятся много питательных веществ, кремневых организмов еще больше.

Таким образом, осажению кремнезема в шельфовых морях способствуют: малая степень растворения кремневых скелетов и обилие питательных веществ для пышного развития жизни диатомей, радиолярий и других организмов. Для обильного кремнеобразования в мелководных морях необходимо лишь увеличение содержания кремнекислоты в Мировом океане. Очевидно, что в эпохи океанизации, когда количество кремнекислоты, поступавшей в океаническую воду, возрастало, в мелководных эпиконтинентальных морях имели место «вспышки» кремненакопления.

Обратимся к хорошо изученному геологическому разрезу осадочных пород Восточно-Европейской платформы. Все эти осадки накапливались в условиях мелководного шельфа. В течение палеозоя сколько-нибудь значительно кремнеобразования не происходило. Не было его и в начале мезозойской эры (триасе, нижней и средней юре). Лишь в верхнеюрскую эпоху появляются первые признаки кремненакопления. Местами кремнистые породы встречаются в нижнемеловых отложениях, но наиболее яркая вспышка кремнеобразования, охватившая всю территорию СССР и другие континенты, приходится на верхний мел, палеоцен, эоцен и миоцен. Кремненакопление совпадает с началом крупнейшей регрессии моря. В олигоцене море покидает Восточно-Европейскую платформу. Но там, где морские условия сохранились (Кавказ, Карпаты, Дальний Восток), кремненакопление продолжалось в миоцене,

Интересно сравнить эпохи кремненакопления на континентах и в океане. М. А. Левитаном, Ю. А. Богдановым и А. П. Лисицыным по материалам глубоководного бурения и колонок донных осадков восстановлена история биогенного кремнеобразования в Мировом океане. В меловом периоде крупных поясов кремненакопления не возникло — биогенные кремневые илы занимали небольшие участки дна. В эоцене произошла резкая вспышка кремненакопления — образовался мощный экваториальный кремневый пояс. В олигоцене площадь развития кремнистых осадков сократилась, вследствие чего в Атлантике экваториальный пояс выражен слабо. Миоцен был второй глобальной эпохой кремненакопления в кайнозое. В плиоцене, в связи с резким усилением поставки терригенного материала с суши, пояса кремнистых осадков выражены слабее, хотя кремнеобразование продолжалось.

Если сравнить независимо построенные кривые интенсивности кремненакопления на Евразийском континенте и в Мировом океане, то нетрудно увидеть их хорошую согласованность — максимум накопления кремнистых осадков на континенте, падающий на эоцен, существует и в океане. Второй максимум кремнеобразования в океане (миоцен) на континентах тоже имеет место, однако в связи с наступившей регрессией его можно фиксировать в ограниченном числе мест.

Единый ритм кремненакопления на континентах и в океане свидетельствует об общей причине цикличности кремнеобразования на Земле. Она не может быть объяснена лишь особенностями циркуляции океанических вод, изменениями в содержании питательных веществ, а определяется скорее всего колебаниями интенсивности выноса кремния из недр Земли.

В эпохи интенсивного выноса из недр Земли кремнезем осаждался и переходил в осадок двумя путями: в виде кремневых скелетов и хемогенным путем. Лишь в некоторых случаях при очень обильном поступлении кремнезема в воду происходило его осаждение химическим путем. Так, академик Г. С. Дзоценидзе относил к хемогенным образованиям мощные толщи кремнистых пород в олигоценовых отложениях Западной Грузии. Однако и в этом случае биогенный фактор играл определенную роль — в кремнистых породах содержится значительное количество обломков кремнистых организмов. Скорее

всего химическое осаждение кремнезема возникло тогда, когда какой-то участок водного бассейна оказался пересыщен кремнеземом. Очевидно, это могло иметь место в тех случаях, когда расположенный в вулканической области морской бассейн был изолирован от океана.

Вспышка кремнеобразования (в верхнем мелу и в особенности в кайнозое) имела место как раз в тот отрезок истории Земли, когда произошли грандиозные опускания океанического дна. Синхронность этих двух явлений нельзя считать случайной. Оба они обусловлены одной общей причиной — преобразованием на обширных пространствах мощной континентальной коры в тонкую океаническую.

Кремнистые породы в осадочном разрезе континентов указывают, в какой интервал времени происходил процесс океанообразования. Отсутствие значительных количеств кремнистых пород в палеозое и раннем мезозое лишний раз свидетельствует о том, что главная эпоха океанообразования наступила позже — в мел-кайнозойское время.

Рассмотренные выше два геологически и физически возможных процесса утонения снизу континентальной коры во многих случаях действовали совместно, так как они требуют приблизительно одинакового повышения температуры. Но все же процесс дегидратации находящихся в коре серпентинизированных гипербазитов несколько опережал явление дегранитизации, поскольку он начинался с низов коры, где «гранитного материала» практически нет.

### **Образование глубоководных впадин окраинных морей**

Рассмотрение проблемы происхождения океанических впадин начнем с анализа причин, приведших к образованию таких глубоководных впадин, как Южно-Охотская или котловины Японского моря. Эти впадины интересны прежде всего тем, что процесс их опускания продолжается и в настоящее время, тогда как в океанических котловинах он закончился несколько геологических периодов назад. В океанах термодинамические условия, существовавшие при их формировании, теперь весьма изменились. В Охотском и Японском морях, как в миниатюре, можно

наблюдать процесс, который проходил в пределах более крупных акваторий 50—100 млн. лет назад.

Выше было показано, что глубоководные участки этих морей начали прогибаться в миоцене (крайний предел — палеоген), а все остальные — в верхнем плиоцене и в четвертичный период, т. е. в последние 1—2 млн. лет. За названный отрезок времени амплитуда опускания достигла 1000—1500 м и более. В табл. 1 показаны значения

Таблица 1

Геофизические и геологические параметры	Азия	Охотское и Японоское моря	Курило-Камчатский желоб
Толщина коры, км	30—40	10—15	6—8
Мощность неоген-четвертичных осадков	первые сотни метров	до 4000 м	
Скорость на границе М, км/с	8,1	7,9—8,0	8,1—8,2
Скорость в верхней мантии, км/с	средние	пониженная	повышенная
Поглощение в мантии	низкое	высокое	?
Электропроводность в мантии	низкая	высокая	?
Изостатические аномалии	близки к нулю	слабо положительные	резко отрицательные
Величина теплового потока, мккал·см <sup>2</sup> /с	1	2—2,5	>1
Температура на границе М, t°		400—600	100—150
Неоген-четвертичный магматизм	нет	средний и кислый	нет

ряда геологических и геофизических параметров для таких впадин, как Охотская и Япономорская, а также прилежащих к ним континентальных структур Азии и Курило-Камчатского глубоководного желоба. Как видно, Охотоморская и Япономорская впадины характеризуются относительно тонкой корой, причем чем глубже впадина, тем кора тоньше. На границе Мохоровичича скорости продольных сейсмических волн пониженные (7,8—8,0 км/с), изостатические аномалии положительные. Тепловой поток резко повышен. В верхней мантии под Охотским морем обнаружен слой с повышенной электро-

проводностью, следовательно, ее вещество находится в частично расплавленном состоянии. На это же указывает и наличие в верхней мантии зоны сильного поглощения сейсмических волн.

Высокая температура в мантии и, в частности, на границе Мохоровичича имеет прямое отношение к рассматриваемой нами проблеме.

Как показали расчеты, современная температура у подошвы коры колеблется в очень широких пределах — от  $100^{\circ}\text{C}$  под ложем Тихого океана до  $900^{\circ}\text{C}$  под Курильской вулканической грядой. Обратим внимание, что под всей Южно-Охотской впадиной и ее обрамлением (восточный склон Сахалина, Курильская гряда) температура на границе Мохоровичича приблизительно постоянная —  $500\text{—}600^{\circ}\text{C}$ , хотя абсолютная глубина этой границы меняется от 30 км (под Сахалином) до 12 км (под глубоководной частью Охотского моря). Такая выдержанность температуры (в других тектонических зонах не наблюдается) свидетельствует о том, что прохождение границы Мохоровичича под Охотским морем определяется в первую очередь температурными условиями. Под Южно-Охотской впадиной на глубине всего 13—15 км температура сейчас превышает  $500^{\circ}\text{C}$ . На указанных глубинах столь высокая температура известна лишь в зонах современного вулканизма, таких, как Курило-Камчатская. Под Японским морем, согласно расчетам, верхняя мантия разогрета даже больше, чем под вулканической дугой.

Четкая обратная зависимость между толщиной коры и глубиной новообразованной впадины позволяет считать, что формирование Охотоморской и Япономорской глубоководных впадин происходит в результате утонения снизу земной коры. Вследствие принципа изостазии утоненная кора опускалась, что и привело к образованию на поверхности Земли впадины, которая частично заполнилась осадками.

Высокая температура на границе Мохоровичича свидетельствует, что глубинным механизмом, приводящим к утонению коры снизу, является плавление вещества (полное или, скорее, частичное). Выше были рассмотрены два возможных, с позиций геологии и физики, механизма утонения коры — дегидратация и дегранитизация. Высокие значения температуры (более  $500^{\circ}\text{C}$ ) на границе Мохоровичича под опускающимися впадинами — аргумент в

пользу того, что здесь скорее имеет место более высоко-температурный процесс — дегранитизации.

Первая стадия (дегидратация) уже закончилась. Она протекала при более низких температурах (350—450° С) и проявилась в обезвоживании серпентинизированных гипербазитов, слагающих низы «базальтового» слоя под этими структурами. Вода из серпентинизированных гипербазитов была «перекачена» на поверхность, граница Мохоровичича поднялась по разрезу, кора оказалась утоненной.

Есть и иные доказательства (кроме высокой температуры), что в зоне границы Мохоровичича действительно происходит частичное плавление и вынос кислых пород. Одно из них косвенное — под Охотской впадиной скорость на границе Мохоровичича несколько пониженная. Этот факт легко объясняется сильным разогревом пород, в результате, как известно, скорость распространения упругих волн в горных породах снижается. Но есть и прямое свидетельство — следы совсем молодого и современного вулканизма на дне Охотоморской впадины и по ее обрамлению.

Не следует думать, что весь выплавляющийся из нижней части коры кислый материал (гранитная эвтектика) выносятся из земной коры в виде вулканических извержений. Кремнезем, несомненно, поступает непосредственно в морскую воду в виде гидротермальных растворов. Океаническая вода, как известно, резко недосыщена кремнекислотой, которую живые организмы постоянно «вычерпывают» для построения скелетов. Поэтому в океанической воде может растворяться практически неограниченное количество кремнезема, поступающего из недр. Наконец, часть кремнезема и сопутствующих ему щелочей может остаться в земной коре, переместившись из нижних ее горизонтов в верхние. На это указывают данные глубинного сейсмического зондирования в Охотском море, в земной коре там не обнаружено разделения на «гранитный» и «базальтовый» слои. Вся консолидированная кора, толщина которой колеблется в пределах 12—27 км, представлена одним слоем.

Продолжающееся формирование Охотоморской и Японской впадин как бы состоит из двух параллельных процессов: с одной стороны, впадины углубляются вследствие изостатического опускания утоняющегося блока

коры, с другой — глубины их уменьшаются, так как впадины заполняются осадками. Подчеркнем, что осадки, мощность которых в глубоководной котловине достигает 3—4 км, выполняют еще одну очень важную роль. Их накопление создает дополнительный вес на океанизирующий блок, который опускается еще глубже. Нижние горизонты коры этого блока, погружаясь, попадают в обстановку с более высокими температурами, вследствие чего их частичное плавление идет более активно. Новое утонение коры вызывает новое погружение, за ним следует поступление осадков и опять погружение, и т. д.

Однако этот процесс не беспределен. Он может идти лишь до тех пор, пока толщина консолидированной коры не утонится до 5—7 км. На этом процесс прекращается.

В пределах окраинных морей Тихого и Атлантического океанов, а также в Средиземном море известно значительное число морских впадин, от только что начавших погружаться и еще не заполненных осадками до впадин, развитие которых практически закончилось — они заполнены 12—15-километровой толщей осадков, под которыми имеется маломощный (5—7 км) слой консолидированной коры. В табл. 2 показан последовательный ряд таких впадин в зависимости от толщины осадочного слоя.

Таблица 2

Впадины	Глубина дна, м	Толщина осад. слоя, км	Толщина консолид. коры, км	Глубина границы М, км
Тирренская	3000	0,5	5—7	10—12
Охотоморская	3000	4	5—7	13—15
Мексиканский залив	3000	12—15	7—12	25—30
Прикаспийская	0	20	7—12	30—35

Как видно, при одной и той же глубине дна мощность осадков оказывается резко различной: от сотен метров до 15 км. Существует определенная зависимость между толщиной осадочного слоя и суммарной мощностью коры, в то время как консолидированная часть коры во всех впадинах имеет почти одинаковую толщину.

Читатель может возразить, что впадина, заполненная 15—20-километровой толщей осадков, с общей мощностью

коры 25—30 км — это совсем не океаническая котловина, где толщина коры всего 5 км, а мощность рыхлых осадков — несколько сотен метров. Но ведь столь малая мощность осадков в океанических котловинах имеет место лишь потому, что вдали от берегов скорость осадконакопления чрезвычайно низкая. Иная обстановка по периферии океанов (вблизи побережий), где мощность осадочного слоя достигает многих километров и соответственно возрастает суммарная мощность коры. В прибрежных частях океанов, например в северной части Индийского океана, наблюдается обстановка, существующая в тех окраинных морях, впадины которых почти полностью засыпаны осадками. Океаническая кора может оставаться тонкой лишь в том случае, если на нее не поступает осадочный материал.

### Происхождение океанов

Впадины Охотского и Японского морей, а также средиземноморские послужили примером для исследования условий, при которых в настоящее время происходит утонение коры (океанизация). Однако этот механизм без существенных корректив не может быть перенесен на типичные океаны. Принципиальные различия процесса океанизации впадин средиземноморского типа и собственно океанов были подчеркнуты Ю. М. Шейнманном. Он обратил внимание на то, что образование впадин Средиземноморья связано с геосинклинальным типом развития коры, тогда как формирование настоящих океанов никоим образом от этого процесса не зависит.

Как уже говорилось, океаны предпочтительно развиваются там, где перед этим располагались древние платформы. Индийский океан сформировался на месте прежней Гондваны, Атлантический — граничит практически везде с обломками Гондваны или Северо-Американской платформы. Там, где океаны соприкасаются со складчатыми поясами, обычно расположена широкая зона шельфа, например по границе между складчатыми сооружениями Евразии, с одной стороны, и Атлантическим и Северным Ледовитым океанами — с другой.

Зона шельфа возникает тогда, когда складчатые пояса расположены поперечно или под углом к океану. Если они параллельны, то служат непреодолимой преградой

для океана. Так, складчатый пояс Кордильер и Анд преградил распространение на восток Тихого океана. Тихий океан предпочел «перепрыгнуть» через складчатую зону Японии, чем океанизировать ее. Следовательно, океанизации подвергалась лишь кора платформ. Кора складчатых (геосинклинальных) поясов по каким-то причинам не океанизируется.

Объясним образование типичного сейсмического разреза коры океанических котловин. Первый слой океанических котловин состоит из осадков с возрастом от современных до юрских. Бурение с «Гломара Челленджера» вскрыло в котловинах океанов в ряде мест верхи второго слоя. Это оказались базальтовые лавы, чередующиеся с осадочными породами мелового и третичного возраста. Состав третьего слоя коры под океаническими котловинами полностью не известен.

В последние годы достигнуты значительные успехи в бурении в Атлантическом срединно-океаническом хребте. Так, во время 37-го рейса «Гломара Челленджера» была пересечена верхняя часть второго сейсмического слоя (глубина скважины 582,5 м) и выяснено, что он состоит из базальтов, чередующихся с неизменными осадками. Геохимик Л. В. Дмитриев считает, что в приподнятом тектоническом блоке пересечена граница между вторым и третьим сейсмическими слоями. Последний состоит из серпентинизированных гипербазитов и габброидов. Однако эти интересные данные не могут распространяться на котловины. А. В. Пейве писал, что «за пределами складчатой зоны срединно-океанического хребта геофизические слои должны иметь совершенно другую геологическую характеристику»\*.

Таким образом, в пределах океанических котловин мы еще не знаем, чем сложена нижняя большая часть второго слоя и что представляет собой третий слой.

Механизмом преобразования континентальной коры древней платформы в тонкую (5—7 км) океаническую кору глубоководной котловины может быть лишь процесс десерпентинизации слагающих кору обводненных гипербазитов. Этому удовлетворяет только вторая из рассмотренных нами геологических моделей земной коры — плат-

\* Пейве А. В. Тектоника Срединно-Атлантического хребта.— Геотектоника, 1975, № 5, с. 13.

форм. Для начала океанизации такой коры необходимо повышение температуры на границе Мохоровичича до  $500^{\circ}\text{C}$ . Если температура остановится на этом уровне, то процесс океанизации ограничится лишь «перекачкой» воды из нижней части коры на земную поверхность, верхняя же часть коры платформы останется почти неизменной, и ею-то и будет представлена новообразованная океаническая кора. Такие случаи, по-видимому, достаточно широко распространены в океанах. Однако вполне вероятно, что на отдельных океанизирующихся участках температура окажется выше и вступит в действие второй механизм (дегранитизация). В результате «гранитная» составляющая будет выводиться в верхние горизонты новообразованной коры и в воду. Это приведет к дальнейшему утонению формирующейся коры.

Очевидно, что источники тепла, необходимые для частичной океанизации впадин типа Охотской или Тирренской и для образования настоящих океанов, площадь которых превышает материка, различны. Тепло, приводящее к возникновению зон частичного плавления под срединными массивами альпийской геосинклинальной области, образуется, несомненно, вследствие местных источников, обусловленных развитием геосинклинали. Такой разогрев может быть вызван миграцией радиоактивных элементов под срединные массивы из геосинклинальных трогов. Длительное прогибание геосинклинали вызывается эклогитизацией погружающегося корового материала, при которой из зоны прогиба выносятся в кору срединных массивов кремнезем, щелочи и радиоактивные элементы. Разумеется, этот механизм не применим к океанам.

Источником энергии, необходимой для процессов океанизации коры, является тепло, постепенно накапливающееся в мантии в результате радиоактивного распада, идущего с начала жизни Земли. Советские геофизики А. Н. Тихонов, Е. А. Любимова, В. К. Власов показали, что в мантии в процессе радиоактивного разогрева периодически возникали циклы плавления длительностью 140—170 млн. лет. Зона плавления, сформировавшаяся в недрах Земли на глубинах 300—500 км, затем постепенно поднималась, ее верхняя кромка достигала глубины 30 км, т. е. пересекала границу Мохоровичича под континентом. В этом случае в плавление включались нижние горизонты коры континентов. Названный источник тепла

расположен в мантии по всему земному шару, следовательно, процесс океанообразования мог «вспыхнуть» в глобальном масштабе.

Интенсивная океанизация приводила к сильному поглощению тепла корой, а затем к его потере в мировое пространство и, как показывают расчеты, длилась недолго (10—15 млн. лет). Далее верхняя кромка слоя плавления опускалась на глубины 50—80 км, т. е. ниже границы Мохоровичича, и океанизация прекращалась. Однако в мантии расплавленная область продолжала существовать еще некоторое время. Из этой области на поверхность океанической коры изливались выплавившиеся из мантии базальты. Они покрывали тонким плащом океаническую кору, скрыв от нас в большинстве случаев слагающие ее породы. Выплавление из мантии базальтов — неперемнное явление, сопутствующее океанообразованию. Поскольку мантийный очаг возникает задолго до океанизации, выплавление мантийных базальтов должно предшествовать океанообразованию. Но мантийный очаг продолжает жить какое-то время и после окончания океанизации, тогда мантийные базальты изливаются позже образования океанической коры.

Такая особенность механизма океанообразования объясняет существующие в природе различные временные соотношения между толеитовыми базальтами континентальной и океанической коры. Если мантийный очаг расположен глубже 30—40 км, то на континентальную кору будут изливаться базальтовые выплавки. Таковы триасовые траппы Сибирской платформы, меловые и кайнозойские базальты Индостана и Восточной Африки. Сюда же относятся и Фарерские острова в Атлантическом океане. Они перекрыты базальтовыми лавами, но ниже их сейсмические исследования обнаружили континентальную кору.

Во многих районах Мирового океана бурением с «Гломара Челленджера» обнаружены сначала глубоководные осадки, затем мелководные, а еще ниже — базальты. Возможно, что базальты излились на континентальную кору. Позже там существовало мелководное море. Последовавший затем подъем мантийного очага вверх вызвал океанизацию и как следствие этого — образование глубоководного бассейна, уже не перекрывавшегося базальтовыми лавами. И, наконец, во многих известных случаях ман-

тийные базальты излились на уже существовавшую океаническую кору при большой глубине океана.

Хотя выплавление мантийных базальтов так или иначе сопутствует океанизации и вызвано одним источником тепла, это различные процессы, зарождающиеся на разных глубинах.

Рассмотрим, каким химическим и вещественным составом должна обладать новообразованная океаническая кора, если предложенный механизм океанизации имел место. Если океанизация происходила при температуре на границе Мохоровичича не выше  $550^{\circ}\text{C}$ , то, как уже отмечалось, связанная в серпентинитах вода вместе с содержащимися в них хлором и другими катионами с избытком щелочей поднимется на земную поверхность и даст океаническую воду. В этом случае океанизация захватит лишь слой серпентинизированных гипербазитов. Вышележащая часть континентальной коры останется почти неизменной. Толщина ее в этом случае может быть разной в зависимости от толщины верхнего высокометаморфизованного слоя коры платформ. Не исключено, что в отдельных местах его толщина составит всего 5—7 км, и тогда после десерпентинизации возникнет типичная кора глубоководной океанической котловины. Однако очень вероятно, что его мощность составит 10—12 км и более. В этом случае оставшаяся после океанизации кора будет толще, а глубина океана соответственно меньше. Возможно, что плато Роколл в Северной Атлантике, в пределах которого неоднократно находили пробы гранитного состава, имеет кору такого типа.

Ежели температура в зоне океанизации на границе Мохоровичича поднимется выше  $550^{\circ}\text{C}$  и достигнет  $700$ — $1000^{\circ}\text{C}$ , то полностью включится второй механизм океанообразования: селективное плавление верхней части коры платформы. Это приведет к перераспределению химического и вещественного состава уже утоненной коры. При этом сохраняется общий баланс элементов, участвующих в процессе океанизации, их суммарный вес и занимаемый ими объем. Нет необходимости прятать какие-либо элементы в мантию или, наоборот, черпать их из нее. Решается проблема воды. Получает объяснение равенство тепловых потоков на древних платформах и в океанах, поскольку количество радиоактивных элементов до и после океанизации не изменяется. Предлагаемый

механизм океанизации физически возможен. Необходимое для его течения тепло, как показывают расчеты, в мантии имеется.

### Природа подводных хребтов

Преобразование континентальной коры в океаническую толщиной 5—7 км возможно лишь в том случае, если первая в большей степени сложена серпентинизированными гипербазитами. Если же суммарная мощность осадочного и гранитно-метаморфического слоев коры превышает 15—20 км, то типичная океаническая кора уже не образуется. В этом случае возникает целый ряд промежуточных типов коры, широко известных во всех океанах. Мощность коры колеблется в пределах 12—25 км. На океанических островах, возвышающихся над утолщенной корой, часто встречаются породы кислого состава как в эффузивной, так и в интрузивной фации. Щелочные граниты и липариты — продукт частичного плавления пород континентальной коры при океанизации. Таковы утолщения коры под Гавайскими, Каролинскими, Соломоновыми, Фиджи и другими островами Тихого океана. В Индийском, Атлантическом и Северном Ледовитом океанах до 50% их площади занимает кора толщиной 10—20 км и более.

Обратимся к срединно-океаническим хребтам. В большинстве своем — это погруженные под уровень моря полициклические геосинклинальные пояса. Во время океанизации кора таких поясов, сложенная метаморфизованными осадочными толщами, не могла быть переработана сколько-нибудь значительно. Лишь нижние горизонты коры, находящиеся в условиях более высоких температур и давлений, частично плавилась, что вызвало некоторое сокращение коры и погружение срединно-океанических хребтов на 1000—2000 м ниже уровня океана. Напомним, что в районе Исландии под Срединно-Атлантическим хребтом сейсмическое зондирование установило кору толщиной до 40 км. Под погруженными участками этих хребтов кора несколько тоньше, однако незначительно. По гравиметрическим данным (сейсмических наблюдений еще очень мало), мощность коры под срединно-океаническими хребтами составляет 15—25 км.

В силу того что кора складчатых поясов, существовавших ранее на месте срединно-океанических хребтов,

сильно нарушена протяженными глубинными разломами, в хребтах базальтоидный вулканизм, сопутствующий океанизации, продолжался сравнительно долго. Вследствие этого в пределах срединно-океанических хребтов часто встречаются лавы относительно более молодые, чем в окружающих их глубоководных котловинах.

### Периодичность образования океанов

Есть основания утверждать, что вода, поступающая из земной коры, в период океанизации была соленой. Содержание в ней солей приблизительно соответствовало их концентрации в воде Мирового океана. По А. П. Виноградову, анионная часть солей океана возникла за счет продуктов дегазации вулканов, а катионная — за счет разрушения горных пород. Этот вывод может быть распространен и на воды, находящиеся в земной коре. Выделявшиеся вместе с водой из мантии  $\text{HCl}$ ,  $\text{HBr}$ ,  $\text{HI}$  и другие кислоты нейтрализовались за счет щелочных и щелочноземельных элементов и в виде солей аккумуляровались в земной коре. Значительная часть хлора задерживалась в серпентинитовом слое. Как показали Д. С. Штейнберг и И. С. Чащухин, в брусите, входящем в группу минералов, образующихся при серпентинизации, содержится до 1% хлора. Хлор и другие анионы частично мигрировали за пределы «базальтового» слоя в более высокие горизонты коры и там вступали в реакции с натрием, кальцием и другими катионами.

При десерпентинизации хлор освобождался, вступая в реакцию с катионами и в виде солей выносился на дневную поверхность. Таким образом, воды, поступавшие на земную поверхность, при десерпентинизации «базальтового» слоя древних платформ были солеными. Их солевой состав формировался за счет хлора и химически родственных ему элементов в кристаллической решетке минералов земной коры, а также за счет солей в растворах, циркулировавших в верхних горизонтах коры. Академик В. И. Вернадский писал, что концентрация и состав океанической воды являются своего рода планетарной константой. Это положение сейчас можно расширить и сказать, что планетарной константой является не только состав воды океанов, но и химический состав вод, в той

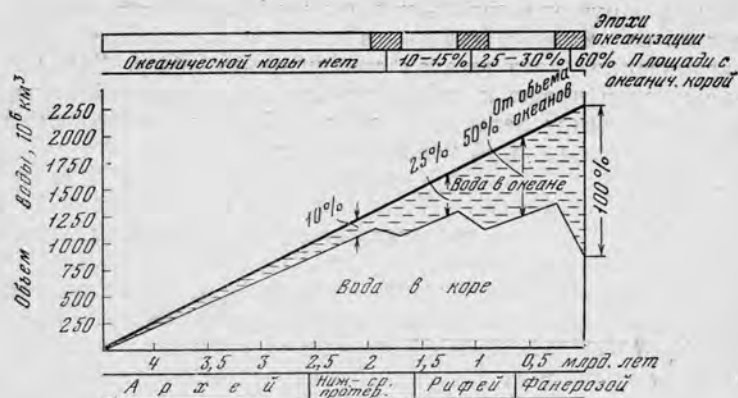


Рис. 46. Этапы формирования океанической коры

или иной форме захороненных в земной коре. Поступление соленых вод даже в больших объемах из земной коры на ее поверхность не изменяло химического состава вод Мирового океана.

Крупные опускания дна океанов являлись периодами, когда спрятанная в земной коре вода значительными порциями поступала на дневную поверхность. Такие «перекачки» воды были вызваны радиоактивным разогревом, периодически возникавшим в недрах планеты. В процессе геологической эволюции океаны росли, однако этот рост не был равномерным, вследствие того что Мировой океан пополнялся не только за счет воды, постоянно идущей из мантии, но и за счет воды, временно концентрировавшейся в земной коре.

В книге речь шла в основном о последнем мезозой-кайнозойском этапе океанообразования. Однако очень вероятно, что аналогичные этапы крупных опусканий океанического дна имели место и в более раннее геологическое время. На океаническом дне пока нет следов ранних этапов океанообразования, поскольку дно перекрыто более молодыми отложениями, но на суше они сохранились. Выше отмечалась парагенетическая связь мощного базальтоидного вулканизма с океанообразованием — оба эти явления вызваны разогревом недр планеты. Г. Ф. Макаренко показала, что, помимо мезозой-кайнозойской, в истории Земли существовали еще две мощные эпохи излияния

траппов: середина протерозоя и вторая половина верхнего протерозоя.

В этом случае современный объем океанов сформировался, по крайней мере, в течение трех этапов океанизации. Если следовать гипотетической схеме, изображенной на рис. 46, то оказывается, что в архее океанов не было. Первые глубоководные котловины площадью не более 20—25% от современных океанов возникали в среднем протерозое. В конце рифея (перед фанерозоем) произошло новое резкое увеличение океанических котловин (до 45—50% от их современных объемов), вызвавшее активное развитие в начале фанерозоя океанической фауны. Наконец, последняя эпоха океанообразования привела к новому удвоению объема и площади океанов. Вероятно, в последующей геологической истории нашей планеты произойдет дальнейшее расширение площади и объема океанов за счет воды, сохранившейся в коре древних платформ. Вода, законсервированная в их «базальтовом» слое, впоследствии будет «перекачена» на дневную поверхность. Это приведет к тому, что впервые за всю геологическую историю земной коры слагающие ее элементы расположатся в виде геосфер, плотность которых будет закономерно возрастать с глубиной: наверху газы, созданные в основном биогенным путем, под ними соленые воды, ниже осадочно-гранитный слой, характеризующийся повышенным содержанием кремнезема и алюминия, и, наконец, еще ниже — ультраосновные породы, представляющие остаток после выделения всех расположенных выше геосфер.

## СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие . . . . .	3
Геология океанического дна . . . . .	5
История водной и солевой массы океанов . . . . .	7
Колебания уровня океана и его дна . . . . .	16
Рельеф дна океанов . . . . .	30
Осадки на дне океанов . . . . .	44
Базальты на континентах и океаническом дне	57
Магматические породы на дне океанов . . . . .	64
Строение и история развития шельфов . . . . .	72
Геология окраин материков . . . . .	78
Океаны в структуре Земли . . . . .	99
Геофизика океанического дна . . . . .	112
Сейсмические исследования океанической коры	113
Строение верхней мантии океанов . . . . .	123
Геофизические поля . . . . .	132
Сравнение континентов и океанов . . . . .	147
Причины образования океанов . . . . .	154
Некоторые гипотезы . . . . .	157
Условия образования океанов . . . . .	170
Два механизма океанизации континентальной коры . . . . .	173
Образование глубоководных впадин окраинных морей . . . . .	186
Происхождение океанов . . . . .	191
Природа подводных хребтов . . . . .	196
Периодичность образования океанов . . . . .	197



**ИЗДАТЕЛЬСТВО  
«НАУКА»**  
**ГОТОВИТСЯ К ПЕЧАТИ**  
**КНИГА**

**Никонов А. А.**  
**СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ**  
**ЗЕМНОЙ КОРЫ.**

10 л. 65 к. 30 000 экз.

В разных районах нашей планеты происходят движения земной коры. С помощью высокоточных приборов удается не только измерить эти перемещения, но и в ряде случаев предсказать их интенсивность, определить место и время катастрофических явлений. Рассмотрению данных вопросов и посвящена книга кандидата географических наук А. А. Никонова, написанная на основе материалов новейших исследований, проводившихся как в нашей стране, так и за рубежом. Многие яркие примеры позволяют лучше понять процессы развития земной коры, затрагивающие многие стороны жизни и деятельности человека.

Книга рассчитана на широкий круг читателей.

Заказы просим направлять по адресу:  
МОСКВА В-464, Мичуринский проспект

12, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»; ЛЕНИНГРАД П-110, Петрозаводская ул. 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайший магазин «Академкнига».

Адреса магазинов «Академкнига»:

480391 **Алма-Ата**, ул. Фурманова, 91/97; 370005 **Баку**, ул. Джапаридзе, 13; 320005 **Днепропетровск**, проспект Гагарина, 24; 734001 **Душанбе**, проспект Ленина, 95; 375009 **Ереван**, ул. Туманяна, 31; 664033 **Иркутск** 33, ул. Лермонтова, 303; 252030 **Киев**, ул. Ленина, 42; 277012 **Кишинев**, ул. Пушкина, 31; 443002 **Куйбышев**, проспект Ленина, 2; 192104 **Ленинград** Д-120, Литейный проспект, 57; 199164 **Ленинград**, Менделеевская линия, 1; 199004 **Ленинград**, 9 линия, 16; 103009 **Москва**, ул. Горького, 8; 117312 **Москва**, ул. Вавилова, 55/7; 630076 **Новосибирск**, Красный проспект, 51; 630090 **Новосибирск**, Академгородок, Морской проспект, 91; 700029 **Ташкент**, Л-29, ул. Ленина, 73; 700100 **Ташкент**, ул. Шота Руставели, 43; 634050 **Томск**, наб. реки Ушайки, 18; 450075 **Уфа**, Коммунистическая ул., 49; 450075 **Уфа**, проспект Октября, 129; 720001 **Фрунзе**, бульвар Дзержинского, 42; 310003 **Харьков**, Уфимский пер., 4/6.