

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОДИНАМИКИ



СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОДИЗМНИИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО
ГЕОДЕЗИЧЕСКОЕ

УДК 528.01

1978

1978

1978

1978

1978

SOLID EARTH

*Edited by Charles L. Drake
and Lois E. Schmitt*



Science

Volume 213, No. 4503, pp. 13, 15—110, 1981

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОДИНАМИКИ

Под редакцией
Ч.Дрейка и Л.Шмитта

Перевод с английского
Г.В.Лазаревой

под редакцией
д-ров геол.-минер.наук
Л.П.Зоненшайна и А.М.Карасика

4653

Москва "Мир" 1984



ББК 26.21 + 26.3

С56

УДК 55

С56 **Современные проблемы геодинамики:** Пер. с англ./Под ред. Ч. Дрейка и Л. Шмитта.— М.: Мир, 1984.—280 с., ил.

Коллективная монография, написанная видными американскими учеными и опубликованная в виде специального выпуска журнала «Сайенс». В ней подведены итоги осуществления Международного геодинамического проекта, посвященного изучению строения и динамики Земли, и намечены перспективы дальнейших исследований. Приведены цветные и черно-белые иллюстрации.

Для геологов всех специальностей, геофизиков, геохимиков, а также преподавателей и студентов вузов соответствующих профилей.

С $\frac{1903010000-361}{041(01)-84}$ 113-84, ч.1

ББК 26.21 + 26.3
551.42 + 552

*Редакция литературы по космическим исследованиям,
астрономии и геофизике*

© First published in SCIENCE in the United States of America, 1981 by American Association for the Advancement of Science, Washington, D. C., USA

© Перевод на русский язык, «Мир», 1984

ОТ РЕДАКТОРОВ ПЕРЕВОДА

Лишь около 15 лет назад ученые стали говорить о геодинамике как о самостоятельной отрасли знаний в науках о Земле. Геодинамика изучает глубинные силы и процессы, возникающие в ходе эволюции Земли как планеты и обуславливающие движения масс и перенос энергии внутри Земли и в верхних ее оболочках. Круг геодинамических проблем, как видно, очень широк; он включает и процессы дифференциации вещества Земли, и магматизм, и тектонические движения на поверхности Земли, и историю Земли, и многое другое. Ясно, что с геодинамикой теснейшим образом связано формирование полезных ископаемых. Не случается поэтому все возрастающий интерес к геодинамике во всем мире. В Советском Союзе за последние пять лет опубликовано несколько книг (О. Г. Сорохтина, Е. В. Артюшкова, одного из авторов данного предисловия и другие), посвященных проблемам геодинамики.

Несмотря на молодость науки, в предлагаемой книге уже подводятся итоги геодинамических исследований, выполненных главным образом в США, примерно за десять лет, с 1970 по 1980 г., в течение которых действовал Международный геодинамический проект. Книга представляет собой перевод специального выпуска журнала «Science», посвященного результатам геодинамических исследований.

Краеугольным камнем геодинамики является теория тектоники литосферных плит. Все исследования, о которых идет речь в книге, были либо основаны на этой теории или стимулированы ею, либо направлены на выяснение движущего механизма тектоники плит. Даже исключительно интересная статья Дж. Хедда и Ш. Соломона, посвященная проблемам сравнительной планетологии, ставит своей целью объяснить, почему тектоника плит действует на Земле и, может быть, на Венере и отсутствует на других, меньших по размерам планетах земной группы. Другие вопросы состоят в том, какие магматические и тектонические явления, наблюдаемые на земной поверхности, обусловлены движением литосферных плит, а какие нет и чем это объясняется, действовала ли тектоника плит на протяжении всей геологической истории Земли или лишь начиная с какого-то времени и каковы были геодинамические условия раньше. Все эти вопросы живо обсуждаются в геологической литературе; они нашли отражение и в данной книге.

Успехи в познании строения верхних оболочек Земли и ее глубоких недр стали возможными благодаря применению новых технических средств с высокой разрешающей способностью. Это продемонстрировано практически во всех статьях, составляющих данную книгу. Такая аппаратура, как многолучевой эхолот, гидролокатор бокового обзора (типа «Глория»), буксируемые на значительной глубине приборы, обитаемые подводные аппараты, а также многоканальное сейсмическое профилирование методом отраженных волн произвели подлинный переворот в исследованиях океанического дна. В результате о многих участках дна, например об осевых зонах срединно-океанических хребтов, где рождается новая земная кора за счет внедрения базальтов в щель между раздвигающимися плитами, мы знаем лучше, чем об иных территориях на суше, и, самое главное, понимаем их природу. Сейчас явление спрединга океанического дна доказано такими разносторонними и исчерпывающими данными, что само по себе может считаться твердо установленным фактом. Новейшие исследования впервые позволили увидеть процесс рудообразования *in situ*. Они открыли гидротермальные системы, действующие в пределах осевых зон срединно-океанических хребтов. Морская вода, проникая за трещинами в океаническую кору, вначале выщелачивает из базальтов металлы, а затем откладывает их по пути вверх также в базальтах и в устьях фонтанирующих подводных гейзеров. Геолог-рудник получил теперь важное орудие для познания рудообразования в геологическом прошлом.

Не менее впечатляющими являются результаты многоканального сейсмического профилирования методом отраженных волн складчатых поясов континентов, начатые пять лет назад по проекту COCORP в Аппалачах и продолженные затем в каледонском поясе Шотландии, герцинидах Средней Европы, Альпийском складчатом поясе. Оказалось, что под складчатыми поясами на глубинах 10 — 20 км прослеживаются на расстоянии до 200 (!) км отражающие горизонты, свидетельствующие о надвигании складчатого пояса на платформу и на покрывающий ее чехол осадков. Это совершенно по-новому диктует стратегию поиска целого ряда полезных ископаемых, в особенности нефти и газа. В чем мы нуждаемся сейчас — это в глубоком (не менее чем на 15 км) бурении складчатых поясов. Можно было бы еще много говорить о результатах подобного рода, но о них читатель узнает, ознакомившись с книгой.

Следует отметить, что включенные в книгу статьи не однородны по характеру. Так, статья Э. Мурса о древних шовных зонах внутри континентов касается исключительно территории США, в то время как, например, статья З. Бен-Аврахама и др. характеризуется глобальным подходом. Необходимое специально упомянуть дискуссионную статью Д. Андерсона, касающуюся проблемы горячих точек. Д. Андерсон вместе с многими другими геохимиками, такими, как Дж. Вассербург, Д. Де Паоло, Р. О'Найонс, К. Аллегре, приходит к выводу о существовании по меньшей мере двух источников океанических базальтов, один из которых лежит в истощенной, а другой — в обогащенной мантии. Большинство геохимиков полагают, что обогащенный источник является остатком первичной недифференцированной мантии и заключен в нижней ее части, тогда как истощенная область относится к верхней мантии, к астеносфере. В связи с этим возникла очень популярная теперь гипотеза о двухъярусной конвекции, протекающей независимо на двух уровнях — в нижней и верхней мантии. Нижняя мантия считается ответственной за появление горячих точек и связанного с ними внутриплитового вулканизма, тогда как конвекция в верхней мантии обуславливает движение литосферных плит. Концепция Д. Андерсона кардинально отличается от этой гипотезы. Он помещает два источника в обратном порядке, сопоставляя астеносферу с обогащенным источником, а подстилающую мантию — с истощенным. Такие различия во взглядах указывают на нерешенность проблемы и на необходимость дополнительных усилий для ее выяснения. Но бесспорен сам факт, что геохимия смело вторгается в область геодинамики, и думается, что следующие революционные преобразования в науках о Земле будут вызваны именно осмыслением геохимической эволюции Земли.

Новые результаты появляются очень быстро, в том числе новые данные были получены уже после выхода в свет геодинамического выпуска журнала «Сайенс». Так, в статье Э. Флинна, касающейся использования космических средств для геодинамики, довольно много говорится о способах измерения современных движений плит, но ни слова — о результатах. В 1983 г. на XVIII Генеральной ассамблее Международного геодезического и геофизического союза в Гамбурге американскими учеными были доложены первые такие результаты, полученные при измерении доплеровского эффекта в сигналах спутников на станциях, расположенных на разных литосферных плитах. Оказалось, что в последние семь лет Австралия движется на север со скоростью 17 см/год, Северная Америка — на северо-запад со скоростью 4 см/год, Тихий океан — на северо-запад со скоростью 18 см/год.

Книга будет с интересом встречена геофизиками, геологами, всеми, кто интересуется проблемами строения и развития нашей планеты, а также будет полезна для преподавателей и студентов вузов.

БЕСПОКОЙНАЯ ЗЕМЛЯ

Филип Г. Эйбелсон*)

Мы живем на беспокойной планете. Редкая неделя проходит без землетрясений или проявлений вулканической активности. Гигантская тепловая машина, топливо для которой, по крайней мере частично, поставляет радиоактивный распад в глубоких недрах Земли, беспрестанно передвигает глыбы земной коры размером с континенты. Обычным является движение тектонических плит друг относительно друга со средней скоростью 2—10 см/год. Такие движения продолжаются и сейчас, и их общим результатом являются радикальные изменения в океанах и на суше.

Новая кора формируется в океанах в срединно-океанических хребтах, и возраст наиболее древних пород на дне моря составляет лишь около 200 млн. лет. Зато возраст Земли — около 4,6 млрд. лет, а возраст древнейших пород, найденных на континентах, — около 3,8 млрд. лет. Перемещения плит сопровождаются столкновением континентальных масс, горообразованием и неоднократной высоко- и низкотемпературной геохимической и биологической переработкой огромных объемов вещества. Хотя большинство континентальных областей чрезвычайно сильно деформировано, какая-то их часть все же удивительным образом сохранилась с глубокого прошлого в слабо измененном виде.

Используя тщательные наблюдения и концепцию униформизма, геологи и палеонтологи достигли больших успехов в расшифровке истории самой Земли и жизни на ней. В этом столетии, и особенно за последние 30 лет, непосредственные наблюдения были дополнены средствами, заимствованными из физических наук. В США в 50-х годах крайне мало ученых, изучающих Землю, полагало, что континенты переместились на большие расстояния. И только после проведения геофизических исследований в океанах, включая измерения намагниченности донных пород и глубоководное бурение, концепция движущихся тектонических плит завоевала широкое признание.

Вместе с тем анализ показал, что по составу магма, излившаяся на земной поверхности, изменилась с раннего этапа существования Земли. По этой и другим причинам принцип униформизма должен быть смягчен. Как и до какой степени следует разрабатывать вопросы дальше? Особый интерес представляет история движений земной коры. На раннем этапе радиоактивное тепло генерировалось в четыре раза быстрее, чем в настоящее время. В прошлом земная тепловая машина определено была значительно более активной, но в каких отношениях?

*) Автор — редактор журнала "Science".

Чтобы ответить на вопросы о событиях, которые произошли ранее 200 млн. лет назад, следует искать следы, сохранившиеся на континентах. Здесь можно найти свидетельства больших горизонтальных и вертикальных движений, а также столкновений тектонических плит. Дополнительные сведения о сложной структуре континентальной коры могут быть получены с помощью новых средств. Например, работы по программе Консорциума по сейсмическому профилированию отраженными волнами на континенте установили, что древние кристаллические породы Пидмонта и гор Блу-Ридж в Аппалачах, по-видимому, переместились на 260 км в западном направлении, надвинувшись на более молодые осадочные породы. Данные указывают также на то, что надвигание было связано с многократным раскрытием и закрытием прото-Атлантического океана.

Статьи в этой книге имеют целью нарисовать картину современного состояния геодинамики и возможностей дальнейших исследований. Группа авторов была отобрана Чарльзом Дрейком, который является международным лидером в этой области. Во вводном очерке, написанном совместно Дрейком и Джоном Максвеллом, рассмотрены самые важные положения других статей и соответствующие международные работы по геологии и геофизике. Тесное международное сотрудничество играет важную роль, когда нужно расшифровать прошлое. Даже в лучшем случае имеющиеся данные разбросаны и фрагментарны. Например, в США имеется лишь ограниченное число обнажений раннедокембрийских пород, зато хорошие обнажения можно наблюдать в Гренландии, Зимбабве и Бразилии. Аналогичным образом, хотя в Калифорнии и происходят землетрясения, лучше изучать их в Японии, где частота повторяемости землетрясений на порядок выше, чем в Калифорнии.

Большинство работ, описанных в этой книге, было стимулировано Международным геодинамическим проектом, который завершился в июле 1980 г. Была разработана новая межсоюзная программа «Литосфера», направленная главным образом на изучение континентов и их подводных окраин. Выполнение этой программы позволит нам лучше узнать события прошлого Земли, лучше понять землетрясения и связанные с ними другие стихийные бедствия, а также создать более твердую основу для поисков и разведки рудных и нефтяных месторождений.

ГЕОДИНАМИКА — ЧЕГО МЫ ДОСТИГЛИ И ЧТО НАС ОЖИДАЕТ?

Чарльз Л. Дрейк и Джон Ч. Максвелл*)

Появление и развитие гипотезы тектоники плит в течение двух последних десятилетий привели к современному ренессансу в науках о Земле. Модель тектоники плит, продукт активного геолого-геофизического исследования океанов, стала предметом пристального внимания геологов, геохимиков и геофизиков, которые попытались использовать ее для решения проблем происхождения и роста континентов, формирования океанической и континентальной коры, природы литосферы, астеносферы и нижележащей мантии применительно к их эволюции и движущему механизму (или механизмам) тектоники плит. Изучение других планет земной группы и их лун оказалось полезным для понимания модели Земли. Разнообразие геологических структур как на материках, так и на океанах вызывает необходимость в исследованиях международного характера, таких, как недавно завершённый Международный геодинамический проект и его преемник — Международная программа «Литосфера». И в том и в другом основное внимание направлено на изучение динамики литосферы.

Дж. У. Грегори в предисловии к своей большой работе о рифтовых долинах Восточной Африки отмечал, что «на начальной стадии исследований геологи должны выбирать: или как можно быстрее использовать несовершенные данные, или же оставлять в стерильной чистоте нескоррелированные и необъясненные факты» [1]. Геологов редко привлекала стерильность; наоборот, они были склонны выжимать из данных все до предела и даже сверх предела, строя гипотезы о природе, происхождении и развитии Земли и наблюдаемых поверхностных структур. На ранних этапах развития геологической мысли фактическая основа была очень слабой, число степеней свободы в рассуждениях было велико, а интеллектуальные баталии — ожесточенными.

Первые попытки объединить геологию и историю Земли сильно сдерживались почти полным отсутствием информации о природе океанического дна. В начале столетия Зюсс [2] и Ог [3] в своих прекрасных обобщающих работах предполагали, что океаны представляют собой погружившиеся в воду континенты, отличающиеся от нынешних континентов главным образом гипсометрическим уровнем. Альфред Вегенер [4], получивший наибольшую известность как создатель теории дрейфа континентов, высказал сомнение по этому поводу, поскольку результаты даже тех, очень грубых измерений силы тяжести на море, которые имелись в его время, не

*) Ч. Дрейк — профессор наук о Земле в Дартмутском колледже, Хановер, шт. Нью-Гэмпшир, 03755, США; Дж. Максвелл — профессор геологии в Университете шт. Техас, Остин 78712, США.

подтверждали этой точки зрения [4]. Полученные данные скорее позволяли предположить, что океаническая кора качественно отличается от континентальной коры. Вопрос оставался открытым на протяжении еще 40 лет [5], пока наконец геофизическими наблюдениями на море не было окончательно доказано, что океаническая кора действительно очень сильно отличается от континентальной. Понадобилось еще 20 лет, чтобы понять, почему это так.

Внутреннее строение Земли также оставалось загадкой вплоть до первой половины XX столетия. Разделение на кору и мантию выявил А. Мохоровичич [6] в 1909 г.; было принято, что носящий его имя скачок сейсмической скорости на границе между корой и мантией является глобальным и имеет фундаментальное значение (см., например, [7]). Наличие у Земли жидкого ядра было установлено в результате сейсмологических исследований Вихерта [8], Олдгема [9] и Гутенберга [10], а существование твердого внутреннего ядра было установлено Леманн в 1936 г. [11]. Глубокофокусные землетрясения были впервые отмечены Тернером в 1922 г. [12], а Вадати в 1935 г. показал, что в районе Японии их очаги приурочены к плоскости, наклоненной от Японского глубоководного желоба под Азиатский континент в Китае [13]. На основе геодезических наблюдений было выдвинуто представление о внешней твердой литосфере, покрывающей более пластичную астеносферу [14]. Изучая амплитуды объемных волн землетрясений, Гутенберг пришел к выводу, что под литосферой находится слой с пониженной скоростью сейсмических волн и, следовательно, с пониженной жесткостью [15], но данные были не вполне однозначными, и принятие этой концепции произошло позже — на основе анализа дисперсии поверхностных волн землетрясений.

Разработка геохимических методов и техники высоких давлений, позволивших определить свойства вещества и выявить процессы, характерные для недр Земли, также относится к недавнему времени, причем большинство достижений в этой области получено после второй мировой войны. Возникновение радиологического метода определения возраста пород восходит к началу столетия, но многие применяемые сейчас методы появились значительно позже. Эти методы положили начало новой и недостаточно четко очерченной научной дисциплине — палеогеофизике. Геофизика имеет дело с современными характеристиками пород и процессами, активными в настоящее время. Геохимия обеспечивает данные о прошлых процессах и позволяет судить о ранее существовавших свойствах; тем самым она служит важным связующим звеном между геологией и геофизикой, если представители этих различных научных областей способны общаться друг с другом. Это общение не всегда проходит легко, поскольку каждое сообщество имеет свой собственный язык и каждый исследователь ищет одобрения у специалистов своего круга.

МЕЖДУНАРОДНЫЕ ПРОГРАММЫ В НАУКАХ О ЗЕМЛЕ

Прогресс в области наук о Земле зависит не только от отдельных открытий, но и от обобщения информации, поступающей из различных дисциплин и разнообразных районов, в гармоничную общую модель. Одним из главных назначений крупных национальных или международных программ является объединение специалистов различных научных направлений, занимающихся раскрытием тайн Земли, и стимулирование общения между ними.

Международный геофизический год (МГГ) 1957—1958 гг. послужил моделью для таких программ. До него проводились Международные полярные годы 1882—1883 и 1932—1933 гг., но МГГ отличался от них тем, что включал обширные программы исследований океана и твердой Земли. В период МГГ была развернута первая всемирная сеть сейсмографов, а океанологические суда бороздили многие районы океана, которые до этого никогда не посещались с научными целями. Столь же важными для развития наук о Земле оказались механизмы международных и междисциплинарных научных связей и обмена данными, разработанные в период МГГ и существующие по сей день.

Успех МГГ в стимулировании международного сотрудничества в науках о Земле способствовал появлению программы, выдвинутой в 1960 г. Международным геодезическим и геофизическим союзом (МГГС). Эта программа, получившая название Проекта верхней мантии (ПВМ), была посвящена изучению верхних 1000 км нашей планеты, т. е. той ее части, в которой сосредоточена наблюдаемая тектоническая активность.

В период выполнения ПВМ была создана модель тектоники плит — модель, которая включает движение континентов во времени и пространстве, предсказанное Вегенером на столетие раньше. Это модель явилась откровением для одних, но не была благосклонно принята другими. С философской точки зрения для некоторых было трудно принять идею о том, что наблюдаемые на континентах деформации незначительны по масштабам в сравнении с процессом образования целых океанов, что Земля является гораздо более активным телом, чем считалось ранее, и что Вегенер все-таки, вероятно, был прав. Возражения вызывались и тем, что в модели Вегенера отсутствовал адекватный механизм, который позволил бы объяснить движения континентов. Как это ни парадоксально, но принятие новой модели было основано вовсе не на открытии движущего механизма, детали которого все еще ускользают от нас, а на получении данных о формировании новой коры в океанических хребтах и лучших и убедительных свидетельствах существования крупномасштабных горизонтальных движений. Модель тектоники плит революционизировала геологическое мышление и, значительно усилила взаимные связи в науках о Земле, потому что данные почти любого характера из почти любого района можно

вписывать в нее или использовать для ее проверки. Создание такой изящной, плодотворной и всеобъемлющей теории явилось волнующим событием для специалистов в области наук о Земле.

Когда Проект верхней мантии близился к завершению, ведущие ученые в области геологических наук уже понимали, что необходимо продолжить международное сотрудничество. Французский геофизик проф. Жан Кулон, в ту пору президент МГГС, быстро оценил значение новой модели и поддержал создание новой программы для ее дальнейшей разработки. Эта программа под названием Международного геодинамического проекта (МГП), поддержанная и МГГС, и Международным союзом геологических наук (МСГН), выполнялась в рамках межсоюзной комиссии при содействии Международного совета научных союзов (МСНС). Более 50 стран участвовало в осуществлении МГП; совещания и симпозиумы проводились во многих странах, в том числе в Непале, Иране, Бразилии, Перу, Новой Каледонии, Чехословакии, Канаде, Японии и США. Быть может, наиболее важным аспектом этой программы было то обстоятельство, что она смогла объединить ученых из многих стран и различных областей знания с целью обмена идеями и данными. Но она стала, кроме того, центром планирования и формальной основой для поддержки исследовательской деятельности и оказалась полезной для тех, на кого была возложена ответственность за распределение общественных научных фондов.

Международный геодинамический проект был завершен к XXVI Международному геологическому конгрессу, состоявшемуся в Париже летом 1980 г. Результаты научных исследований опубликованы в трудах симпозиумов, проведенных во время его выполнения, и многотомном окончательном труде, издаваемом в настоящее время Американским геофизическим союзом в сотрудничестве с Геологическим обществом Америки. Отдельные тома готовят рабочие группы Межсоюзной комиссии по геодинамике. В них отражены успехи, достигнутые в исследованиях динамики Земли и ее региональных проявлений в период осуществления проекта.

УСПЕХИ И ПРОБЛЕМЫ

Океаны

Иногда говорят, что об океаническом дне мы знаем больше, чем о континентах. Однако это мнение до некоторой степени ошибочно, поскольку здесь речь идет о разных объемах знаний и о различной истории. Океаническое дно молодо в геологическом отношении и испытало воздействие лишь одного тектонического процесса. Поэтому в отличие от гораздо более древних континентов тектоническая история океанов относительно проста и довольно легко поддается геотермическому моделированию. Отсюда можно было бы заключить, что мы уже решили основные проблемы происхождения и геологической истории океанов и

должны сосредоточить все свое внимание на континентах. Талвани и Лангсет (следующая статья в этой книге) считают иначе, отмечая, что благодаря геофизическим измерениям, опробованию грунтовыми трубками, драгированию, глубоководному бурению и подводному фотографированию мы располагаем лишь предварительным (в общих чертах) знанием геологического строения океанического дна. Ни в одном месте океана мы не знаем деталей геологического строения так, как мы знаем их во многих районах континентов. Наше представление о простоте геологического строения океанического дна может отражать широкомасштабную согласованность имеющихся геофизических данных, а не свойственную системе простоту.

Мы знаем, что современные подводные континентальные окраины содержат крупные запасы нефти и газа и хранят в себе ключи к разгадке процессов формирования континентов. Большинство горных систем начали свое существование как континентальные окраины. Нам стало известно, что современные континентальные окраины представляют собой фундаментальные, но недостаточно изученные границы раздела земной коры и что древние окраины, ныне представленные швами в горных системах внутри континентов, содержат то, что осталось от древнего океанического бассейна, исчезнувшего при смыкании сблизившихся континентальных фрагментов. Континентальные окраины — трудные для исследования районы, так как здесь одновременно изменяются многие свойства пород. Мы еще не проводили экспериментов и даже не разработали методы, необходимые для раскрытия всех тайн континентальных окраин.

Недавно мы получили новые средства для исследований — многолучевую эхолотную систему (см. рисунок на обложке), донные сейсмографы, глубоко буксируемые приборы, обитаемые подводные аппараты, многоканальную сейсмическую аппаратуру для исследований методом отраженных волн и др., — с помощью которых можно детально исследовать свойства океанических хребтов и рифтов, а также процессы их формирования. Баллард и др. (с. 55) рассматривают важнейшие вопросы, касающиеся тектоники и происхождения океанических хребтов, и результаты новейших исследований, основанных на использовании указанных средств. Особого упоминания заслуживает открытие активной глубинной гидротермальной циркуляции морской воды через горячие новообразованные породы земной коры. Гидротермальная циркуляция сопровождается значительным изменением этих пород и формированием в отдельных местах залежей сульфидных руд. Эти залежи имеют много общего с ныне разрабатываемыми на суше рудными месторождениями.

Мы уже довольно хорошо понимаем тектонические особенности дна первого порядка, но лишь начинаем исследовать его геологическое строение по существу, включая распределение пород на поверхности океанического дна и изменения типа пород на глубине, детали тектонических процессов, воздействующих на океанические породы, геохимические процессы взаимодействия морской воды и пород, в результате которых образуются рудные залежи.

КОНТИНЕНТЫ

На континентах ситуация противоположная. После двух столетий геологического картирования мы получили по крайней мере первое представление о геологическом строении большей части поверхности суши. Сотни тысяч скважин, пробуренных в поисках энергетических ресурсов, позволили нам составить картину осадочного покрова во многих бассейнах, а также бросить взгляд на подстилающий их кристаллический фундамент. Мы определили строение верхней части земной коры и с переменным успехом попытались экстраполировать его на глубину. Сведения о глубинном строении коры очень скудны и основаны главным образом на крупномасштабных геофизических измерениях. Континентальная кора содержит хронологическую запись, приблизительно в 20 раз более длительную, чем океаническая. Большинство континентальных пород подвергалось воздействию множества тектонических процессов, и результаты геофизических измерений земной коры, выполненных в разных районах, здесь не столь единообразны, как в океанах. Из-за продолжительной истории континентов их породы имеют сложное строение: простые термические эффекты уже не являются определяющими, и мы еще не понимаем даже тектонику первого порядка.

Консорциум по профилированию методом отраженных волн (МОВ) на континенте (COCORP) уже привел к получению важных и неожиданных результатов. Особенно интересны указания на то, что кристаллические породы в апалачских областях Пидмонт и Блуджидж надвинуты далеко на запад на горизонтально залегающие осадочные породы предположительно позднекембрийского и раннепалеозойского возраста [16]. Имеющиеся данные позволяют предположить, что образование надвигов связано с многократными раскрытиями и закрытиями прото-Атлантического океана, сопровождавшимися одним или, возможно, двумя столкновениями континентов. Глубинные сейсмические исследования МОВ разлома, ограничивающего южную часть хребта Уинд-Ривер в Скалистых горах (шт. Вайоминг), показывают, что разлом представляет собой крупный надвиг, уходящий вниз под углом около 40° до глубины не менее 24 км. В противоположность ранее бытовавшим представлениям, такой огромный пологий надвиг указывает на то, что во время его возникновения существовали очень сильные сжимающие напряжения. Исследования продолжаются, и если они покажут, что другие поднятия кристаллического фундамента также ограничены подобными разломами (что ныне представляется вероятным, если основываться на результатах работ по программе COCORP в горах Ларамии), то мы столкнемся с дилеммой [17]. Существует широко распространенное мнение, что для образования больших надвигов внутри континентальной коры, например надвигов, характерных для Гималайских гор, нужно, чтобы произошло столкновение континентальных масс. Однако для западной части Северной Америки пока не имеется данных о таком столкновении во время поднятия крупных



Рис. 1. Мантия под континентами обычно погребена под многокилометровой континентальной корой. Как показывают геологические и геофизические данные, в зоне Ивреа (Северная Италия) ультраосновные породы взброшены и выходят на поверхность. Их можно наблюдать в горах вблизи города Финеро.

блоков фундамента Скалистых гор и одновременного погружения смежных бассейнов.

Еще один факт, представляющий большой интерес,— это оконтуривание вероятных магматических камер внутри рифта Рио-Гранде в шт. Нью-Мексико [18]. Из него следует, что этот рифт все еще является активным и можно ожидать дальнейшего проявления вулканизма, время которого, однако, неизвестно. Очевидно, что существование относительно неглубоких магматических камер имеет определенное значение и для разработки геотермальных энергетических ресурсов.

Особенно загадочной проблемой является природа нижней границы континентальной коры — раздела Мохоровичича (рис. 1). На этой границе, как указывают сейсмические исследования методом преломленных волн (МПВ) и изучение землетрясений, происходит резкое увеличение скорости сейсмических волн до значений, характерных для мантии. Однако глубинные исследования МОВ, как правило, не обнаруживают никаких особенностей на предполагаемой глубине этой границы. Там, где отражения получены, они указывают на присутствие характерных зон мощностью в несколько километров, состоящих из параллельных или субпараллельных отражающих поверхностей [18]. Аналогичное затруднение встретилось при бурении сверхглубокой скважины на Кольском полуострове

в СССР, которая проникла до границы Конрада внутри коры, но не принесла никаких геологических доказательств ее присутствия^{*)}.

Хотя сейсмические данные позволяют получить представление об общем характере глубинного строения земной коры и накладывают ограничения на ее возможный литологический состав, реальная идентификация пород и установление взаимоотношений между их группами в конечном счете зависят от прямых наблюдений. Глубокие шахты и особенно глубокие разведочные скважины дают возможность местами заглянуть в верхнюю часть континентальной коры на глубину приблизительно до 10 км. К сожалению, чаще всего данные, которые в принципе можно получить из таких скважин, либо вообще не были получены, либо они труднодоступны для ученых. Для получения хотя бы части из огромного объема полезной информации, которую в принципе можно извлечь из материалов скважин, пробуренных для других целей, была учреждена Программа континентального бурения с научными целями [19]. Основная задача этой программы — информировать научный мир о возможности получения образцов и проведения различных геофизических наблюдений, например определения региональных напряжений в доступных буровых скважинах. Огромное количество важнейших данных можно было бы получить при относительно небольших дополнительных затратах при бурении, которое будет предпринято не с научными целями. Можно надеяться, что разведочное бурение, предпринимаемое нефтяными и горнодобывающими компаниями и различными агентствами федерального правительства США и правительств штатов, в ближайшие десятилетия существенно улучшит наши знания о континентальной коре.

Границы плит в прошлом и настоящем

Границы современных тектонических плит определяются по их сейсмичности и — в случае сходящихся плит — по глубокофокусным землетрясениям и субдукции. Мурс (с. 84) отмечает, что, обращаясь к прошлому, мы очень быстро утрачиваем сейсмический ориентир, из-за чего выделение границ более древних плит все более затрудняется. В настоящее время считают, что вся современная океаническая кора образовалась за последние 200 млн. лет. Поэтому для того, чтобы определить положение прежних границ плит, мы должны полагаться лишь на геологическую летопись континентальных пород. В ряде случаев заметный успех в определении этих границ был достигнут по данным палеомагнитных исследований. Такие исследования недавно продемонстрировали, что наша первоначальная концепция ограниченного числа очень крупных плит, перемещающихся относительно друг друга, сама по себе ограничена. Были найдены небольшие обломки конти-

^{*)} Как известно, за границу Конрада геофизиками был принят пробуренный тектонический контакт между зеленокаменными породами сверху и гранитоидными снизу. — *Прим. ред.*



Рис. 2. Река Красная вблизи Юаньцзяня (провинция Юньнань, Китай) течет вдоль четкой границы в коре между недеформированными позднекембрийскими породами на севере (слева) и деформированными и метаморфизованными мезозойскими породами на юге. Геологические границы такого рода можно использовать для идентификации древних границ плит.

нентальной коры и сильно утолщенной океанической коры, которые в недавнем прошлом были присоединены к континентальным частям плит (см. статью Бен-Аврахама и др., с. 101). В результате движений плит изменяются географическая широта, тектоническая обстановка и климат, что играет важную роль для образования промышленных месторождений полезных ископаемых.

В других случаях древние границы плит, находящиеся сейчас внутри континентов, можно обнаружить в виде четко выраженных геологических границ раздела или зон деформаций, которые первоначально находились на окраинах плит (рис. 2). Изучая деформации, связанные с активными и комплексы горных пород, образовавшиеся за последние 700 млн. лет, имеют сильное сходство между собой. Особенно важную роль играют офиолиты — остатки древней коры глубоких океанов, в настоящее время включенные в шовные зоны на континентах и поднятые выше уровня моря. Когда мы рассматриваем более древние комплексы, то в одних случаях встречаем породы, аналогичные офиолитам, а в других — иные породы, относящиеся ко времени приблизительно до 2500 млн. лет назад.

Еще более древние породы обнаруживают значительные отличия от пород современных границ плит и позволяют предположить, что тектонические процессы тогда были существенно иными. Мы располагаем некоторыми критериями для распознавания древних границ плит, но нам недостает данных, необходимых для исчерпывающего определения природы древних плит или характера изменений процессов в коре со временем. Ввиду скудости информации не удивительно, что были предложены противоречащие друг другу модели.

РАЗВИТИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВО ВРЕМЕНИ

Естественно заключить, что тектонические процессы на ранних этапах развития Земли должны были отличаться от современных, поскольку как источники тепла, так и их мощность изменились со временем. Гудвин (с. 122) предполагает, что докембрийская континентальная кора, отражающая 85% истории Земли, содержит запись однонаправленной эволюции процессов. Некоторые породы, например коматииты, имеют гораздо более высокую температуру плавления, чем лавы, обычно изливающиеся в настоящее время. Они относительно часто встречаются среди раннедокембрийских пород, но редко среди современных. Эти и другие наблюдения свидетельствуют о существовании в раннем докембрии более горячей и тонкой литосферы. Различного рода данные указывают на то, что восстановительная атмосфера, существовавшая на раннем этапе развития Земли, начала обогащаться значительным количеством кислорода в протерозое, после появления мелководных континентальных шельфов и вызванного этим взрывного роста водорослей. Окисление обогащенных железом океанических вод привело к образованию крупных месторождений железистых кварцитов. Многие ассоциации пород, например офиолиты или голубые сланцы, которые приурочены к современным конвергентным границам плит, в раннедокембрийских комплексах отсутствуют. Гудвин полагает, что современная тектоническая картина плит могла возникнуть после крупного геотермического события, в результате которого образовались необычные тела анортозита (породы этого типа слагают раннюю кору Луны и, возможно, других планет). Предстоит ответить на многие вопросы, касающиеся образования литосферы и континентальной коры в условиях раннего этапа существования Земли. Сохраняются заметные различия во мнениях относительно хронологии эволюции этой коры, а также характера эволюционных процессов.

Летопись континентальных пород протягивается в прошлое приблизительно на 3,8 млрд. лет, хотя радиологическое датирование самых древних пород Луны и метеоритов указывает на возраст Земли, близкий к 4,6 млрд. лет. До сих пор, несмотря на неоднократные поиски, мы не обнаружили следов этих первых 800 млн. лет в истории Земли. Если учесть, что фанерозой — отрезок времени, когда в осадках сохранились скелетные ископаемые остатки, — охватывает лишь последние 600 млн. лет истории Земли, то масштаб этой недостающей летописи становится очевидным.

Изотопные исследования эволюции отношения самария к неодиму показывают, что мы не сможем найти эту недостающую запись, поскольку динамические процессы внутри Земли действовали в направлении ее уничтожения [20]. Однако, быть может, мы получим какие-нибудь важные факты, изучая соседние планеты, которые претерпели меньшие, чем Земля, динамические изменения.

Программы космических исследований и полеты космонавтов принесли нам множество сведений о характере пород и тектоническом режиме планет земной группы и Луны. Стало очевидно, что эти тела подвергались сильной бомбардировке внешними объектами, особенно в период от 4,2 до 3,9 млрд. лет назад. Мало вероятно, что Земля могла избежать этой бомбардировки, хотя ее следы отсутствуют, будучи замаскированы или уничтожены последующей тектонической деятельностью, выветриванием и эрозией. Хед и Соломон (с. 140) отмечают, что тектоническая история планет земной группы довольно различная. В то время как литосфера Земли расколота на отдельные плиты и характеризуется повторным поступлением вещества во внутреннюю часть Земли, литосферы Луны, Марса и Меркурия представляют собой непрерывные сферические оболочки. Еще не ясно, какой тектонический стиль преобладал на Венере. Отсутствие повторного поступления вещества в недра и наличие следов ранней бомбардировки позволяют предположить, что ранняя летопись истории планет могла сохраниться на этих небесных телах. Это предположение подтверждается возрастом лунных пород, доставленных на Землю экипажами космических кораблей «Аполлон». Таким образом, эти тела представляют собой природные лаборатории, где открывается привлекательная возможность для изучения ранней эволюции планетных тел и определения, по аналогии, характера самого раннего периода земной истории, составляющего одну шестую ее часть. Точно так же знание свойств вещества в недрах Земли позволит нам лучше понять природу других планет земной группы.

Тектонический стиль планеты тесно связан с ее внутренней тепловой историей. Как отмечает О. Андерсон (с. 179), в 1970 г. считали, что для определения теплового режима Земли важно рассчитать изменение температуры с глубиной. После всеобщего признания конвекции в мантии этого взгляда уже больше не придерживаются, поскольку граничные условия можно связывать с движением плит, а не с начальными условиями во время образования Земли. Ввиду того что вязкость сильно изменяется с температурой, конвекция представляет собой саморегулирующийся процесс, а температура является производным, а не определяющим фактором. Если конвекция в литосфере отсутствует и генерация радиогенного тепла на Земле и других планетах приблизительно одинакова, то можно ожидать, что критическая вязкость, или подошва литосферы, в планете малых размеров будет находиться на большей глубине, чем в большой планете, и их тектонический режим будет совершенно различным. Следовательно, Марс, Меркурий и Луна, будучи меньше Земли, должны иметь более мощную литосферу и меньшую степень плавления и терми-

ческие условия, необходимые для раскола литосферы и образования тектонических плит, на них, по-видимому, не достигнуты.

В одном из определений литосфера описывается как тонкий тепловой погранслои над конвективной ячейкой в мантии Земли. На вопрос о том, охватывали ли конвективные ячейки всю мантию, некоторые исследователи отвечают положительно [21], но Д. Андерсон (с. 197), основываясь на сейсмологических данных и распространенности элементов, утверждает, что мантия стратифицирована по химическому составу и что конвекции, охватывающей всю мантию, не существует, хотя на ранней стадии истории Земли такая конвекция, вероятно, привела к наблюдаемой ныне расслоенности. Соображения Андерсона противоречат господствующим в настоящее время взглядам во многих отношениях. Он приходит к выводам, что нижняя часть океанической литосферы сложена эклогитом, а не пиролитом и содержит больше количество граната, чем обычно считают; что слой пониженной скорости в мантии обогащен [литофильными редкими элементами.— *Ред.*], а не истощен; что так называемый первичный резервуар, который поставляет магму в различных тектонических обстановках, в действительности является обогащенным; что область формирования базальтов срединно-океанических хребтов является эклогитовой, а не перидотитовой и что в процессе субдукции океаническая литосфера погружается на глубину не более 670 км. Эти выводы, основанные на геофизических и палеогеографических данных, по-видимому, станут предметом полезных дискуссий о внутреннем строении Земли в будущих публикациях и на предстоящих совещаниях.

НАПРЯЖЕНИЯ И ДЕФОРМАЦИИ

Приступая к рассмотрению тектоники в глобальном масштабе, мы обнаруживаем несовершенство своих измерений и измерительных систем. По магнитным аномалиям в океане можно получить общую картину движений плит за последние 200 млн. лет. В отношении более раннего времени мы опираемся на палеомагнитные данные или палеоклиматические индикаторы. Эта информация рассказывает нам о том, что происходило, но не о том, как это происходило. Мы принимаем идею, что движения имели место, но располагаем лишь несколькими прямыми измерениями таких движений. Флинн (с. 218) отмечает, что плохое временное разрешение не позволяет определить, является ли движение плит непрерывным или прерывистым. Мы приписываем плитам жесткость, не зная, как они деформируются и деформируются ли вообще. У нас есть общее представление об имевших место крупномасштабных горизонтальных перемещениях, но нам недостает данных о скорости, направлении и степени непрерывности как горизонтальных, так и вертикальных движений, происходящих в настоящее время (рис. 3).

Техника космических измерений за последнее десятилетие развилась до такого состояния, когда она с успехом может быть применена для решения геодинамических проблем (см. ст. Флинна). Для разработки

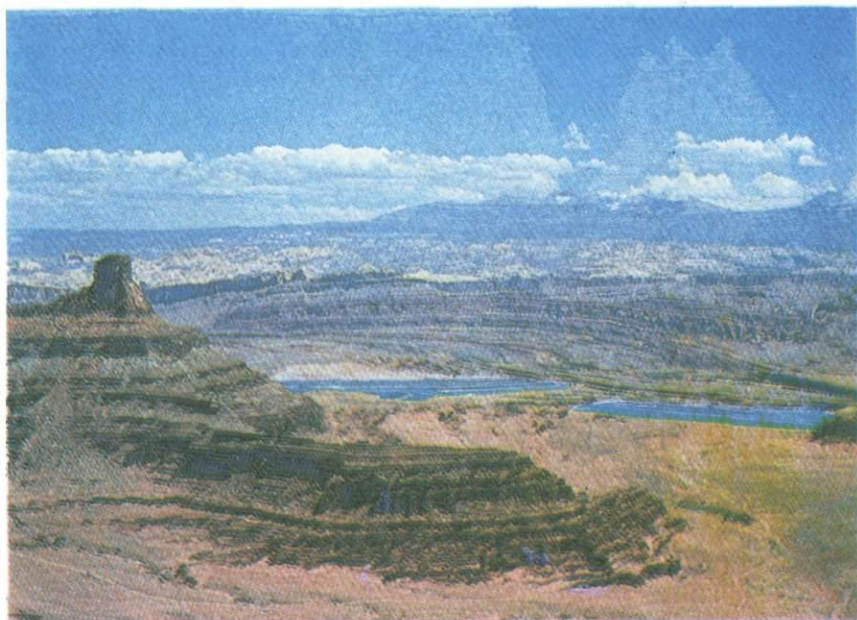


Рис. 3. Вершина Дед-Хорс (шт. Юта, США). Крупномасштабные вертикальные движения четко проявляются в западной части США, где обширное поднятие привело к образованию одного из самых впечатляющих ландшафтов. Другие движения, часто колебательного характера, со скоростями, иногда достигающими нескольких сантиметров в год, менее очевидны. Связь этих вертикальных движений с простой моделью тектоники плит не ясна.

методов таких измерений нужны значительные материальные затраты, но стоимость их использования умеренная. В принципе с их помощью можно найти распределение и скорость деформации на границах плит или вблизи них, или между континентами, или между различными частями континентов.

Деформации определяются напряжениями. Из-за того что в настоящее время землетрясения и вулканические извержения сосредоточены главным образом вдоль границ плит, мы подчас забываем, что сильнейшие землетрясения и крупные извержения иногда происходят и внутри плит. Такие события редки, что затрудняет их анализ. Один из путей решения этой проблемы заключается в определении поля напряжений внутри плиты. М. Зобак и М. Зобак (с. 236) проанализировали имеющиеся данные по США. Согласно этим данным, страна может быть разделена на провинции, внутри которых главные напряжения довольно хорошо согласуются между собой. Кроме того, новые геофизические данные указывают на существования погребенных структур, с которыми могут быть связаны напряжения и внутриплитовые землетрясения. Наблюдаемые переменные поля напряжений могут быть обусловлены рядом возможных источников,

по всей вероятности связанных с тектоникой плит, но с такой же вероятностью — не с ее существующей простой моделью. Результаты измерения напряжений и деформаций ставят вопрос о степени жесткости литосферных плит и о величине и характере внутриплитовых деформаций.

ГЕОДИНАМИКА И ОКРУЖАЮЩАЯ СРЕДА

Мы настолько привыкли к Земле, на которой живем, что обычно мало задумываемся о тех особых условиях, которые сформировали эту планету. Земля оказалась расположена относительно Солнца так, что на ее поверхности может существовать вода в жидкой, твердой и газообразной формах, а ее размеры и масса таковы, что большая часть летучих веществ удерживается на ней. Насколько нам известно, это единственная планета Солнечной системы, пригодная для жизни. Обладая большими запасами энергии, она, по-видимому, отличается в этом отношении от подобных ей тел в Солнечной системе, за исключением, пожалуй, Ио — спутника Юпитера. За это мы платим ущербом, который нам наносят землетрясения, вулканы, цунами и ураганы, но извлекаем и выгоду из минеральных ресурсов, сформировавшихся за миллиарды лет существования Земли и продолжающих формироваться в настоящее время. Поэтому исследования Земли в ее динамике продолжают быть исключительно важными для человечества. Геодинамические данные и исследования имеют прямое отношение к трем крупным проблемам:

1) предсказание и смягчение последствий стихийных бедствий, в особенности тех, которые связаны с землетрясениями и извержениями вулканов;

2) изучение и контроль определенных элементов внешней среды, главным образом тех, которые связаны с геохимией вредных химических веществ и других естественных и искусственных загрязнителей;

3) поиски и использование природных ресурсов.

Недавнее извержение вулкана Сент-Хеленс на западе США хотя и не оказалось неожиданным для тех, кто хорошо знаком с этой горой, но явилось большим ударом для живущих поблизости людей. Гора Сент-Хеленс — лишь один из цепи вулканических конусов, в которой одни считаются «мертвыми», а другие время от времени подают признаки жизни в виде горячих источников и гейзеров, но в целом — это мирные элементы красивого ландшафта (рис. 4). Другие вулканические сооружения и очень молодые лавовые потоки встречаются в виде рассеянных проявлений на большей части широкого пояса Кордильер на западе Северной Америки. Самое последнее проявление активности восточнее Каскадных гор предшествовало приходу сюда белого человека, но лишь немногие сведения записаны в индийских легендах. Тем не менее, как свидетельствует обнаружение вероятных магматических тел под рифтом Рио-Гранде [18], в районе Йеллоустонского национального парка [22] и в других местах, есть основания полагать, что некоторые вулканы могут пробудиться вновь. Внезапное появление и рост нового вулкана Парикутин



Рис. 4. Новый вулканический остров в цепи Новых Гебрид. Некоторые вулканы, приуроченные к молодым горным системам или островным районам, как гора Сент-Хеленс, извергаются в субаэральных условиях, а другие вулканы могут извергаться под водой.

в Мексике в 1943 г. вполне могут повториться в Каскадных горах либо, скажем, в Аризоне, Нью-Мексико, Колорадо или Калифорнии, где имеют очень молодые пепловые конусы.

Очень многое мы узнали в результате исследований активных вулканов в Исландии, Италии, на Гавайских островах, Аляске и совсем недавно горы Сент-Хеленс. В последнем случае были зарегистрированы специфические гармонические колебания Земли, которые предшествовали многим отдельным извержениям и исчезали с их прекращением. Эти и другие накапливающиеся ныне данные, возможно, позволят моделировать подземные движения магмы, что может оказаться полезным для более точного предсказания будущих извержений.

Аналогичным образом время и место разрушительных землетрясений редко удается предвидеть с удовлетворительной точностью, хотя можно с уверенностью сказать, что они снова произойдут на некоторых крупных разломах, таких, как Сан-Андреас и связанные с ним трещины. В настоящее время много усилий затрачивается на изучение явлений, которые могут сигнализировать о ведущей к землетрясениям активности на разломах. Хотя в Китае и других местах были достигнуты определенные успехи в прогнозировании землетрясений, обеспечение высокой точности прогноза в реальном масштабе времени все еще является делом отдален-

ного будущего. Продолжаются исследования характера напряжений и деформаций в земной коре (см. ст. М. Зобака и М. Зобак) и их локальных вариаций как в пространстве, так и во времени. В конечном счете это позволит более надежно выделять районы, где следует ожидать крупных землетрясений. Нужное для этого прямое измерение движения плит как по горизонтали, так и по вертикали (см. ст. Флинна) сейчас становится технически осуществимым и обещает стать реальностью в 80-х годах. До этого можно будет узнать гораздо больше о локальном распределении напряжений на территории страны путем проведения измерений в скважинах, пробуренных для других целей, что предусматривается, например, Программой континентального бурения с научными целями в США [19].

В течение большей части своей истории люди, подобно другим живым существам, постоянно боролись, чтобы защитить себя от внешней среды. Однако за последние три тысячелетия в связи с увеличением численности населения и появлением земледельческих, животноводческих и производственных сообществ окружающая среда часто оказывалась пострадавшей стороной в этой борьбе. Файф (с. 259) рассматривает проблему в перспективе, указывая, что если скорость производства отходов на душу населения в Северной Америке (приблизительно 1 т/год) распространить на весь земной шар, то она даже превысит скорость выработки вулканического материала над зонами субдукции — процесса, в результате которого образовалось почти все горное обрамление Тихого океана. И отнюдь не неожиданно, что скорость, с которой мы используем ресурсы Земли, заметно превышает скорость их восстановления.

Наши возможности к выяснению распределения элементов и соединений в Земле сильно возросли. Мы можем рассчитать количество ценных веществ в недрах Земли и отметить те типы процессов, которые приводят к накоплению этих веществ в виде залежей, экономически выгодных по размеру и содержанию полезных ископаемых. Однако мы лишь начинаем познавать глобальные геохимические, геофизические и геологические системы, связанные с формированием природных ресурсов и, что не менее важно, с определением мест безопасного хранения или захоронения отходов, которые накапливаются в угрожающих количествах.

ПЕРСПЕКТИВЫ 80-х ГОДОВ

Международная программа «Литосфера»

Мать-природа оставила фрагментарные следы своих геодинамических экспериментов, которые к тому же неравномерно распределены. В Зимбабве, Гренландии и Бразилии она предоставила геологам много возможностей для изучения ранней истории Земли, но здесь нет следов недавних деформаций, которые столь очевидны в Швейцарии, Японии или Непале. На море геологи и геофизики могут изучать молодую океаническую кору и литосферу, но более древние породы океанического дна сохранились лишь в шовных зонах на континентах. Чтобы определить физические ус-

ловия, необходимые для эмпирического вычисления состава земных недр, петрологам и геохимикам требуется информация, получаемая сейсмологами. При построении моделей исследователи могут предположить наличие одно- или двухъярусной конвекции, но для подтверждения они обращаются к результатам анализа изотопов геохимиками.

Хотя междисциплинарные и международные связи играют важную роль во всех областях науки, неравномерное распределение геологических структур и взаимозависимость между биологическими, физическими и химическими явлениями делают такие связи вдвойне важными в науках о Земле. Если мы хотим понять, как в действительности работает такой тепловой двигатель, как Земля, мы должны не только найти соединительные тяги и свечи зажигания, но и понять, как они работают в двигателе. Большая часть геологических данных состоит из продуктов, образовавшихся в результате прошлой работы этого двигателя. С другой стороны, геофизическая информация в значительной степени относится к настоящему времени и в принципе может рассказать нам о том, как сейчас работает двигатель. Геохимические данные служат связующим звеном между ними, увязывая современную работу с прошлой, и помогают нам понять изменения в режиме работы за последние 4 млрд. лет.

Специалисты в Международном геодезическом и геофизическом союзе и в Международном союзе геологических наук отчетливо сознают необходимость продолжения международного и междисциплинарного сотрудничества в изучении Земли, ее свойств и влияющих на них процессов. Они согласны в том, что в 80-х годах, опираясь на результаты МГГ, ПВМ и МГП, следует осуществить новое мероприятие, которое явится продолжением наиболее важных исследований и позволит лучше понять процессы, происходящие внутри твердой Земли. Этот новый проект — межсоюзная программа «Литосфера» (МПЛ) — в настоящее время одобрен Международным советом научных союзов [23]. Его главной задачей является изучение динамики литосферы, и еще большее внимание будет уделяться природе и происхождению континентов и континентальных краин и вопросам использования геодинамических данных и концепций в интересах человечества.

Литосфера — это жесткая внешняя оболочка Земли, которая покрывает более пластичную внутреннюю область. Теперь мы уже знаем, что различия между континентальными и океаническими регионами относятся не только к земной коре, а продолжают вглубь на сотни километров. Имеются данные о том, что эти различия связаны с возрастом вышележащей коры, причем самая мощная литосфера обнаруживается там, где кора наиболее древняя. Это обстоятельство трудно совместить с современной упрощенной моделью тектоники плит, так что необходимо усовершенствовать эту модель. Следовательно, интенсивное изучение тепловых режимов, а также химических и физических свойств вещества Земли ниже литосферы тоже входит в число задач Международной программы «Литосфера».

Существование относительно жесткой литосферы над более пластичным слоем было установлено много лет назад, но ее природа еще плохо изучена, и само ее определение неоднозначно. Ясно, что определение литосферы как жесткого тела не совпадает с определением, основанным на других обычно используемых физических характеристиках, таких, как скорости сейсмических волн или тепловая структура. Создатели новой научной программы рассматривали эту проблему определения понятия «литосфера» как оправдание необходимости тщательного научного изучения внешней оболочки Земли, играющей столь важную роль в глобальных геологических процессах. В результате осуществления этой программы желательно получить строгое определение термина «литосфера», приемлемое для различных научных дисциплин и использующее все данные о составе, тепловом состоянии, физических свойствах, внутренних процессах и мощности литосферы.

Геодинамический комитет США в 80-х годах

После четырехлетних работ по выяснению наиболее плодотворных направлений геодинамических исследований в следующем десятилетии Геодинамический комитет США выпустил доклад «Геодинамика в 80-х годах» [24]. По мнению членов комитета, геодинамические исследования в следующем десятилетии должны быть сконцентрированы на изучении динамики коры, в частности на происхождении и эволюции континентальной и океанической коры, природе и развитии зоны перехода от континента к океану, связи между динамикой глубоких недр Земли и динамикой земной коры, а также на разработке геодинамических принципов для понимания стихийных бедствий и систем природных ресурсов. Эти цели совместимы с задачами вновь образованной межсоюзной программы «Литосфера» [23], и можно ожидать, что Геодинамический комитет США примет в ней активное участие.

Именно понимание необходимости международного и междисциплинарного сотрудничества стимулировало выдвижение международных программ в области наук о Земле, например, таких, как только что заверченный Международный геодинамический проект и возникшая из его пепла, как птица феникс, международная программа «Литосфера». По мере того как нас все больше заботит способность Земли обеспечивать ее население природными ресурсами, защита населения от стихийных бедствий и создание для него приемлемой внешней среды, растет и потребность в международном сотрудничестве с целью достичь понимания свойств Земли и ее динамики. Было бы ошибочно думать, что после осуществления МПЛ мы узнаем все о динамике Земли и уже не нужны будут дальнейшие международные программы. Напротив, к концу выполнения МПЛ будут решены многие ныне поставленные задачи и наверняка выдвинуты новые, более сложные.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Gregory J. W.* The Rift Valleys of East Africa. Seeley, Service and Co., London, 1921.
2. *Suess E.* The Face of the Earth (Das Antlitz der Erde), Clarendon, Oxford, 1904—1924.
3. *Haug E.* Traite de Geologie. Librairie Armand Colin, Paris, 1908—1911.
4. *Wegener A.* Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. Vieweg, Braunschweig, 1929. [Имеется перевод: *А. Вегенер.* Происхождение материков и океанов. М.—Л.: ГИЗ, 1924.]
5. *Gutenberg B.* Geol. Soc. Am. Bull., **62**, 427, 1951.
6. *Mohorovicic A.* Jahrb. Meteorol. Obs. Zagreb, **9**, 1, 1909.
7. *Bullen K. E.* An Introduction to the Theory of Seismology. Cambridge Univ. Press, Cambridge, ed. 3, 1963. [Имеется перевод: *К. Е. Буллен.* Введение в георетическую сейсмологию. М.: Мир, 1966.]
8. *Wiechert E.* Nachr. Ges. Wiss. Göttingen Math.-Phys. Kl. 1897, p. 221.
9. *Oldham R. D.* J. Geol. Soc. (London), **62**, 456, 1906.
10. *Gutenberg B.* Nachr. Ges. Wiss. Göttingen Math.-Phys. Kl. 1914, p. 1; *ibid.*, p. 125.
11. *Lehmann I.* Bur. Centre Seismol. Int. A **14**, 3, 1936.
12. *Turner H. H.* Mon. Not. R. Astron. Soc. (Geophys. Suppl.), **1**, 1, 1922.
13. *Wadati K.* Geophys. Mag. Tokyo, **8**, 305, 1935.
14. *Barrell J. J.* Geol., **22**, 655, 1914.
15. *Gutenberg B.* Geol. Soc. Am. Bull., **65**, 337, 1954.
16. *Cook F. A., Brown L. D., Oliver J. E.* Sci. Am., **243** (No. 4), 156, 1980.
17. *Smithson S. B., Brewer J. A., Kaufman S., Oliver J. E., Hurick C. J.* Geophys. Res., **84**, (B11), 5955, 1979.
18. *Brown L. D., Chapin C. E., Sanford A. R., Kaufman S., Oliver J. E.* *Ibid.* **85** (B9), 4773, 1980.
19. Continental Scientific Drilling Program. Geophysics Research Board, National Academy of Sciences, Washington, D. C., 1979.
20. *De Paolo D. J.* Eos, **62**, No. 14, 138, 1981.
21. *Elsasser W. M., et al.* J. Geophys. Res., **84**, B1, 147, 1979.
22. *Smith R. B., Christiansen R. L.* Sci. Am., **242** (No. 2), 104, 1980.
23. Dynamics of the Lithosphere: the Framework for Earth Resources and Reduction of Hazards (Interunion Commission on the Lithosphere Report 1, International Lithosphere Program, c/o Geodynamics Program Office, Mail Code ERG-2, National Aeronautics and Space Administration, Washington, D. C.), 1981.
24. U. S. Geodynamics Committee, "Geodynamics in the 1980's". National Academy of Sciences, Washington, D. C., 1980.

ДИНАМИКА ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ

Маник Талвани и Маркус Лангсет)*

Изучению океанической коры давно уже уделяется большое внимание из-за экономического значения океана, а также потому, что многие фундаментальные проблемы геологической эволюции лучше всего решаются при исследовании океанов. Хотя моделирование и обобщение существующих данных по-прежнему остается важным делом, решающий прогресс в будущем произойдет благодаря применению новых технических средств, таких, как многоканальные буксируемые сейсмические кося, буксируемые на значительной глубине гидролокаторы бокового обзора, усовершенствованные термические зонды, глубоководное бурение и спутниковые высотомеры.

Многие современные исследования в области наук о Земле, направленные на решение столь различных проблем, как континентальный орогенез, палеоокеанография и металлогения, опираются на использование плитотектонической модели. Тектоника плит, выросшая в значительной степени на основе геофизических и геологических данных, полученных в Мировом океане, в настоящее время играет решающую роль в объяснении геологических явлений и процессов, определивших конфигурацию границ континентов.

Возросший интерес к геологии континентов привел к тому, что в геологическом мире начали считать геофизические и геологические исследования в океанах менее важными, чем на суше. Эта точка зрения обосновывается тем, что важнейшие проблемы геологического развития океанических бассейнов в отличие от континентов уже решены и исследования континентов лучше помогут удовлетворению потребностей общества в природных ресурсах.

Однако мы считаем, что морские геологические исследования сохраняют свою актуальность по следующим причинам:

1) Важные скопления полезных ископаемых находятся в глубоководном ложе океана и на подводных окраинах континентов.

2) Субдукция океанической литосферы играет большую роль в определении границ континентов, и главные зоны активного поддвига расположены в основном под водой. Процессы, которые происходят в зонах субдукции, еще недостаточно ясны, и относительная простота и меньшая стоимость проведения геофизических исследований на море позволяют надеяться на успешное раскрытие сущности этих процессов.

*) *М. Талвани* — профессор геологии; *М. Лангсет* — адъюнкт-профессор, Геологическая обсерватория Ламонт-Догерти, Палисейдс, Нью-Йорк 10964, и факультет геологии, Колумбийский университет, Нью-Йорк 10027, США.

3) Остаются нерешенными многие важные проблемы, касающиеся эволюции океанов, например роль гидротермальной циркуляции в формировании химического состава морской воды и изменении земной коры, происхождение и глубинное строение тыловых (задуговых) бассейнов и их связь с субдукцией.

4) Фундаментальная проблема движущих сил в тектонике плит лучше всего поддается исследованию в пределах океанических плит.

Направления ближайших исследований в морской геологии и геофизике были предметом обсуждения на нескольких рабочих совещаниях, проходивших под эгидой Объединения океанографических институтов. В резюме доклада, представленного Планирующим комитетом по динамике океанической коры, созданным этим объединением, Хассонг [1] пишет, что исключительно важное значение в исследованиях на море будет иметь новая техника. За последнее десятилетие новые технические средства, такие, как судно для глубоководного бурения «Гломар Челленджер», аппаратура многоканального сейсмического профилирования, глубоководные обитаемые аппараты и спутниковые высотомеры, позволили ученым получать образцы пород с больших глубин и проводить зондирование глубже и с большей разрешающей способностью и детальностью, чем можно было со стандартными техническими средствами морской геологии и геофизики, положившими начало современному этапу исследований в океанах. Эти стандартные средства в основном были разработаны в 50-х годах нашего столетия и по-прежнему находят применение при экспрессных съемках и рекогносцировочных работах. Однако для решения современных проблем необходимы более мощные и эффективные способы исследования.

Одновременно с разработкой новых методов и приборов в научном мире произошло изменение общей системы взглядов. Оно отчасти явилось результатом успешного применения предложенных тектоники плит простых кинематических моделей, которые изменили направление исследований в области наук о Земле, переориентировав их от разведки и полевых работ к обобщениям и синтезу существующих данных и построению обоснованных моделей Земли. Одним из следствий такой переориентации является тот факт, что сегодня лишь относительно немногие специалисты испытывают интерес к изучению исходных данных — первому этапу исследования.

Упор на синтез и моделирование помог нам понять процессы, которые формируют и изменяют лик Земли. Но в 80-х годах прогресс может замедлиться, если не будут разработаны новые методы и получены новые данные, которые позволят заглянуть глубже в недра Земли.

Чтобы проиллюстрировать большое значение новых технических средств, мы рассмотрим некоторые важнейшие геологические проблемы, относящиеся к известным всем геологам районам — пассивным континентальным окраинам, конвергентным (активным) окраинам и океанической коре, — и покажем, как новые методы могли бы способствовать решению указанных проблем.

ПАССИВНЫЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ

Наши знания о строении и генезисе пассивных континентальных окраин (рис. 1) невелики. Структуры и породы, сформировавшиеся или претерпевавшие изменения во время раскола континента, погребены сейчас под мощной толщей осадков; существующие геофизические методы либо не позволяют проникнуть под их мощный покров, либо дают результаты, не поддающиеся однозначной интерпретации. Если осадки континентального шельфа относительно хорошо изучены и опробованы, то с континентального склона отобрано мало образцов пород. Поскольку поиски нефти и газа перемещаются теперь в районы больших морских глубин, становится все более важным, с одной стороны, понять геологическую и тектоническую обстановку в области континентальных окраин, а с другой — опробовать осадки, погребенные под континентальным склоном. Следовательно, необходимо выявить геофизические и тектонические события, которые происходили до, во время и после раскола континентов, время и взаимосвязь этих событий.

Необходимо дать ответы на следующие основные вопросы:

— Происходили ли разогрев мантии и сводовое воздымание коры до начала рифтогенеза?

— Всегда ли разделению континентов и их дрейфу предшествовал эпизод интенсивного сбросообразования или рифтогенеза?

— Какова продолжительность эпизода рифтогенеза?

— Возникает ли много небольших рифтов или один главный рифт?

— В какой степени утоняется земная кора и вызвано ли это в основном рифтогенезом, возникающим в результате растяжения коры, или имеются другие причины?

— Каковы причины погружения континентальных окраин и с какой скоростью оно происходит?

— Какова природа осадков, которые отлагаются на погружающейся континентальной коре, и какова их термическая история?

— Какова природа новообразованной океанической коры?

— Какие осадки отлагаются в новообразованном океане и каковы содержание в них органического материала и их термическая история?

Объем и границы наших знаний о пассивных континентальных окраинах можно проиллюстрировать на примере хорошо изученной окраины восточного побережья США. (При этом мы отдаем себе отчет в том, что существуют большие различия в тектоническом режиме и возрасте многочисленных пассивных окраин на Земле.) Геофизические данные по восточному побережью США получены при измерениях полного вектора напряженности магнитного поля с судов и самолетов, измерениях силы тяжести и сейсмических наблюдениях методом отраженных и преломленных волн. Сейсмические наблюдения МПВ с применением взрывов и использованием двух судов производились в основном в 50—60-х годах; в некотором объеме выполнялись также измерения с использованием акустических радиобуев.

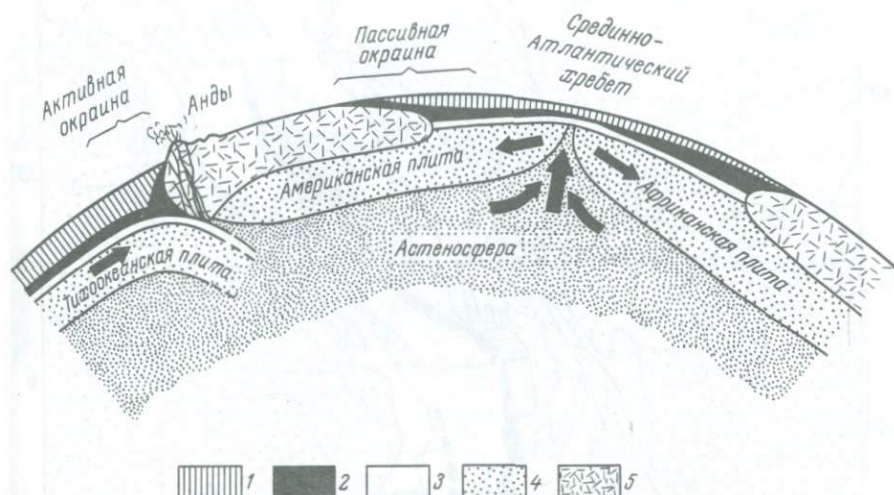


Рис. 1. Пассивные и активные континентальные окраины и Срединно-Атлантический хребет с позиций тектоники плит. 1 — вода; 2—5 — литосфера (2 — осадки, 3 — базальтовая океаническая кора, 4 — верхняя мантия, 5 — гранитная континентальная кора).

Геологическая служба США на континентальной окраине восточного побережья США проводила многоканальные сейсмические наблюдения МОВ по нескольким профилям. Одним из лучших примеров является профиль 25 (рис. 2), который протягивается от шельфа через осадочный бассейн каньона Балтимор на континентальный склон. На рис. 3 приведен структурный разрез вдоль линии этого многоканального сейсмического профиля, а также график полной напряженности магнитного поля. Эти же сейсмические данные МОВ были использованы Гроу [2] для построения геологического разреза, показанного на рис. 4 (Гроу использовал несколько иной магнитный профиль, взятый из соседнего района и содержащий узкий магнитный пик).

По причинам, которые не ясны, пока трудно получить надежные сейсмические данные МПВ на континентальных окраинах. Чтобы установить глубину залегания слоев, показанных на рис. 4, Гроу использовал имевшиеся данные о глубине слоя со скоростью сейсмических волн 7,2 км/с и одно значение глубины мантии (последняя определена по скорости 8,3 км/с). Положение границы раздела кора — мантия определено по гравиметрическим данным при несколько упрощенных предположениях относительно распределения плотности. И наконец, скважина COST*) В-3, пробуренная в верхней части континентального склона,

*) Английская аббревиатура программы «Стратиграфическое опробование подводной континентальной окраины» (Continental Offshore Stratigraphic Testing). — Прим. перев.

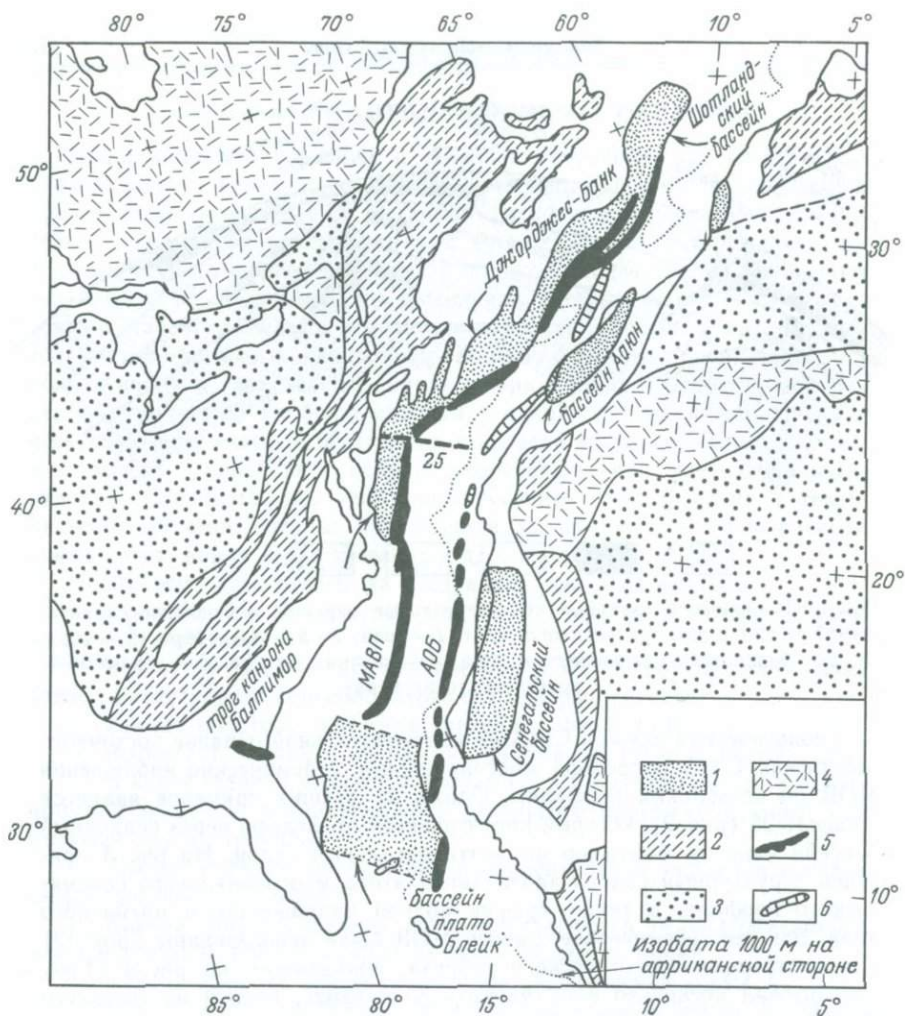


Рис. 2. Реконструкция взаимного расположения Северной Америки и Африки в эпоху 175 млн. лет назад, полученная поворотом Африки в западном направлении [54]. Магнитная аномалия отрога Блейк, которую связывают со спредингом, отвечает положению оси срединно-океанического хребта в то время. Не известно, соответствует ли время формирования этой аномалии началу раскрытия Северной Атлантики в результате спрединга, или Атлантический океан к тому времени уже раскрылся и между Магнитной аномалией восточного побережья и Аномалией отрога Блейк находилась океаническая кора. Хотя большинство исследователей придерживаются второй точки зрения, она означает, что земная кора, подстилающая плато Блейк южнее, относится к океаническому типу, но многие исследователи сомневаются в этом. 1 — мезозойский бассейн; 2 — палеозойский складчатый пояс; 3 — палеозойская платформа; 4 — докембрийский щит; 5 — Магнитная аномалия восточного побережья (МАВП), Аномалия отрога Блейк (АОБ); 6 — аномалия, парная Аномалии отрога Блейк, с африканской стороны(?).

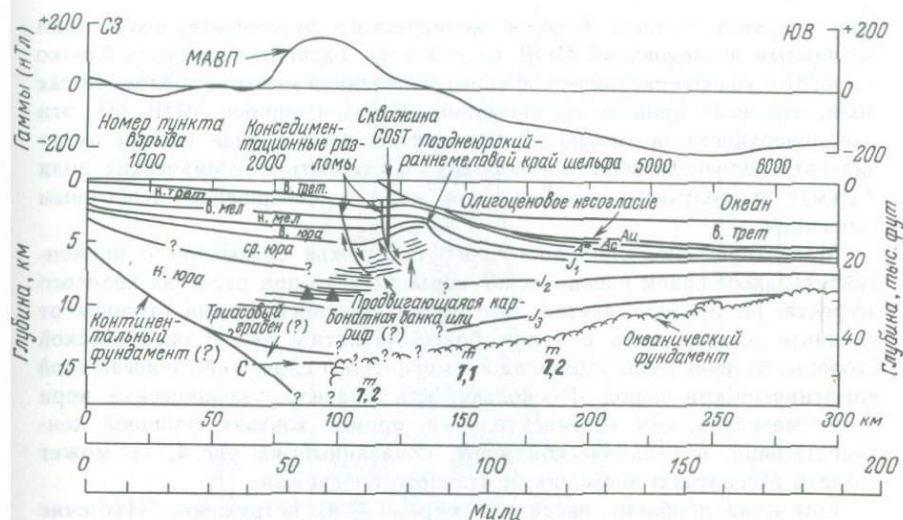


Рис. 3. Структурный разрез вдоль линии многоканального сейсмического профиля 25 Геологической службы США (Атлантик-Сити, шт. Нью-Джерси) [2]. Отношение вертикального масштаба к горизонтальному 5:1. Треугольники — расчетное положение источника магнитной аномалии (вторичный вулканический материал?). Жирные цифры под отрезком прямой с косою штриховкой — скорость сейсмических волн по данным МПВ (км/с). Положение профиля показано на рис. 2. С — очень сильно отражающий горизонт (соль или вулканические породы).

позволила геологически привязать верхние слои сейсмического разреза (см. рис. 3 и 4).

При изучении пассивных континентальных окраин важно установить, как далеко протягиваются районы развития континентальной и океанической коры и где проходит граница между ними. Шероховатые отражающие поверхности создают довольно типичную запись отраженных сейсмических волн. Острые углы в рельефе отражающей поверхности создают дифрагированные волны в виде отрезков гипербол. Океанический фундамент, как правило имеющий неровную поверхность, дает характерную картину отражений. отождествление отражающего горизонта на рис. 3 и 4 с океаническим фундаментом, а подстилающей его области — с глубинной частью океанической коры основано главным образом на том, как этот горизонт проявляется на сейсмических разрезах. Поскольку он, по-видимому, продолжается в сторону суши вплоть до Магнитной аномалии восточного побережья, по этой аномалии прослеживали границу между океанической и континентальной корой. Однако такое общепринятое проведение границы океан — континент в этом районе приводит к некоторым трудностям и ставит ряд вопросов. Во-первых, выделенная здесь океаническая кора не похожа на океаническую

кору в других районах. Кровля океанического фундамента, полученная по данным исследований МОВ (рис. 3 и 4), расположена столь близко к кровле 3-го слоя океанической коры, выделенной методом преломленных волн, что, если принять по внимание диапазон ошибок МПВ [3], эти две поверхности, возможно, совпадают. В этом случае осадки будут залегать непосредственно на породах со скоростью сейсмических волн 7,2 км/с и получится океаническая кора с совершенно необычным строением.

Магнитную аномалию восточного побережья связывали с приконтинентальным краем океанической коры. Однако при расчетах краевого эффекта [4, 5] оказывается, что кора с континентальной стороны от границы должна быть в целом более магнитна, чем с океанической стороны, за счет либо утолщенного магнитного слоя, либо повышенной намагнитченности пород. Поскольку, как правило, океаническая кора более магнитна, чем континентальная, прямой контакт типичной континентальной и океанической коры, показанный на рис. 4, не может создать Магнитную аномалию восточного побережья.

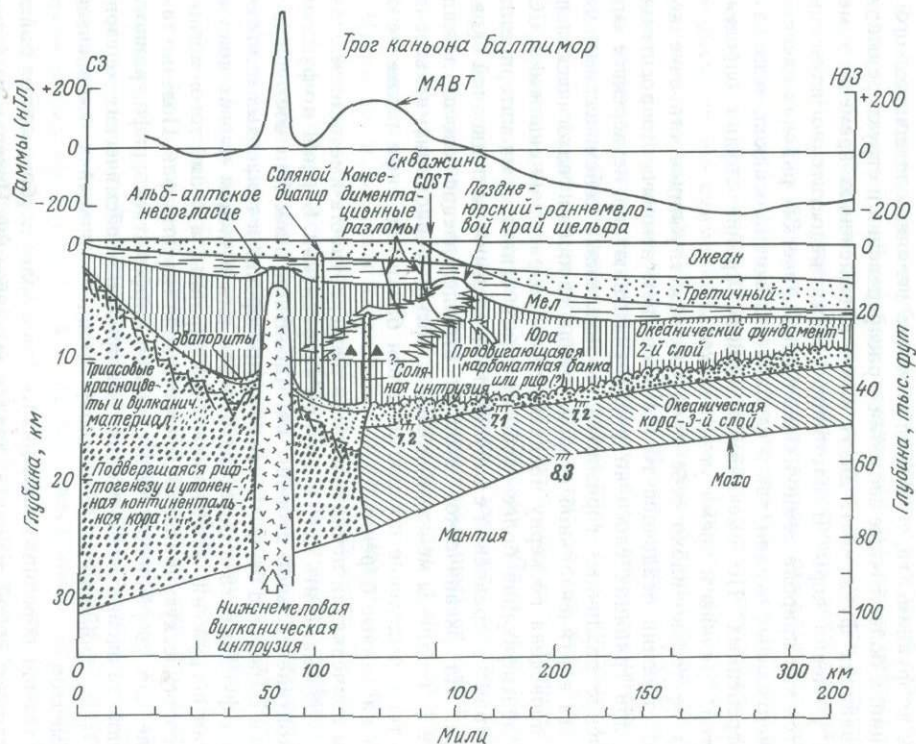
Еще одна проблема пассивных окраин — их погружение. Изучение керна буровых скважин на шельфе и в более глубоких частях континентальной окраины показывает, что осадки, некогда отложившиеся на очень малой глубине, в настоящее время часто находятся на значительно больших глубинах. Например, керн из забоя скважины COST В-3 (см. рис. 3 и 4) на глубине примерно 5 км содержит позднеюрские осадки, первоначально отложенные «в условиях от шельфовых (морских) до континентальных» [6].

Давление осадков заставляет оседать земную кору. Однако из простых изостатических соображений следует, что амплитуда оседания, обусловленного этой нагрузкой, должна быть меньше мощности отложенных осадков. Поэтому даже глубокий бассейн в конечном итоге будет заполнен осадками. Поскольку основная доля осадков шельфа, по-видимому, отлагалась на мелководье, осадочная нагрузка не может быть единственной причиной оседания коры. Некоторые исследователи, в том числе Слип [7], Уоттс и Стеклер [8] и Кин [9], изучая подводную континентальную окраину восточного побережья Северной Америки, попытались разделить эффекты погружения, вызванного давлением осадков и обусловленного другими причинами.

Величина и время тектонического погружения, установленные при этих исследованиях, накладывают ограничения на модели эволюции подводной континентальной окраины. В большинстве моделей для объяснения погружения используются кондуктивное охлаждение и тепловое сжатие, происходящие после утонения коры.

Для объяснения утонения коры выдвигались различные причины. Слип [7] предполагает воздымание коры и последующую эрозию. Артемьев и Артюшков [10] и Маккензи [11] отдают предпочтение механизму растяжения и образования шейки континентальной коры. Более точное знание природы и глубины отложения разновозрастных осадков,

Рис. 4 Схематический разрез земной коры через трог каньона Балтимор на Балтимор приблизительно вдоль линии сейсмического профиля 25. Сквжина COST В-3, геологические структуры и геофизические параметры спроецированы на профиль. Данные МПВ заимствованы из [55, 56]. Граница земной коры и мантии определена по гравиметрическим данным [2]. Отношение вертикального масштаба к горизонтальному 5:1. Жирные цифры под отрезками с косой штриховкой — скорость сейсмических волн по данным МПВ (км/с). Треугольники — расчетное положение источника магнитной аномалии (вторичный вулканический материал: дайки, силлы или потоки). Раздел Мохо соответствует гравиметрической модели для профиля 6 Геологической службы США.



вплоть до фундамента, позволит уточнить величину тектонического погружения, а более точные сведения о распределении и структуре осадков, покрывающих фундамент, дадут ключ к выяснению времени и механизма утонения коры. В настоящее время недостаточно изученными остаются как природа земной коры в специфических районах пассивных континентальных окраин, так и глубина отложения осадков, ныне глубоко погребенных. По имеющимся данным крайне трудно определить характер, причины и время утонения коры.

Мы не только плохо себе представляем глубинное строение коры, но и о строении осадочной толщи мы знаем немного. Вопросительные знаки при границах слоев на рис. 3 указывают на неуверенное отождествление различных горизонтов, определенных сейсмическими методами. На континентальной стороне самая глубокая геологическая привязка проведена по керну позднеюрского возраста из скважины COST В-3. Идентификация более глубоких слоев основана на интерпретации сейсмограмм и сравнении с результатами бурения на подводной окраине Канады. На океанической стороне отождествление слоев, лежащих глубже J_1 (границы между меловым и юрским периодами), неуверенное. Более того, выделение продвигающейся банки или рифа также не опирается на данные бурения.

Мы подчеркнули ненадежность и неадекватность имеющихся данных с тем, чтобы наметить путь в нужном направлении. Бурение до фундамента с континентальной стороны от Магнитной аномалии восточного побережья позволило бы получить образцы юрских и триасовых отложений и пород фундамента и было бы полезно для решения многих вопросов, включая погружение континентальной окраины, а кроме того, могло бы дать геологическую привязку сейсмической стратиграфии. Полезно также бурение для уверенного подтверждения карбонатного рифа, равно как и бурение на океанической стороне для привязки сейсмических горизонтов J_2 и J_3 и проникновения в слой, отождествляемый с океаническим фундаментом.

Получение образцов с больших глубин в более глубоководных районах представляет собой основную задачу выдвигаемой Программы бурения океанических окраин с использованием судна «Гломар Эксплорер» в качестве буровой платформы. Эта программа предусматривает разработку средств для сверхглубокого бурения (общая глубина 11 км) и подъемной системы для полного управления циркуляцией бурового раствора при работе в океане с глубиной дна до 4 км.

Сейсмические исследования, выполненные усовершенствованными методами отраженных волн, значительно расширили наши представления о континентальной окраине восточного побережья США. Например, профиль 25 Геологической службы США (см. рис. 3) показывает, что на краю континентального шельфа отсутствует погребенный выступ фундамента, наличие которого впервые предположили Дрейк и др. [12]. Чтобы окончательно решить вопрос о существовании этого выступа, необходимо получить значительно больше глубинных сейсмических профилей.

В районе, где получить глубинные отражения с помощью сейсмических кос обычной длины (2—3 км) было трудно, использование очень длинных кос могло бы повысить глубинность метода и точность определения скоростей. Например, уже сейчас можно построить косу длиной 10 км с датчиками через 50 м. В будущем, вероятно, окажется возможным ее удлинение до 15—20 км. В другом варианте три судна, идущие в кильватер и буксирующие косу длиной 3 км каждое, могут обеспечить сводную приемную линию суммарной длиной 9 км. Такой эксперимент LASE*) с тремя судами, идущими в кильватер, намечено провести на подводной окраине у восточного побережья США. В эксперименте LASE ведущее судно будет излучателем звука, использующим пневмоисточники, и на всех трех судах будут принимать звуковые сигналы с помощью сейсмических кос. Модификация эксперимента, в которой на всех трех судах используются одинаковые источники звуковой энергии и приемные косы, позволит увеличить расстояние между судами. Даже при расстоянии между последовательными косами около 3 км, если соответствующим образом скоординировать график излучения звуковых сигналов на трех судах, система из трех кос будет работать как единая коса длиной 21 км с 210 каналами.

Многоканальные косы на двух или более судах использовались при исследованиях в нескольких районах в западной части Тихого океана, Карибском и Норвежском морях [13]. Суда расходятся от общей точки на расстояние 100 км или более друг от друга. Эти эксперименты с протяженным, развернутым профилем дают исключительно подробную широкоугольную информацию, позволяющую построить весьма точные разрезы скоростей сейсмических волн в земной коре и под ней.

С помощью этих методов на пассивной подводной окраине восточного побережья Северной Америки можно было бы детально изучить распределение скоростей сейсмических волн, начиная с области, где оно имеет заведомо континентальный характер, и кончая районом мористее Магнитной аномалии отрога Блейк, где оно имеет заведомо океанический характер. Это позволило бы решить вопросы о границе между континентальной и океанической корой и о деформации коры в начале и в процессе дрейфа континентов. Кроме того, можно было бы точно картировать осадочные слои в зоне перехода от океана к континенту.

КОНВЕРГЕНТНЫЕ ОКРАИНЫ

Хассонг [1, 14] резюмировал открытия, которые были сделаны в результате бурения на конвергентных окраинах, и проблемы, которые остались нерешенными. К числу важнейших проблем в этих зонах относятся следующие:

*) Английская аббревиатура программы «Сейсмический эксперимент с большой базой» (Large Aperture Seismic Experiment).— *Прим. перев*

1. Тектоника и эволюция преддуговых областей, в частности той их части, которая образует фронтальный край надвинутого блока.
2. Пространственные и временные рамки образования субдукционных комплексов в Тихом океане в кайнозое.
3. Как и когда возникли глубоководные желоба?
4. Как сформировались тыловые бассейны и каким образом они вновь вошли в состав крупных континентальных блоков?
5. Как именно связаны с процессами субдукции интрузивный магматизм, вулканизм и металлогения?

За последние годы глубоководное бурение в сочетании с многоканальным сейсмическим профилированием расширило наши представления о тектонике преддуговых районов. В начале 70-х годов на основе кинематических моделей субдукции и данных первых многоканальных сейсмических профилей были созданы модели аккреции осадков [15—17]. В этих моделях предполагается, что фронтальный край коры преддугового района ведет себя как гигантский снегоочиститель: соскабливает неконсолидированные осадки с океанической коры, пододвигающейся под континентальную окраину. В процессе длительной субдукции образуются мощные призмы осадков, которые скапливаются на надвинутой стороне глубоководного желоба.

Закономерности акустических отражающих границ в осадочных призмах и обнажения их на поверхности свидетельствуют о том, что главными видами деформации осадочных толщ являются чешуйчатые надвиги и сильно сжатые складки. Действительно, на некоторых конвергентных окраинах было продемонстрировано присутствие таких крупных осадочных призм с чешуйчатой тектоникой. Однако по мере выполнения программы глубоководного бурения на активных окраинах становилось все более ясно, что крупные аккреционные осадочные призмы, по-видимому, представляют собой скорее исключение, чем правило.

В Японском желобе полученные данные указывают на то, что осадки, принесенные в желоб при конвергенции плит, в значительной степени субдуцировались под кору преддуговой области [18, 19]. Из результатов бурения в Японском, Марианском и Центральноамериканском желобах следует, что не только осадки субдуцируются, но и нижняя часть земной коры преддуговой области сдвигается и также субдуцируется. Поэтому в некоторых глубоководных желобах фактически не происходит накопления осадков на приконтинентальном склоне. Этот механизм эрозии континентальной коры, «субдукционной эрозии», был предложен Ратлендом [20] и Мураучи [21], а также другими учеными.

Последствия субдукционной эрозии весьма значительны. Процессы субдукции могут привести не только к увеличению площади континентальных платформ за счет накопления осадков и присоединения континентальных фрагментов, принесенных на океанической литосфере, но и к уменьшению общей площади континентов и такому изменению их очертаний, что их прежнюю конфигурацию уже будет невозможно реконструировать. Кроме того, в результате субдукционной эрозии легкий дифференцированный ма-

териал земной коры преддуговой области переносится в верхнюю мантию, где под воздействием высоких давлений и температур дифференцируется заново. Таким образом, эрозия преддуговой зоны обеспечивает механизм для неоднократной переработки и «обогащения» континентальных пород. Еще одно последствие, которое имеет уже экономическое значение, состоит в том, что с учетом субдукционной эрозии преддуговая область не обязательно должна быть сложена породами, аккрецированными недавно и подвергшимися воздействию лишь низких температур. Напротив, осадочная, термическая и тектоническая история преддугового района может быть связана не только с последним эпизодом субдукции, и, следовательно, потенциальные запасы его полезных ископаемых должны оцениваться соответствующим образом.

В результате бурения и многоканального сейсмического профилирования установлено также, что в преддуговых районах происходили значительные вертикальные движения. Например, глубокий шельф у восточного побережья северо-восточной части острова Хонсю, Япония, по данным бурения и сейсмических исследований, погрузился почти на 3 км в неогене [19]. Такое быстрое погружение, возможно, отражает начало субдукции на этом участке Японского желоба [22]. Вертикальные движения надвинутого блока являются основным источником информации о плитотектонической истории конвергентной окраины [23]. Такие крупные события, как возникновение субдукции, поглощение активного срединно-океанического хребта или столкновение континентальных блоков, находят отражение в поднятии или погружении преддуговой области.

К исследованиям и экспериментам, позволяющим получать наиболее содержательные данные о тектонике и истории преддуговых районов, относятся бурение и детальное сейсмическое профилирование. Необходимы также сейсмические методы, которые обеспечили бы высокое пространственное разрешение акустической стратиграфии в условиях сильно расчлененной поверхности склона глубоководного желоба. Одним из таких методов является использование буксируемых на большой глубине источников звука и сейсмических кос. Методы глубинного сейсмического зондирования (в которых используются длинные косы и закрытые отражения), сходные с методами, предложенными для исследования пассивных континентальных окраин, позволят определить глубинное строение преддуговых террас. Глубинное зондирование, по-видимому, является единственным средством для дальнейшего изучения процесса субдукционной эрозии.

Для понимания тектоники зон субдукции важную роль будут играть детальные исследования сейсмичности. Если донные сейсмологические станции, у которых период непрерывной регистрации составляет несколько лет, расположить как с континентальной, так и с океанической стороны глубоководных желобов, то это откроет новый этап в точности определения координат гипоцентров в указанных районах. Данные этих станций позволят уточнить распределение скоростей сейсмических волн на глубине, обеспечить более надежное определение направления первых смещений

при толчках умеренной силы и получить более точные сведения о магнитуде и частоте повторяемости землетрясений [24].

Очень интересно также измерить напряжения вблизи крупных глубоководных желобов. Такие измерения можно проводить в глубоких скважинах в океанической коре, на океанической стороне желобов и в преддуговой зоне. Если пробуренные породы достаточно компетентны, то для определения направления и величины наибольшего горизонтального напряжения можно применить метод гидроразрыва.

Роль поровых вод в процессах субдукции

Еще один аспект процесса субдукции, изучение которого только начинается, — это роль поровой воды в тектонике надвинутого блока. Большое количество воды, содержащейся в осадках (50—70% по массе), субдуцируется под ближайший к суше склон глубоководного желоба. Когда осадки сжимаются под воздействием возрастающей литостатической нагрузки, поровое давление увеличивается, что ограничивает сопротивление сдвигу в породах аккреционных призм, а также ведет к миграции поровой воды вверх.

Эта восходящая миграция поровых вод, возможно, причастна к массивному оползанию осадков на склонах глубоководных желобов. Она будет увеличивать поровое давление так, что на каком-то уровне под дном океана поровое давление сравняется с литостатической сжимающей нагрузкой. И тогда здесь возникнет зона с крайне низкой прочностью на сдвиг — зона, в которой может возникнуть оползание под влиянием землетрясения или увеличения крутизны склона в силу тектонических причин.

Часть поровых вод, содержащихся в субдуцированных осадках и породах океанической коры, уносится под кору преддуговой области. Мураучи и Людвиг [25] предполагают, что эти воды играют определенную роль в субдукционной эрозии. Увеличение порового давления воды в субдуцированной океанической коре вызывает подъем воды вверх в пределы самого надвинутого блока, что приводит к образованию новой зоны с уменьшенной прочностью на сдвиг над главной поверхностью скольжения. В результате плоскость скола может резко переместиться вверх и часть преддуговой коры (между старой и новой плоскостями скола) включится в субдуцируемую литосферу.

Измерения потока и давления поровых вод глубже дна океана лучше всего проводить в буровых скважинах. Имеющиеся методы измерения включают стандартный каротаж плотности, акустической скорости и температуры; например, аномально низкие плотности в осадках могут указывать на высокое давление поровых вод, а значительные отклонения градиента температуры в скважине от геотермического градиента — на вертикальный поток воды.

Если некоторый участок скважины удастся изолировать от внешних воздействий, то можно проводить измерения порового давления в породах *in situ* и гидравлические испытания для определения гидравлических

свойств осадков ниже дна океана. Определения *in situ* пористости и проницаемости, а также размеров и ориентации трещин также должны помочь в установлении временного масштаба деформации и течения в призмах осадков. Эти измерения могут быть осуществлены с помощью таких устройств, как скважинные телевизоры и ультразвуковые сканирующие устройства, которые позволяют картировать отражающую способность и рельеф стенок скважины [25].

Есть еще один метод, который будет способствовать изучению тектоники приконтинентального склона желобов и перемещения по нему масс. Это — полосовое акустическое профилирование, позволяющее получать трехмерную картину морфологии осадочного клина.

Тыловые бассейны

Субдукционные комплексы не стационарны. Они, по-видимому, перемещаются относительно конструктивной границы субдуцируемой плиты и прилегающих континентов. Некоторые данные указывают на то, что миграция глубоководных желобов носит эпизодический характер и связана с возникновением тыловых бассейнов. Океаническая литосфера, которая образует дно тыловых бассейнов, формируется за относительно короткие периоды растяжения, т. е. спрединга, позади мигрирующей системы глубоководный желоб — островная дуга. Обычно спрединг продолжается лишь в течение 10—30 млн. лет. Возраст многих тыловых бассейнов был определен по линейным магнитным аномалиям [27], а остальные — по средней величине теплового потока [28]. Большинство из них не древнее 40 млн. лет, а это означает, что тыловые бассейны Тихого океана в среднем существуют относительно короткое время. Бассейны и ограничивающие их островные дуги в конце концов вновь включаются в активные континентальные окраины в результате длительного сближения главных плит.

Хотя нам очень мало известно о том, почему и как формируются тыловые бассейны, установлено, что многие из них весьма перспективны в нефтегазоносном отношении. Тыловые бассейны, прилегающие к континентальным окраинам, часто покрыты толщей осадков третичного возраста мощностью 2—4 км. Из-за высокого теплового потока большая часть этого осадочного слоя нагревается до достаточно высоких температур, благоприятствующих созреванию органического вещества в осадках.

Большинство объектов исследования в выдвинутой недавно Программе бурения океанических окраин сосредоточено в районах пассивных континентальных окраин. Однако техническое оснащение бурового судна «Гломар Эксплорер» вселяет надежду на проникновение в тектонизированные внутренние стенки глубоководных желобов и исследование деформаций, тектоники и метаморфизма на активных окраинах. Применение специальной подъемной системы с буровой колонной позволяет рассматривать заполненные осадками тыловые бассейны и их окраины как потенциальные объекты бурения.

Технические возможности судна «Гломар Челленджер» были расширены благодаря новшествам последних лет. Одно из них — гидравлический поршневой пробоотборник — открыло путь к получению полной и почти ненарушенной стратиграфической колонки до глубин 200—300 м под дном океана. В аккреционных клиньях на приконтинентальных стенках глубоководных желобов гидравлический поршневой пробоотборник способен отбирать образцы с глубины свыше 300 м. Это позволит получать ненарушенные колонки тектонизированных осадков и изучать режим деформации, результаты уплотнения и движение поровых вод.

Глубинное строение островных дуг и тыловых бассейнов

Глубинное строение зон субдукции изучено слабо. При измерении поля силы тяжести, высот геоида и глубины дна обнаруживаются аномалии, источники которых находятся глубоко в мантии. Например, Чепмен и Талвани [29] установили, что высота геоида увеличивается в направлении от бассейна Тихого океана к островным дугам и желобам (рис. 5 и 6). Они объясняют этот подъем изменением плотности мантии под конвергентными окраинами Тихого океана. Чейз и др. [30] показали, что аномалии геои-

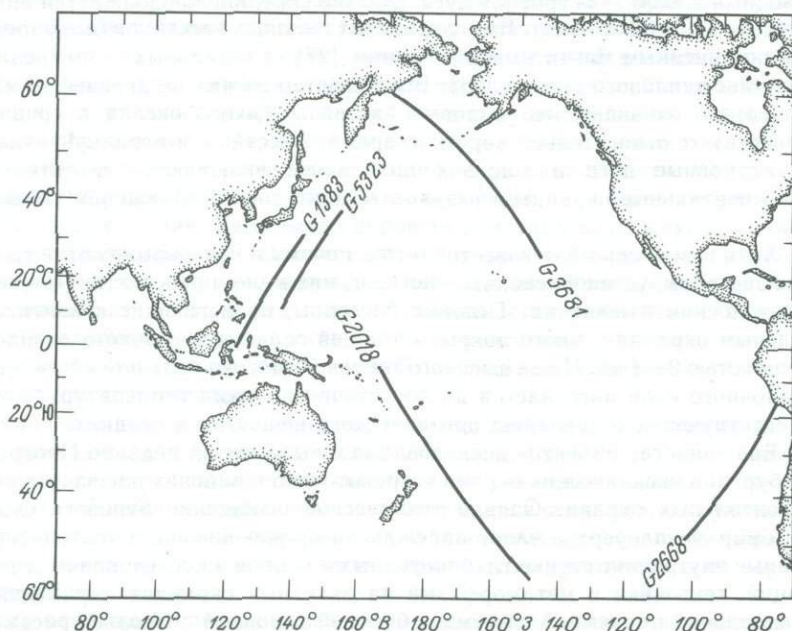


Рис. 5. Схема профилей высотомера, установленного на спутнике ГЕОС-3.

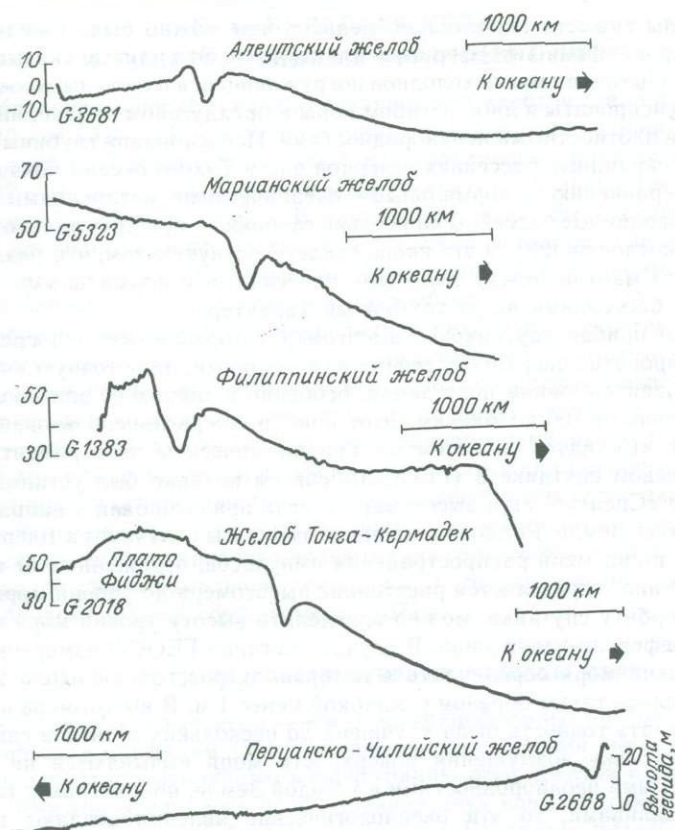


Рис. 6. Профили высот поверхности геоида на периферии Тихого океана по данным высотомера ГЕОС-3.

да и силы тяжести значительно меньше, чем можно было ожидать над субдуцированными литосферными пластинами. Эти данные указывают на то, что избыточная масса холодной погружающейся пластины должна как-то компенсироваться либо изгибом коры в преддуговом районе, либо глубинными плотностными неоднородностями. Исследования глубины фундамента в окраинных бассейнах северной части Тихого океана показывают, что по сравнению с нормальными океаническими котловинами Тихого океана окраинные бассейны аномально глубоки — приблизительно на 1 км глубже котловин [28], и это вновь свидетельствует о том, что различия в плотности мантии между тыловыми бассейнами и нормальными океаническими бассейнами носят глубинный характер.

Новый прибор, спутниковый высотомер, который может непосредственно картировать поверхность геоида над океанами, дает точную информацию о гравитационном поле Земли, особенно в диапазоне длин волн приблизительно от 100 до 2000 км. Этот прибор, впервые использованный на спутнике «Скайлэб», а затем на Геодинамическом экспериментальном океаническом спутнике 3 (ГЕОС-3), совсем недавно был установлен на спутнике «Сисат»^{*)}. Луч высотомера всегда ориентирован в направлении центра масс Земли. Радиолокационные импульсы излучаются 100 раз в секунду, и по времени распространения импульсов, отраженных от поверхности океана, определяется расстояние высотомера до уровня моря. Зная точную орбиту спутника, можно определить высоту уровня моря относительно референц-эллипсоида. В случае спутника ГЕОС-3 измеренная высота уровня моря осреднялась в интервалах расстояний около 20 км и определялась таким образом с ошибкой менее 1 м. В высотомере на спутнике «Сисат» точность была улучшена до нескольких десятков сантиметров. Поскольку возмущения поверхности моря вызываются не только плотностными неоднородностями в твердой Земле, но и ветрами, течениями и приливами, то эти океанологические явления создают помехи, которые должны учитываться при анализе данных.

Замечательной особенностью спутникового высотомера является его способность производить быстрые и частые измерения над океаном. Он может давать информацию в диапазоне длин волн, ограниченном, с одной стороны, волнами, которые регистрируются гравиметрами на надводных судах, а с другой — колебаниями, изучаемыми по возмущениям орбит спутников. Сведения в промежуточном диапазоне длин волн, обеспечиваемые спутниковыми высотомерами, наиболее полезны для изучения плотностных неоднородностей в верхней мантии, которые находятся на глубинах от нескольких километров до нескольких сотен километров. Такие исследования будут способствовать познанию конвекции в мантии и движущей силы тектоники плит.

^{*)} «Seasat» — искусственный спутник Земли, предназначенный для изучения океана. — *Прим. перев.*

ОКЕАНИЧЕСКАЯ КОРА И КОНСТРУКТИВНЫЕ ГРАНИЦЫ ПЛИТ

Глобальное значение срединно-океанических хребтов стало понятным более 30 лет назад [31], а установление того, что оси срединно-океанических хребтов представляют собой конструктивные границы крупных плит [32—34], послужило ключом к построению глобальных тектонических моделей эволюции Земли. В начале 70-х годов были разработаны модели петрологического развития и тепловой эволюции океанической коры и литосферы [35, 36], успешно объяснившие многие данные наблюдений в районе срединно-океанических хребтов.

Приблизительно до 1975 г. наши знания механизмов, действующих на срединно-океанических хребтах, оставались довольно смутными, поскольку они базировались на геофизических методах с низкой разрешающей способностью и упрощенных моделях. Наши представления о срединно-океанических хребтах начали коренным образом изменяться, когда обитаемые подводные аппараты и буксируемые вблизи дна приборы позволили взглянуть с близкого расстояния на находящиеся под водой части хребтов. Было установлено, что оси Восточно-Тихоокеанского поднятия и Галапагосского центра спрединга являются местами проявления чрезвычайно активной гидротермальной деятельности, сопровождаемой экзотическими биологическими сообществами [37].

Вид сверху на конструктивные границы плит

Как только была выяснена кинематика трансформных разломов, по батиметрическим профилям [39] с привлечением сейсмологических данных удалось закартировать общую конфигурацию осей хребтов и зон разломов. В 70-х годах началось использование двух новых батиметрических систем — гидролокатора бокового обзора («Глория»), разработанного Институтом океанографии Великобритании, и многолучевого полосового эхолота («Сибим»), созданного ВМФ США. Обе системы обеспечивают полное картирование рельефа морского дна, но имеют ограниченную разрешающую способность. Система «Глория», работа которой основана на использовании акустических сигналов, отраженных от наклонных поверхностей на дне океана, дает изображение отражающих поверхностей на расстоянии до 30 км по обе стороны от судна [40]. Однако она не позволяет определить истинную глубину нахождения отражающих поверхностей. На рис. 7 акустический «мгновенный снимок» кратера кальдеры на Китовом хребте в Южной Атлантике, полученный системой «Глория», сравнивается с рельефом дна, определенным системой «Сибим» на французском исследовательском судне «Жан Шарко». В системе «Сибим», которая картирует дно в пределах некоторой полосы по обе стороны от судна, используются группа приемопередатчиков и метод искусственного «окна» для анализа отраженных от дна сигналов. Над хребтами, где скорость осадконакопления низкая и фундамент выходит на поверхность дна, эти системы

с большой четкостью вскрывают рельеф и структуру поверхности изверженной океанической коры.

Особенно интересными объектами для полосового эхолотирования являются тройные сочленения. Сочленения, где сходятся три хребта или два хребта и зона разломов, являются неустойчивыми, что приводит к появлению отрезков продвигающегося рифта [41] или отмерших зон разломов. Эти изменения конфигурации «замерзают» в структуре поверхности океанического дна, и полосовое эхолотирование оказывается эффективным методом для реконструкции кинематики тройных сочленений в недавнем геологическом прошлом.

Изучение глубинного строения

Хотя горизонтальные движения океанической коры с амплитудой в несколько тысяч километров изучены с большой точностью, сведения о свойствах океанической коры и мантии и характере их изменений по вертикали накапливались относительно медленно. Сейсмические исследования МПВ с использованием двух судов дополнялись экспериментами с донными сейсмографами [42, 43] и акустическими радиобуями [44]. Однако все еще остаются нерешенными многие важные вопросы, касающиеся присутствия или отсутствия магматических камер под осями срединно-океанических хребтов, свойств верхней мантии под гребнем хребта и их отличий от свойств верхней мантии под океаническими котловинами, а также изменения мощности литосферы в направлении от гребня хребта к океаническим котловинам.

Многоканальные сейсмические буксируемые косы, по-видимому, являются столь же перспективным средством исследования конструктивных границ плит, как и активных и пассивных подводных окраин. На рис. 8 по данным Херрона и др. [45] показано несколько неглубоких отражающих горизонтов в коре, полученных на ряде многоканальных сейсмических профилей МОВ на Восточно-Тихоокеанском поднятии у 8° с. ш. По мнению Оркетта и др. [42], наиболее четкий отражающий горизонт (R 4 на рис. 8), по-видимому, отбивает кровлю магматической камеры на Восточно-Тихоокеанском поднятии. При обработке данных, полученных с помощью донных сейсмографов, они использовали синтетические сейсмограммы для моделирования времен пробега и амплитуды сейсмических волн. Херрон и др. [46] закартировали эти же отражающие горизонты в прилегающих районах гребня Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Выявление сейсмической расслоенности фундамента методом многоканального профилирования МОВ часто требует трудоемкой машинной обработки исходных данных. В общем гораздо легче картировать границы раздела между осадками и фундаментом и между корой и мантией. На рис. 9 приведены записи отраженных волн вблизи Японского желоба (у субдуцируемого края Тихоокеанской плиты) и на гребне Восточно-Тихоокеанского поднятия (на конструктивной границе Тихоокеанской плиты). Привлекают внимание две особенности. Во-первых, время распростране-

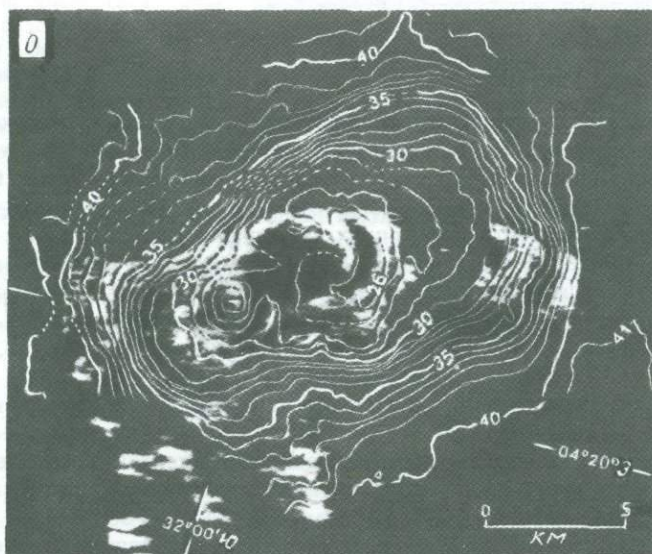
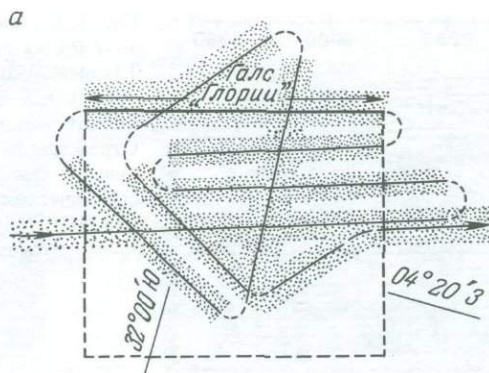


Рис. 7. а — маршрут судна «Жан Шарко» при съемке кальдеры на Китовом хребте. Затемнена площадь, закартированная многолучевым эхолотом «Сибим». Система «Глория» работала на одном галсе и «озвучила» площадь, заключенную внутри прямоугольника. б — результаты съемки на участке а. Изобаты (в сотнях метров) построены по данным промера с помощью эхолота «Сибим» (было достигнуто значительно большее разрешение, чем показано на рисунке), и на них наложена эхограмма «Глории».

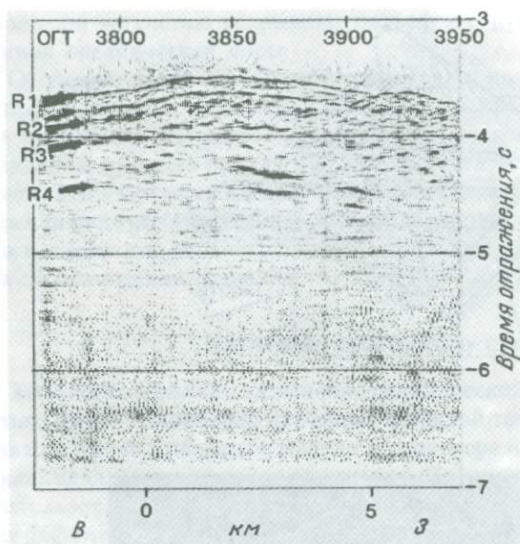


Рис. 8. Отражающий горизонт R4 на гребне Восточно-Тихоокеанского поднятия, отождествляемый с кровлей магматической камеры [42]. Отражающие горизонты получены при многоканальном сейсмическом профилировании МОВ [46]. ОГТ — общая глубинная точка.

ния отраженного звукового сигнала при его прохождении через кору (и, следовательно, через всю ее мощность) примерно одинаково как в случае новообразованной коры, так и в случае коры с возрастом более 100 млн. лет. Во-вторых, раздел коры — мантия проявляется в виде очень четкого отражающего горизонта при длинах волн около 1 км.

С применением более длинных кос и более мощных источников звука глубинность сейсмических исследований МОВ возрастает, и, возможно, их удастся применить даже для прослеживания границы литосфера — астеносфера. Однако, чтобы получить скорости в слоях коры и мантии, нужно использовать закритические отражения и МПВ.

Очень интересен вопрос о распределении температуры в океанической литосфере в зависимости от возраста, особенно в литосфере древнее 80 млн. лет, когда существенное остывание начинает достигать глубин 100 км и более. Не известно, продолжает ли там литосфера охлаждаться как полупространство, или охлаждение прекращается из-за поступления тепла в результате конвекции [47]. Для решения этой проблемы привлекались данные измерений теплового потока через дно океана, определения глубин фундамента и исследования поверхностных сейсмических волн, но окончательного вывода не было сделано. Измерения теплового потока не обладают требуемой точностью, определения глубины фундамента в океанах мезозойского возраста осложнены другими эффектами, а пути поверхностных волн не обеспечивают глобального охвата. Недавно исследование зависимости прочности литосферы на изгиб от возраста [48] позволило ввести новые ограничения на увеличение глубины изотерм с возрастом. Регистрация электромагнитного поля приборами, установленными на дне океана, сейсмическое зондирование с использованием донных сейсмогра-

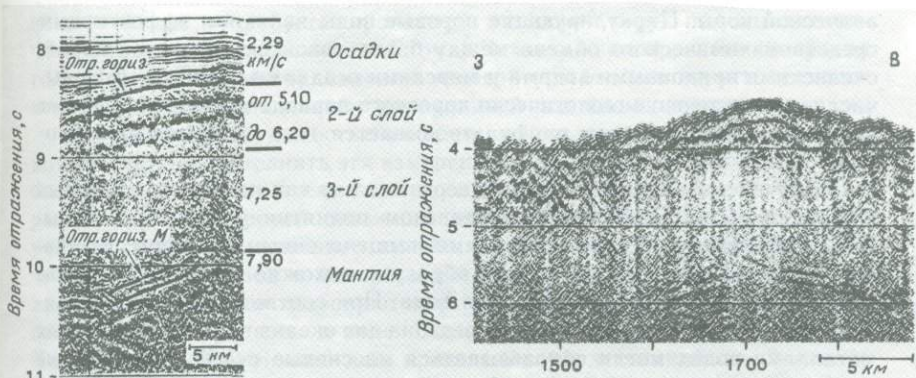


Рис. 9. На сейсмическом разрезе по данным многоканального профилирования МОВ (профиль 19 РС 2002) на Восточно-Тихоокеанском поднятии (справа) можно видеть глубинную отражающую границу на времени отражения около 6 с [57]. Она отождествляется с разделом Мохо. Удвоенное время отражения в земной коре равно почти 2 с. Почти такая же мощность коры получается в нескольких тысячах километров от этого места — на противоположном крае Тихоокеанской плиты вблизи Японского жёлоба (слева). Верхний отражающий горизонт на глубине приблизительно 8,4 с — это кровля фундамента, а нижний отражающий горизонт, глубже 10 с, — Мохо.

фов, длинные сейсмические профили МПВ, а также сейсмические профили МОВ с очень длинной косой — все это, возможно, позволит исследователям зондировать кровлю астеносферы. Уже выполнены некоторые электромагнитные эксперименты, но данных недостаточно, а технические трудности все еще служат большим препятствием на пути их проведения.

Гидротермальная циркуляция и изменение океанической коры

Разнообразные данные показывают, что изверженная океаническая кора характеризуется исключительно высокой пористостью и проницаемостью. Это отчасти вызвано интенсивным термическим растрескиванием, которое обусловлено проникновением холодной морской воды в новообразованную кору [49], отчасти — пустотами, оставшимися в излившейся вулканической покровке, и отчасти — в стороне от оси спрединга — наложением разломов, которые могут достигать подошвы коры. Вблизи оси морская вода вовлекается в мощные высокотемпературные гидротермальные системы [37], а на склонах хребта преобладает более медленная низкотемпературная тепловая конвекция [50]. Общая площадь океанического дна, охваченного гидротермальной циркуляцией, составляет около 60 млн. км², что приблизительно равно половине всей площади суши.

Гидротермальная циркуляция в океанической коре в большой степени определяет химический состав морской воды и изменение базальтовой оке-

анической коры. Циркулирующие поровые воды являются эффективным средством химического обмена между базальтовой океанической корой, океанскими придонными водами и морскими осадками. Эдмондс [51] вычислил, что в течение геологически короткого периода времени 8 млн. лет через океаническую кору профильтровывается весь объем воды Мирового океана.

Вода с температурой 350 °С, извергаемая из так называемых черных курильщиков на Восточно-Тихоокеанском поднятии у 21° с. ш., насыщена цветными и черными металлами, выщелоченными из коры. Выпавшие в осадок цинк, медь и железо образуют похожие на дымовые трубы сооружения, из которых изливается вода. При соответствующих условиях, а именно в восстановительной среде, на дне океана в этих насыщенных металлами водах могли образовываться массивные сульфидные рудные тела, подобные тем, которые найдены в офиолитовых толщах на Кипре и Ньюфаундленде.

Исследования в осевой долине Срединно-Атлантического хребта не выявили сколько-нибудь заметных излияний разогретых вод; однако обитаемые подводные аппараты исследовали только короткие отрезки этого хребта. Возможно, горячие породы находятся на такой большой глубине под Срединно-Атлантическим хребтом, что их нельзя обнаружить с помощью обитаемых подводных аппаратов, либо породы коры настолько раздроблены, что происходит эффективное охлаждение восходящей ветви гидротермальной струи. На осях быстрого спрединга зона высокотемпературной гидротермальной активности имеет ширину всего лишь несколько километров. На больших расстояниях от оси температура циркулирующих вод понижается из-за присутствия более холодных пород. Кроме того, осадки, отлагающиеся на склоне хребта, препятствуют свободному обмену между придонными водами и земной корой и поставляют новые химические компоненты, которые становятся доступными для циркулирующих вод. Там, где слой осадков тонкий и проницаемый, вода может течь через осадки. Данные в пользу такого течения были получены при измерении градиентов температуры во всех океанах [52].

Измерения, недавно проведенные во время бурения, выявили аномально низкие давления поровых вод в океанической коре под 270-метровым слоем осадков [53]. В скважине, пробуренной на южной стороне от Галапагосского центра спрединга, установлено поровое давление, которое на 6 — 12 бар ниже гидростатического. Подобные же аномально низкие давления наблюдались в четырех других пунктах, где скважины достигли фундамента под чехлом осадков. Перепад давления между фундаментом и придонными водами океана приводил к значительному потоку воды через скважину в фундамент.

Эти открытия подсказывают новые объекты исследования в области, которую можно было бы назвать подводной гидрогеологией. Почти все, что мы знаем о гидрогеологии океанического дна, основано на измерениях теплового потока и химических анализах вод, изливающихся вблизи осей хребта. Но это относительно грубые методы. Чтобы полнее узнать о карти-

не циркуляции, потребуется проникнуть в осадки и кору с помощью технических средств бурового судна «Гломар Челленджер», провести измерения гидравлических свойств, давления, температуры *in situ* и изучить геохимические следы, обусловленные циркуляцией под дном океана.

Буровой промышленностью в общем уже созданы приборы, с помощью которых можно выполнить эти измерения и отобрать образцы пород. Особенно важен так называемый метод сальников, который позволяет изолировать отрезок буровой скважины от внешнего давления. Как только участок стенки скважины изолирован, можно отбирать представительные пробы пластовых вод и измерять давление и скорость потока. Данные таких экспериментов позволяют изучать тепловые, химические и гидрогеологические процессы в коре. Возможности бурового судна «Гломар Челленджер» достаточны для проведения исследований во 2-м слое океанической коры на склонах хребтов, где преобладают низкие температуры.

Другие новые методы, которые можно применить при решении проблем подводной гидрогеологии, включают измерения скоростей сейсмических волн и электрического сопротивления в скважинах на больших вертикальных базах. Лишь недавно удалось в полной мере использовать возможности стандартного каротажа в глубоководных скважинах. Например, термокартаж обеспечивает получение наиболее чувствительных данных для обнаружения потока воды и изучения теплового режима океанического фундамента. В конечном итоге эти исследования будут распространены на большие глубины, до 3-го слоя коры, и ближе к осям спрединга, где преобладают высокотемпературные гидротермальные процессы. Усовершенствование техники, которое планируется провести на судне «Гломар Эксплорер», возможно, позволит осуществить такие наблюдения в течение одного-двух ближайших десятилетий.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Многие последние открытия в области морской геологии опираются на использование новых технических средств. В приведенном выше описании актуальных проблем океанов мы попытались показать, что если мы хотим в 80 — 90-х годах этого столетия получить данные, нужные для решения этих проблем, то потребуются новые или более совершенные технические средства. Специального упоминания заслуживают три технических усовершенствования. Во-первых, для бурения на больших глубинах с регулируемой циркуляцией в скважине потребуется судно «Гломар Эксплорер», использование которого предусматривается Программой бурения океанических окраин. Это дорогостоящий проект, но нет другого средства получить образцы пород, которые имеют решающее значение для понимания строения континентальных окраин. Важными являются также совершенно новые эксперименты, планируемые с применением приборов, помещаемых в глубокие скважины. Во-вторых, новые и технически усовершенствованные сейсмические исследования с использованием длинных кос, иногда двух

или более судов незаменимы при изучении океанической коры и мощных осадочных бассейнов на континентальных окраинах. Такие сейсмические эксперименты тоже требуют больших материальных затрат, но они, пожалуй, в 30 — 50 раз дешевле, чем аналогичные сейсмические работы на суше. В-третьих, геологические и геофизические наблюдения, выполняемые с помощью придонных устройств (от обитаемых подводных аппаратов до глубоко буксируемых гидролокационных систем), существенно обогащают наши знания в области морской геологии.

Поскольку стоимость — важный фактор при решении вопроса о применении новых технических средств, должны быть найдены творческие пути для достижения максимальной эффективности в осуществлении проектов, использующих такие средства. Мы делаем это довольно очевидное замечание, потому что верим, что оно имеет серьезные практические последствия. Специалисты в области морской геологии и геофизики, а также океанографические институты в целом, вероятно, должны существенно изменить систему планирования и осуществления больших проектов и убедить других, что большие затраты, требуемые для разработки новых технических средств, оправданны и, как можно ожидать, приведут к новым важным открытиям.*)

ЛИТЕРАТУРА

1. *Hussong D. M.* Eos, **61**, 486, 1980.
2. *Grow J. A.* U. S. Geol. Surv. Circ., **833**, 117, 1980.
3. *Sheridan R.* Личное сообщение.
4. *Keen M. J.* Nature (London), **22**, 72, 1969.
5. *Keen C. E., Keen M. J.* In: *Geology of Continental Margins*. C. A. Burk, C. L. Drake, Eds., Springer-Verlag, New York, 1974, 381. [Имеется перевод: Ч. Кин и М. Кин. В кн.: Геология континентальных окраин, том 2. Под ред. К. Берка и Ч. Дрейка.— М.: Мир, 1979, с. 72.]
6. *Sheridan P. A.* In: *Geology of Continental Margins*. C. A. Burk, C. L. Drake, Eds., Springer-Verlag, New York, 1974, p. 391. [Имеется перевод: П. Шеридан. В кн.: Геология континентальных окраин, том 2. Под ред. К. Берка и Ч. Дрейка.— М.: Мир, 1979, с. 82.]
7. *Sleep N. H.* Geophys. J. Astron. Soc., **24**, 325, 1971.
8. *Watts A. B., Steckler M. S.* Am. Geophys. Union Monogr. (в печати).
9. *Keen C. E.* Can. J. Earth Sci., **16**, 502, 1979.
10. *Artemjev M. E., Artyushkov E. V.* J. Geophys. Res., **76**, 1197, 1971.
11. *McKenzie D. P.* Earth Planet. Sci. Lett., **40**, 25, 1978.
12. *Drake C. L., Ewing M., Sutton G. H.* In: *Physics and Chemistry of the Earth*. Ahrens L. H. A., Press F., R. Rankama, S. K. Runcorn, Eds., Pergamon, New York, **3**, 1959, p. 110.

*) Публикация № 3168 Геологической обсерватории Ламонт-Догерти. Рецензенты А. Б. Уоттс, У. Питмен и Ф. Рабинович. Данные «Глории» Р. Сирла, показанные на карте, составленной В. Ренаром по материалам системы «Сибим», были любезно предоставлены нам до их опубликования. Выполнение этой работы частично финансировалось по дотации Национального научного фонда США DPP 80-19461 и OCE 80-19452.

13. *Stoffa P. L., Buht P. J.* Geophys. Res., **84**, 7645, 1979.
14. *Hussong D. M.* Episodes, **2**, 14, 1980.
15. *Seely D. R., Vail P. R., Walton G. G.* In: Geology of Continental Margins. C. A. Burk, C. L. Drake, Eds., Springer-Verlag, New York, 1974, p. 249. [Имеется перевод: Д. Р. Сили, П. Р. Вейль, Дж. Дж. Уолтон. В кн.: Геология континентальных окраин, том 1. Под ред. К. Берка и Ч. Дрейка.— М.: Мир, 1979, с. 276.]
16. *Moore J. C., Karig D. E.* Geol. Soc. Am. Bull., **87**, 1259, 1976.
17. *Kulm L. D., Fowler G. A.,* In: Geology of Continental Margins. C. A. Burk, C. L. Drake, Eds., Springer-Verlag, New York, 1974, p. 261. [Имеется перевод: Л. Д. Кульм, Дж. А. Фаулер. В кн.: Геология континентальных окраин, том 1. Под ред. К. Берка и Ч. Дрейка.— М.: Мир, 1979, с. 291.]
18. *Langseth M. et al.* Geotimes, **23**, 22, 1978.
19. *Von Huene R. et al.* Ibid., p. 16.
20. *Rutland R. W. R.* Nature (London), **233**, 252, 1971.
21. *Murauchi S.* Kaiyo-Kagaku, **7**, 537, 1975.
22. *Langseth M. G., von Huene R., Nasu N., Okada H.* Oceanologica (в печати).
23. *Delong S. E., Fox P. J.* In: Island Arc, Deep Sea Trenches, and Back Arc Basins. M. Talwani, W. Pitman, Eds., American Geophysical Union, Washington, D. C., 1977, p. 221.
24. *Utsu T. J.* Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. 7, **3**, 379, 1971.
25. *Murauchi S., Ludwig W.* Initi. Rep. Deep Sea Drill. Proj., **56—57**, 463, 1980.
26. *Anderson R. N., Zoback M. D.* Ibid. (в печати).
27. *Watts A. B., Weissel J. K., Larson R. L.* Tectonophysics, **37**, 167, 1977.
28. *Wantanabe T., Langseth M. G., Anderson R. N.* In: Island Arcs, Deep Sea Trenches, and Back Arc Basins. M. Talwani, W. Pitman. Eds., American Geophysical Union, Washington, D. C., 1977, p. 137.
29. *Chapman M. E., Talwani M.* Geophys. J. R. Astron. Soc. (в печати).
30. *Chase C. G.* Nature (London), **282**, 464, 1979.
31. *Ewing M., Heezen B. C.* Science, **131**, 1677, 1960.
32. *Hess H. H.* In: Petrologic Studies: A Volume in Honor of A. F. Buddington, Engels A. E. J. et al., Eds., Geological Society of America, New York, 1962, p. 599. [Имеется перевод: Г. Хесс. В кн.: Новая глобальная тектоника.— М.: Мир, 1974, с. 9.]
33. *Vine F. J., Mathews D. H.* Nature (London), **199**, 947, 1963. [Имеется перевод: Ф. Вайн, Д. Мэтьюз. В кн.: Новая глобальная тектоника.— М.: Мир, 1974, с. 32.]
34. *Le Pichon X. J.* Geophys. Res., **73**, 3661, 1968.
35. *Cann J. R.* Geophys. J. R. Astron. Soc., **15**, 331, 1968.
36. *Langseth M. G., Le Pichon X., Ewing M. J.* Geophys. Res., **71**, 5321, 1966.
37. *Corliss J. B. et al.* Science, **203**, 1073, 1979.
38. *Wilson J. T.* Nature (London), **207**, 343, 1965. [Имеется перевод: Дж. Уилсон. В кн.: Новая глобальная тектоника.— М.: Мир, 1974, с. 58.]
39. *Heezen B. C., Tharp M., Ewing M.* Geol. Soc. Am. Spec. Pap., **65**, 1959. [Имеется перевод: Б. Хейзен, М. Тарп, М. Юинг. Дно Атлантического океана, ч. 1. — М.: ИЛ, 1962.]
40. *Laughton A. S., Searle R. C.* In: Deep Sea Drilling in the Atlantic Ocean: Ocean Crust. M. Talwani, C. G. Harrison, D. E. Hayes, Eds., American Geophysical Union, Washington, D. C., 1979, p. 15.
41. *Hey R.* Geol. Soc. Am. Bull., **88**, 1404, 1977.
42. *Orcutt J. A., Kennett B. L. N., Dorman L. M.* Geophys. J. R. Astron. Soc., **45**, 305, 1975.

43. Bunch A. W. H., Kennett B. L. N. *Ibid.*, **61**, 141, 1980.
44. Houtz R. E. *Geol. Soc. Am. Bull.* **91**, (Part 1), 406, 1980.
45. Herron T. J., Ludwig W. J., Stoffa P. L., Kan T. K., Buhl P. J. *Geophys. Res.*, **83**, 132, 1978.
46. Herron T. J., Stoffa P., Buhl P. *Eos*, **61**, 367, 1980.
47. Richter F. M. *J. Geophys. Res.*, **78**, 8735, 1973.
48. Watts A. B., Bodine J. H., Ribe N. M. *Nature (London)*, **283**, 532, 1980.
49. Lister C. R. B. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **39**, 465, 1974.
50. Anderson R. N., Langseth M. G., Sclater J. G. *J. Geophys. Res.*, **82**, 3391, 1977.
51. Edmonds J. M. *Eos*, **61**, 129, 1980.
52. Anderson R. N., Hobart M. A., Langseth M. G. *Science*, **204**, 828, 1979.
53. CRRUST (Costa Rica Rift United Scientific Team) (готовится к печати).
54. Klitgord K. D., Behrendt J. C. *Mem. Am. Assoc. Pet. Geol.*, **29**, 85, 1979.
55. Ewing J. I., Ewing M. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **70**, 291, 1959.
56. Sheridan R. E., Grow J. A., Behrendt J. C., Bayer K. C. *Tectonophysics*, **59**, 1, 1979.
57. Stoffa P. L., Buhl P., Herron T. J., Kan T. K., Ludwig W. J. *Mar. Geol.*, **35**, 83, 1980.

ПРОЦЕССЫ ОБРАЗОВАНИЯ КОРЫ В СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТАХ

*Группа изучения Восточно-Тихоокеанского поднятия**

Независимые друг от друга геологические и геофизические исследования системы срединно-океанических хребтов начинают сосредоточиваться на изучении природы магматических камер, расположенных под центральной осью хребта. Термические модели предсказывают существование стационарной камеры под тонкой покрывной коры, толщина которой колеблется от 2 до 13 км. В отношении системы хребтов единственное, что эти модели не в состоянии объяснить, — это случай крайне низких скоростей спрединга. Сейсмологические исследования указывают на существование под отдельными участками Восточно-Тихоокеанского поднятия зоны низких скоростей, которая, как можно полагать, соответствует камере с полушириной приблизительно 5—10 км. Эти оценки хорошо согласуются с независимыми определениями, полученными при петрологическом анализе материалов глубоководного бурения и различных программ опробования пород дна, а также при полевом и лабораторном изучении офиолитов. Можно считать, что камера имеет воронкообразную форму и все время остается открытой, что она подпитывается в центре, одновременно затвердевая с обеих сторон, когда спрединг разносит обе ее половины в разные стороны. В камере происходит последовательное фракционирование путем осаждения кристаллов; оно сочетается с постоянным пополнением и перемешиванием магмы в открытой стационарной системе. Придонные исследования показывают, что зона экструзии над камерой узка, а излияния имеют циклический характер, что противоречит стационарности модели. Результаты донных гравиметрических измерений на Восточно-Тихоокеанском поднятии в районе 21° с. ш. указывают на существование отрицательной гравитационной аномалии, источник которой может быть приурочен к самой верхней части камеры. Ширина аномалии всего 2 км, а ее источник лежит на глубине 1 км ниже уровня дна. Она может быть связана с недолго существующим и максимально приближенным к поверхности дна магматическим резервуаром. Циклическая вулканическая деятельность прямо связана с активной фазой гидротер-

* Члены группы (в порядке английского алфавита): *Р. Д. Баллард*, отдел океанической техники, Вудс-Холский океанографический институт, Вудс-Хол, Массачусетс 02543, США; *Х. Крейг*, Скриппсовский океанографический институт, Ла-Холья, Калифорния 92093, США; *Дж. Эдмонд*, отделение физики Земли и планет, Массачусетский технологический институт, Кембридж 02139, США; *М. Эйнауди*, факультет прикладных наук о Земле, Станфордский университет, Станфорд, Калифорния 94305, США; *Р. Холкомб*, Геологическая служба США, Ванкувер, Вашингтон 98663, США; *Х. Д. Холланд*, геологический факультет, Гарвардский университет, Кембридж, Массачусетс 02138, США; *К. А. Хопсон* и *Б. П. Лайндик*, геологический факультет, Калифорнийский университет, Санта-Барбара 93106, США; *К. Макдональд*, отделение геологии, Институт морских наук, Калифорнийский университет в Санта-Барбаре, Голета 93106, США; *Дж. Мортон*, геофизический факультет, Станфордский университет; *Дж. Оркетт*, Скриппсовский океанографический институт; *Н. Слип*, геофизический факультет, Станфордский университет, США.

мальной циркуляции, ответственной за наблюдаемую отрицательную аномалию теплового потока. Объем воды, вовлеченной в эту циркуляцию, равен объему воды всего океана, проходящему через зону аккреции каждые 8 млн. лет. Это около 0,5% скорости всех рек мира, но эффективные скорости переноса элементов при гидротермальной циркуляции сравнимы с эффективными скоростями переноса элементов реками в том смысле, что аномалии концентрации отдельных элементов часто в 100—1000 раз превышают их среднее содержание в водах реки. Степень разбавления под поверхностью определяет окончательную выходную температуру и состав гидротермальных растворов, который варьирует от полного преобладания марганца при крайне сильном разбавлении через преобладание железа при промежуточных степенях разбавления до отложения сульфидов, когда разбавление незначительно. Открытию массивных сульфидных залежей на Восточно-Тихоокеанском поднятии суждено оказать глубокое влияние на наши представления о процессах рудообразования. Будет ли это иметь какое-либо экономическое значение, покажет будущее.

В 1854 г. М. Ф. Мори опубликовал первую батиметрическую карту Атлантического океана, которая указывала на существование крупного хребта, протягивающегося вдоль центральной оси океана [1]. Как было показано, срединно-океанические хребты (СОХ), которые в то время считали геосинклинальными структурами, являются самым крупным на поверхности Земли единым геологическим образованием. Протягиваясь на расстояние 72 000 км и опоясывая земной шар, они занимают более 28% поверхности планеты.

За последнюю четверть столетия СОХ сыграли важную роль в развитии геологической науки, особенно при разработке современных концепций глобальной тектоники. Сейчас мы рассматриваем их как зоны подъема мантии, вдоль которых в океанах формируются литосферные плиты. До недавнего времени изучение этой огромной геологической провинции велось по нескольким параллельным, но отдельным направлениям, сосредоточенным на различных аспектах исследования системы хребтов: поверхностного вулканизма, теплового бюджета, магнитных характеристик, изостатического выравнивания, гидротермальной деятельности, структуры коры, предполагаемого состава пород и процессов, происходящих в коре под дном океана. Однако в последние несколько лет эти параллельные исследования начали сходить к одному кардинальному вопросу: какова природа системы магматических камер, которая подстилает СОХ и считается причиной наблюдаемых здесь процессов? Данная статья представляет собой сводку результатов этих разносторонних исследований и попытку синтеза данных с целью разработать единую модель магматической камеры и связанных с ней процессов, происходящих в коре, химического состава самого океана и наличия массивных залежей сульфидов вдоль центрального рифта, идущего по оси хребта.

СТРУКТУРА ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ

Десятилетие назад Дорман и Льюис высказали предположение, что зависимость между силой тяжести и рельефом поверхности можно представить как функцию пространственной длины волны [2]. Этот метод впоследствии был использован при исследовании океанических бассейнов. Кокран [3] применил его к различным отрезкам СОХ и пришел к выводу, что 1) требуется модель упругой плиты, которая выдерживала бы нагрузку рельефа отчасти благодаря прочности на изгиб; 2) мощность плиты на Восточно-Тихоокеанском поднятии (ВТП) составляет 2—6 км, а на Срединно-Атлантическом хребте (САХ) она заметно больше — 7—13 км. Однако не вполне ясно, можно ли на основе данных о гравитационном поле выявить такое различие. Несмотря на эти сомнения, результаты исследования согласуются с представлением о том, что литосферные плиты охлаждаются и утолщаются со временем при движении в стороны от центра спрединга.

Теоретические модели распределения температуры вблизи оси хребта в целом согласуются с выводами, сделанными на основе гравитационных данных. Температуру в районе оси хребта можно вычислить путем решения уравнения вертикального теплового потока в условиях стационарного поступления материала на оси и его горизонтального перемещения от оси хребта; при этом используются граничные условия, обеспечивающие сохранение энергии [4, 5]. На основании таких расчетов найдено, что латеральная теплопроводность обуславливает образование холодной покрывки коры на оси хребта. Вблизи границ плит под этой покрывкой в разогретой коре может существовать стационарная магматическая камера. Толщина покрывки обратно пропорциональна скорости спрединга, но не меньше, чем приблизительно 2 км, из-за гидротермального охлаждения. При промежуточных скоростях спрединга (6 см/год) покрывка должна быть по крайней мере на 1 км толще.

Морские сейсмологи также выдвинули несколько независимых аргументов в пользу существования локализованной неглубокой магматической камеры под ВТП (рис. 1). При экспериментах, начатых в 1975 г., в нескольких местах на ВТП была обнаружена зона пониженных скоростей, которую интерпретировали как магматическую камеру [6—8]. Во второй серии экспериментов, когда были получены профили зрелой океанической коры, сейсмостратиграфические данные оказались в согласии с типами пород, встречающимися в различных офиолитовых комплексах [9, 10].

Данные о существовании на гребне хребта зоны пониженных скоростей, которая могла бы соответствовать магматической камере, впервые были опубликованы в 1975 г. [6] для района ВТП у 8° с.ш. Время проведения этой работы совпало с появлением теоретических исследований, которые решающим образом порывали с существовавшим прежде подходом к интерпретации данных

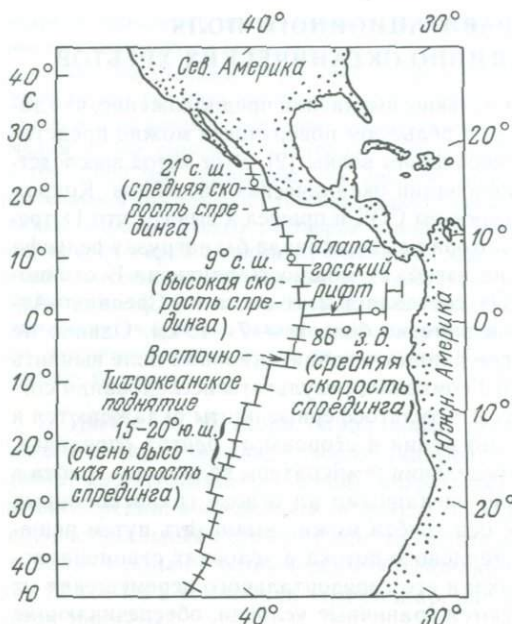


Рис. 1. Схема расположения Восточно-Тихоокеанского поднятия и Галапагосского рифта.

взрывной сейсмологии. В предшествующих исследованиях модели строили из мощных однородных слоев, каждый из которых отвечал своему времени пробега волн [11]. С применением новых методов стало возможным рассматривать изменения скорости по вертикали совершенно произвольно и, что еще более важно, можно было количественно оценить получающиеся при этом ошибки [12]. Кроме того, применение синтетических сейсмограмм для анализа сейсмических профилей, начатое Хелмбергером [13], развилось до такой степени, что можно было с небольшими затратами вычислить точные и полные синтетические сейсмограммы для сложных сред, в которых происходит затухание волн и присутствуют зоны пониженных скоростей [14].

Первым свидетельством существования низкоскоростного слоя было наличие широкой зоны тени, начинающейся на удалении приблизительно 15 км, где амплитуды волн, состоящих в значительной степени из дифрагированной и канализированной энергии, резко падали, а времена распространения волн заметно возрастали [7, 15]. Исследования на ВТП в районе 8° с.ш. (где полная скорость раздвижения плит составляет 12 см/год), основанные на данных метода преломленных волн (МПВ) с применением радиобуев [8] и метода отраженных волн (МОВ) при падении, близком к вертикальному [16], принесли дополнительное подтверждение существования неглубокой зоны сейсмической

тени. Аналогичным образом Рейд и др. [15] опубликовали данные, свидетельствующие о присутствии у 21° с.ш. (6 см/год) неглубокой магматической камеры. Дополнительным аргументом, подтверждающим аномальный характер структуры коры на ВТП в этом районе, является аномальное затухание высокочастотных поперечных волн, распространяющихся вдоль оси; эти данные свидетельствуют о наличии неглубокой камеры шириной менее 10 км [17].

В ряде работ [18 — 22] опубликованы данные о существовании четко выраженных зон пониженных скоростей на ВТП в районе 10° ю.ш. (16 см/год) и в Галапагосском рифте на 86° з.д. (6 см/год). Хотя их авторы расходятся в оценке глубины залегания магматической камеры, появление зон тени на глубинах 12 — 15 км указывает на то, что вышележащая покрывка должна быть тонкой.

Важно установить ширину, а также вертикальную протяженность и местоположение магматической камеры. На основе параллельных хребту сейсмических профилей с использованием радиобуев Розендал и др. [8] показали, что ширина магматической камеры составляет не менее 10 км. Эта величина согласуется с оценками Макклеяна и Льюиса [17] и Рейда и др. [15], хотя ширина может быть еще больше, так как камера выклинивается в обоих направлениях движения плит.

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОГРАНИЧЕНИЯ НА МОДЕЛЬ МАГМАТИЧЕСКОЙ КАМЕРЫ

За последние несколько лет петрологические исследования также принесли убедительные независимые подтверждения существования неглубокой магматической камеры и показали, что характер океанической коры, сформировавшейся под хребтом, определяется дифференциацией и перемешиванием поступающей из мантии магмы в стационарной камере вблизи поверхности. Данные такого рода получены при изучении свежих базальтов СОХ и их стекол, доставленных обитаемыми подводными аппаратами, в результате бурения по программе глубоководного бурения и драгирования, а также при полевых и лабораторных исследованиях офиолитов. Хорошо сохранившиеся офиолиты представляют собой выходы на поверхность пород древней океанической коры и верхней мантии (рис. 2,а). Мощность лав и зон пластинчатых даек, залегающих над плутоническими частями офиолитовых комплексов, определяет глубину кровли магматической камеры, а переход от плутонических (в основном габбровых) изверженных пород к подстилающим их перидотитовым тектонитам вскрывает детали строения сейсмической границы Мохоровичича [23, 24]. Сам разрез плутонических пород позволяет непосредственно увидеть бывшую магматическую камеру

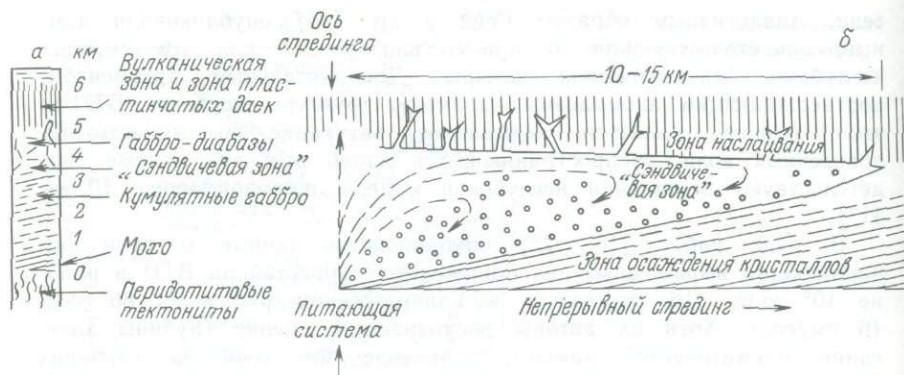


Рис. 2. Схематическая модель стационарной, непрерывно открывающейся магматической камеры (б) под хребтами со средней или высокой скоростью спрединга. Модель применима, в частности, к Семейлскому офиолитово-габбровому разрезу (а).

показывая ее вертикальные размеры, расслоение, структуру и вариации состава продуктов ее дифференциации. Кумуляты обычно образуют основную часть разреза plutонических пород. Здесь кумулятивная серия, особенно соотношения между ее скрытокристаллической и кумулюсной фазами, детально показывает, как фракционировавшая магма развивалась вдоль нисходящей линии кристаллизации расплава. Вышележащие вулканические породы и пластинчатые дайки представляют собой остатки комплементарного расплава (плюс их интрателлурические кристаллы), которые фракционировали вдоль котектической нисходящей линии кристаллизации.

Петрологические и геохимические исследования свежих базальтовых стекол и сосуществующих с ними кристаллов из молодых неизменных лав современных океанических центров спрединга дают самую лучшую информацию о вариациях состава дериватов расплава, поступавшего из магматической камеры. Эти изменения состава показывают, как дифференцированная магма развивалась вдоль котектической линии кристаллизации расплава и как тормозилось фракционирование при пополнении и смешении магмы [25]. Изменение состава молодых лав вдоль оси центрального рифта раздвигающихся хребтов, найденное при исследованиях с помощью обитаемых подводных аппаратов и драгировании с акустическим определением координат, показывает, как меняется состав нижележащей магмы в пространстве [26, 27]. В то же время изменение состава эффузивных толщ в одном и том же месте, изученное с помощью обитаемых подводных аппаратов и глубоководного бурения, показывает, как фракционирующая магма изменяется во времени [28]. Диапазон изменения состава — это показатель того, до какой степени дошло фракционирование

магмы на глубине, и важно, что степень фракционирования этих лав даже не приближается к стадии фракционирования подстилающей плутонической серии, вскрытой в офиолитах.

Петрологические ограничения размера и формы магматической камеры базируются в основном на данных о стратификации изверженной части офиолитов. Кумуляты, залегающие выше перидотитового тектонита,— это явно фаза кристаллизации, которая накапливалась на дне камеры в результате гравитационного осаждения (рис. 2,а). Кумуляты постепенно переходят в нерасслоенные изотропные габбро, сформировавшиеся при одновременном осаждении кристаллов в среде столь плотной, что расслоенность и сланцеватость становятся уже невозможными. Гравитационная дифференциация в этой зоне сходна с дифференциацией в нижней половине или нижних двух третях мощной толщи дифференцированных диабазовых силлов на суше [29]. Эти изотропные «квазикумуляты» вверх по разрезу переходят в кварцевые роговообманковые габбро, диориты и небольшие тела плагиогранита — ассоциацию, соответствующую наиболее фракционированным породам всего офиолитового комплекса (рис. 2,а). Выше эти породы переходят в самую верхнюю зону вновь менее фракционированного габбро и габбро-диабазов, которые имеют интрузивные контакты с вышележащими пластинчатыми дайками, но сами рассечены более молодыми дайками и небольшими плагиогранитовыми интрузиями, берущими начало в подстилающей фракционированной зоне (рис. 2,а). Данная самая верхняя зона изотропных габбро кристаллизовалась в направлении вниз от кровли магматической камеры, представленной серией пластинчатых даек; это так называемые «наслоенные габбро» Дьюн и Кидда [30].

Таким образом, во время затвердевания магматической камеры изотропные габбро кристаллизовались («наслаивались») вниз от кровли, тогда как ультраосновные и габбровые кумуляты и изотропные габбровые «квазикумуляты» постепенно аккумулировались вверх по разрезу от основания камеры. Части магматической камеры, затвердевавшие соответственно снизу и сверху, встречаются в «сэндвичевой» зоне, где эволюция постепенно фракционирующей магмы заходит наиболее далеко. Кварцсодержащие габбро, диориты и небольшие тела плагиогранитов включены в эту сэндвичевую зону.

Спудич и Оркетт [9] проанализировали серию сейсмических профилей МПВ, на которых наблюдалась очень хорошая запись поперечных волн, с целью найти зависимости от глубины отношения скоростей V_p/V_s или коэффициента Пуассона (отношения относительного поперечного сжатия к относительному продольному растяжению тела, подвергнутого действию растягивающего напряжения). При сопоставлении полученных моделей с физическими свойствами офиолитовых комплексов [31] обнаруживаются законо-

мерности, идентичные офиолитовой стратификации. Это означает, что «океанический слой» явно формировался в той последовательности, в какой происходит дифференциация базальтов. Поразительно, что в диапазоне глубин от 1,5 до 2,5 км коэффициент Пуассона уменьшается до значения менее 0,24, указывая на возможное присутствие значительных количеств кварца. Этот факт согласуется с присутствием более поздних дифференциатов, в частности плагиогранитов и кварцевых диоритов, в сэндвичевой зоне. Присутствие таких диоритов и плагиогранитов, возможно, также поможет построить реалистичную модель для объяснения высокой намагниченности пород, необходимой для того, чтобы океанический слой был правдоподобным источником большей части наблюдаемой интенсивности морских магнитных аномалий.

Положение сэндвичевой зоны (рис. 2,а) — важнейший фактор, определяющий форму магматической камеры (поперечный разрез ее показан на рис. 2,б) [32]. Предполагается такая модель спрединга океанического дна, в которой камера остается открытой в центре и две ее половины раздвигаются в разные стороны по мере того, как происходят затвердевание («наслаивание») вниз от кровли и аккумуляция вверх от основания. Сэндвичевый горизонт отмечает уровень, на котором последняя, наиболее фракционированная порция магмы была захвачена на дальней стороне внутри каждой половины камеры. Сэндвичевая зона неизменно встречается на высоких уровнях в разрезах офиолитовых плутонических толщ, которые довольно хорошо сохранились и петрологически хорошо изучены [24, 32 — 35]. Другими словами, каждая половина камеры затвердевала главным образом за счет аккумуляции осадившихся кристаллов вверх от основания и лишь при незначительном наслаивании вниз, по мере того как в процессе спрединга обе половины раздвигались. Результатом этого процесса было образование магматической камеры с расширяющимся кверху — почти треугольным или воронкообразным — поперечным сечением [32, 33, 36].

Модели расширяющихся вниз магматических камер на оси спрединга [26, 30, 37] приписывают большую роль наслаиванию в нижнем направлении, чем аккумуляции в верхнем направлении, что должно было бы привести к образованию некумулятивной верхней толщи и расположению сэндвичевой зоны на относительно низком стратиграфическом уровне внутри плутонического комплекса. Нам не известны хорошо документированные примеры офиолитовой толщи со стратиграфией такого рода. Поэтому модель магматической камеры такого общего вида, как показан на рис. 2,б [32, 36], предварительно принята в качестве рабочей гипотезы для отрезков СОХ со средней и высокой скоростью спрединга.

Ширина магматической камеры зависит от ее высоты на оси спрединга и от наклона поверхности массы кумулятов, которые формируются на каждой стороне. В некоторых офиолитовых комп-

лексах известны плутонические толщи мощностью до 5—6 км [32, 36, 38], и эта величина, возможно, приближается к верхнему пределу размера магматических камер по вертикали в хребтах с высокой скоростью спрединга. Труднее вычислить угол наклона, при котором кумуляты будут залегать, не испытывая значительного оползания, но он может превышать угол наклона рыхлых осадков, поскольку механизм адкумулятивной кристаллизации, сопровождающей затвердевание большинства этих слоев, должен вызывать дополнительное сцепление [32, 36]. Угол наклона кумулятивной толщи, равный приблизительно 20° , был вычислен для части Семайлских офиолитов (Оман) по углу наклона габбровых кумулятов относительно перидотитового субстрата. Паллистер и Хопсон [36] оценили полуширину магматической камеры Семайлских офиолитов (разреза Ибра) в 10—15 км; их оценка получена по углу наклона кумулятивной толщи 20° и ее мощности 5 км. Сейсмические данные Розендала и др. [18] и Байби [19] подтверждают такую геометрию модели.

Сравнение вариаций состава лав COX и плутонических комплексов в офиолитах показывает, что лавы COX имеют довольно ограниченный спектр состава (содержание двуокиси кремния SiO_2 колеблется в основном в пределах 48,5—52%, а отношение окиси железа к окиси магния $\text{FeO}^{\text{сум}}/\text{MgO}$ составляет приблизительно 0,7—1,9, редко 3,2). В то же время у пород, которые сформировались в соответствии с нисходящей линией кристаллизации расплава в магматической камере и наблюдаются в верхних некумулятивных участках офиолитовых плутонических разрезов, этот спектр довольно широк — от оливнивого габбро и диабазы через обогащенный магнетитом диорит ($\text{FeO}^{\text{сум}}/\text{MgO} = 4$) до плагιοгранита (SiO_2 до 76%) [24, 39, 40]. Таким образом, оказывается, что в камере развивается полный диапазон составов дифференцированной магмы, тогда как магма, излившаяся в виде лавы в рифтовой долине, имеет значительно более ограниченный диапазон. Это может быть связано с тем, что фракционирование внутри магматической камеры создает высоко-развитые, от умеренных до кислых, остаточные расплавы только после того, как спрединг отодвигает половины камеры далеко за пределы основной зоны рифтообразования и экструзии. На рис. 2,б показано, что полное фракционирование происходит лишь в самых далеких частях, крыльях стационарной камеры [32, 36]. Напротив, модели, в которых магматическая камера по всей своей ширине расположена под зоной экструзии [26, 41], не могут удовлетворительно объяснить большого различия в составе между интрузивными и экструзивными комплексами.

Возникает вопрос: существуют ли вообще такие магматические камеры под хребтами с малой скоростью спрединга [42]? При скорости спрединга приблизительно менее 2 см/год латеральная теплопроводность может препятствовать появлению стационарной магматической камеры в земной коре [4]. Большая мощ-

ность плит (7 — 13 км), предсказанная на оси САХ [5], отсутствие признаков протяженных зон коры с пониженной скоростью волн в материалах сейсмических исследований и установленные значительные глубины землетрясений (около 8 км) в осевой долине [43] — все это свидетельствует о существовании различий в конфигурации магматического тела для хребтов с малыми и большими скоростями спрединга.

Решающие данные в пользу существования магматических камер приносит также изучение вариации состава базальтовых стекол (расплавов) из лав СОХ и состава сосуществующих с ними оливинов. Расплавы, поступающие непосредственно из верхней мантии океанов, имеют примитивный состав, который по оценке одних исследователей соответствует толеитовому пикриту [44], по данным других — наименее фракционированным толеитовым базальтам СОХ из числа поднятых со дна океана [45]. Эти расплавы имеют состав ликвидусного оливина? 90 — 91 мол. % форстерита в равновесии с оливином перидотита верхней мантии, и из них оседает оливин (90 мол. % форстерита) дунита базальной зоны там, где они впервые поступают в магматическую камеру, как это видно в офиолитах [36, 40, 46]. Лавы СОХ, обладающие этими и другими геохимическими характеристиками примитивного состава [47], редки. Спектр состава базальтовых стекол из подавляющего большинства лав СОХ характеризуется различной степенью фракционирования [48], и сосуществующий с ними оливин является типичным в диапазоне 75 — 85 мол. % форстерита.

Вычисление перемешивания методом наименьших квадратов показывает, что эти фракционированные расплавы образовались из расплавов более примитивного состава при удалении различных относительных количеств оливина, плагиоклаза и клинопироксена — фаз, которые кристаллизуются на раннем этапе из магм СОХ при низких давлениях [26, 49]. Они также представляют собой наиболее распространенные кумулусные фазы в офиолитовых плутонических комплексах, рассматриваемых как ископаемые магматические камеры. Таким образом, большая часть магмы, излившаяся в виде лавы вдоль испытывающих спрединг океанических хребтов, по-видимому, поступала не прямо из мантии, а фракционировала в неглубоких резервуарах в коре на пути к поверхности.

В последнее время удалось значительно лучше понять процессы, происходящие в осевых магматических камерах, и влияние, оказываемое ими на состав и структуру океанической коры. Все больше накапливается данных о том, что при фракционировании эти магматические камеры функционируют как открытые системы, на которые решающее влияние оказывает неоднократное пополнение и перемешивание магмы. Свидетельством перемешивания магм являются состав фенокристаллов и расплавных включений, которые не находятся в равновесии с вмещающим их расплавом (стеклом), а также химические данные, указывающие на то, что сос-

тав лав лежит вдоль прямолинейных трендов перемешивания более примитивных и более развитых составов, а не вдоль криволинейных трендов фракционирования [28].

В офиолитовых кумулятивных комплексах циклическое строение фаз кумулуса отражает пополнение расплавов, которые были уже фракционированы в направлении оливин-плагиоклаз-клинопироксеновой котектики при неоднократном добавлении более примитивных расплавов, лежащих в поле оливинового ликвидуса [32, 34, 36]. Характер колебаний состава скрытокристаллической фазы показывает, что состав магмы изменяется от трендов постепенного фракционирования, ведущих к более развитому составу, до трендов перемешивания, сдвигающих расплавы назад к более примитивному составу [36, 46]. Совокупность данных по вулканическим и интрузивным породам, свидетельствующих о постепенном фракционировании путем осаждения кристаллов в сочетании с неоднократным пополнением и перемешиванием магмы, согласуется с концепцией открытой системы — стационарной магматической камеры, которая все время остается открытой и пополняется из центра, одновременно затвердевая с обеих сторон, когда спрединг раздвигает обе ее половины.

Донная гравиметрическая съемка вдоль гребня ВТП в районе 21° с.ш. (рис. 3) [50] выявила отрицательную аномалию силы тяжести с амплитудой около 1,5 мГал, которую можно связать с магматической камерой в коре. Однако, поскольку ширина аномалии составляет лишь около 2 км, она может быть вызвана конфигурацией самой верхней части камеры, находящейся наиболее близко к оси, а не всей ее клинообразной структурой. Если эту аномалию смоделировать с помощью горизонтального цилиндра, получается, что создающее ее тело могло бы иметь плотность на $0,21 \text{ г/см}^3$ ниже плотности вмещающих пород, диаметр 750 м и центр на глубине около 1 км под дном океана. Аномалия силы тяжести, зарисованная на ВТП у 21° с.ш., указывает на общий дефицит массы $9 \cdot 10^7 \text{ кг}$ на 1 м длины хребта [50]. Если этот дефицит массы вызван верхним краем магматической камеры, то его могло бы локальным образом изостатически компенсировать поднятие на 50 — 60 м топографического блока шириной 1 км на гребне хребта. Можно утверждать, что геологическая зона I (см. рис. 3) приподнята над окружающим дном приблизительно на 20 — 30 м. Однако не вполне ясно, полностью ли рельеф дна компенсирует в этом месте остаточную аномалию на гребне хребта. Либо трение или плоскости разломов поддерживают нарушение равновесия, либо компенсацию обеспечивает процесс большего масштаба.

Состав магм океанических хребтов определяется 1) процессами частичного плавления в одном или нескольких мантийных источниках, 2) фракционированием кристаллов и реакцией расплава

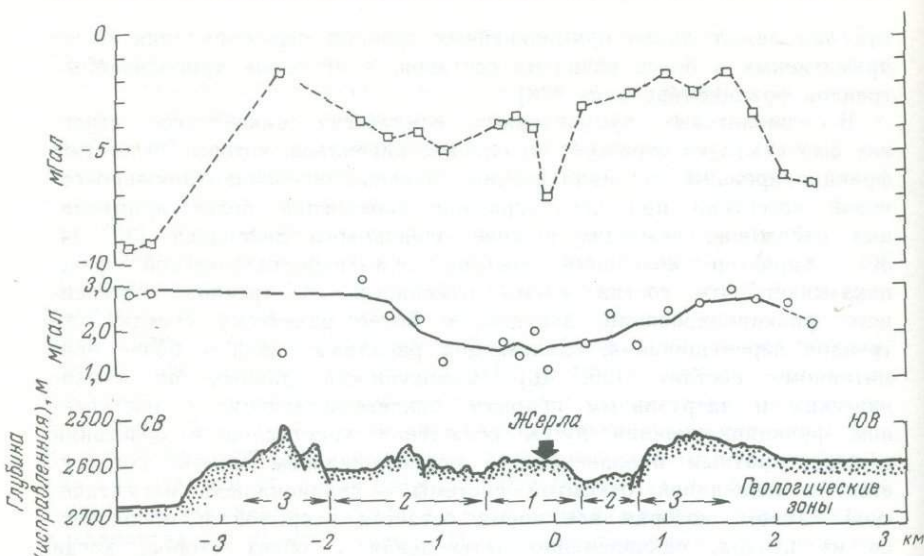


Рис. 3. Батиметрический профиль через гребень ВТП у 21° с. ш., полученный глубоководным буксируемым эхолотом (внизу), простая аномалия Буге (в середине) и аномалия в свободной воде (вверху) по данным измерений с помощью донных гравиметров. Сплошная линия — скользящее среднее по трем точкам, вычисленное без учета значения на глубине 2,4 км (это очень низкое значение обусловлено топографическим эффектом холма, скорректированным лишь частично). Широкая отрицательная аномалия с центром вблизи отметки 0 км может быть связана с неглубокой магматической камерой [50].

с вмещающими перидотитами при его подъеме через воздымающуюся верхнюю мантию (или совместно с ней), 3) фракционированием кристаллов в неглубоких магматических камерах в сочетании с 4) пополнением и перемешиванием магмы и 5) возможным дальнейшим изменением дериватного расплава при его подъеме из магматической камеры на поверхность.

Геохимические исследования малых элементов в базальтах из САХ с малой скоростью спрединга привели некоторых геологов к выводу о том, что порции магмы, различия между которыми предопределены в мантии, все еще можно распознать в лавах даже из единичных буровых скважин глубоководного бурения [51] или из локальных участков внутри рифтовой долины [52]. Если процессы 3, 4 и 5 недостаточны для ликвидации различного химического состава магмы, унаследованных из мантии, то напрашивается вывод об очень небольших или временно существующих магматических камерах. Но химические и петрологические особенности лав, обусловленные мантийными процессами, по мере увеличения скорости спрединга должны ослабевать и исчезать, ибо в

этом случае мантийные расплавы будут более интенсивно перемешиваться и гомогенизироваться в магматической камере большего размера. Однако если эти особенности сохраняются, то в качестве альтернативы мантийному влиянию следует обратиться к неглубоким процессам в коре (процесс 5). В этом отношении до настоящего времени недостаточно учитывалось, что магма, поднимающаяся на поверхность из магматических камер на оси хребта, могла двигаться с остановками и временно накапливаться в дайковых системах, где она могла войти в контакт и взаимодействовать с горячими гидротермальными растворами, циркулирующими в сильно растресканной верхней части коры. Такие взаимодействия, несомненно, не должны изменить содержания основных химических элементов в расплаве, но они могли бы оказать существенное влияние на малые элементы. Иначе говоря, могут ли небольшие порции магмы пройти через системы трещин в коре, претерпевающей активный гидротермальный метаморфизм, и, выйдя наверх, не приобрести никакого отпечатка этого процесса?

ВУЛКАНИЗМ, СТРУКТУРА И МАГНИТНОЕ ПОЛЕ РИФТОВОЙ ДОЛИНЫ

Детальные исследования геологического строения дна рифтовой долины на САХ и ВТП показывают, что процессы спрединга сильно изменяются во времени и пространстве вдоль узкого рифта (рис. 4). Зона активного экструзивного вулканизма имеет обычно ширину менее 1 — 2 км и обрамляется зоной растяжения, в которой преобладают ограниченные сбросами блоки.

Узость экструзивной зоны также отражается в характере границ между телами с прямой и обратной намагниченностью. Резкость смены магнитной полярности служит мерой ширины зоны, в которой формировалась верхняя часть океанической коры [53]. В частности, для ВТП оказывается, что ширина зоны формирования не превышает 1 — 5 км [54, 55]. Макдоналд и др. [55] выполнили трехмерное преобразование Фурье магнитного поля, измеренного с помощью глубоко буксируемого магнитометра вблизи границы эпох полярности Брюнес и Матуяма на ВТП в районе 21° с.ш. Эта граница в плане удивительно прямолинейна, и переход совершается на расстоянии лишь 1,0 — 1,4 км, а следовательно, ширина зоны формирования коры составляет всего 0,6 — 1,0 км. Измерения магнитным градиентометром, проведенные с помощью обитаемого подводного аппарата, показывают, что в обнажающихся на поверхности подушечных лавах и пластовых потоках инверсионная граница расположена на 500 м дальше от оси, чем по данным преобразования Фурье наблюдаемого магнитного поля. Это 500-метровое перекрытие является косвенной мерой «рассеяния» вулканических потоков от центральной оси во время

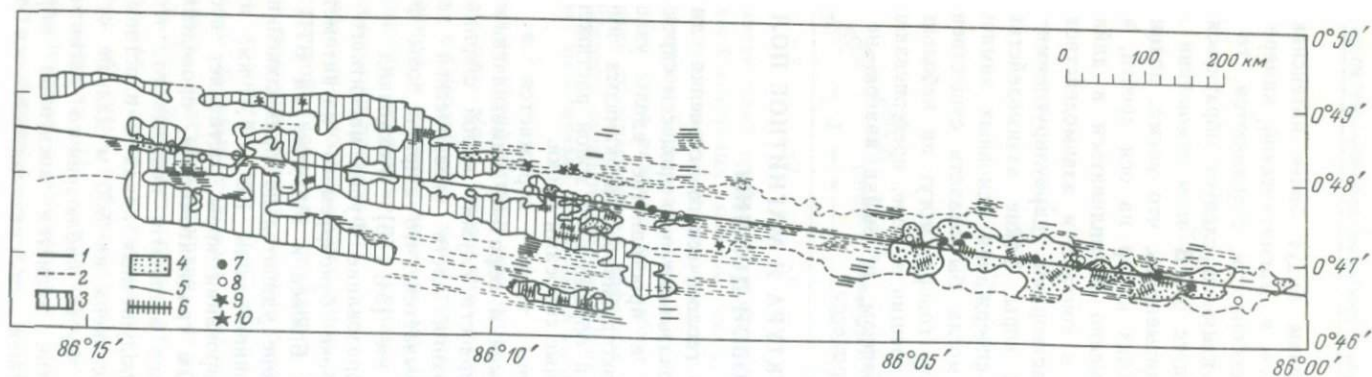


Рис. 4. Упрощенная геологическая карта Галапагосского рифта, показывающая циклический характер вулканизма по простирацию, а также положение гидротермальных жерл внутри узкой зоны наиболее молодого экструзивного вулканизма [98]. 1 — разломы, 2 — трещины, 3 — самые молодые пластовые потоки, 4 — самые молодые подушечные потоки, 5 — видимые эруптивные трещины, 6—10 — гидротермальные особенности: 6 — ярко-желтая окраска, 7 — активное сообщество живых организмов, 8 — ракушки мертвых моллюсков, 9 — активное отложение сульфидов; 10 — сульфидные залежи.

формирования коры. В данном районе установлено, что пластовые потоки распространяются на 500 м от инверсионной границы [56], но в других районах ВТП они, по-видимому, смещены на несколько километров от оси [57]. В то же время на отдельных отрезках Галапагосского рифта молодые лавовые потоки заполняют рифтовую долину по всей ее ширине в 4 км (см. рис. 4) [58].

Еще больше, чем резкость смены полярности, поражает регулярность знака намагниченности, обнаруженная по обе стороны от инверсионной границы. Даже на длинных профилях (полной протяженностью 4 км) с обеих сторон от инверсионной границы каждый намагниченный блок имеет правильную полярность, т.е. полярность, согласующуюся со знаком региональной линейной магнитной аномалии. Это не удивительно для молодой стороны инверсионной границы, поскольку более молодая кора должна перекрывать древнюю. Однако весьма удивительно, что на древней (обратно намагниченной) стороне границы не было участков коры с новой (прямой) полярностью. Действительно, местами граница выходит на поверхность в виде геологического контакта между намагниченными в прямом направлении вулканическими потоками, которые упираются в сбросовые уступы, падающие в сторону оси, и в виде прямо намагниченных потоков, налегающих на обратно намагниченные потоки подушечных лав.

Как увязать эту необычайно четкую картину со сложной магнитной стратиграфией, обнаруженной в скважинах глубоководного бурения? Скважины, проникающие глубже 500 м, расположены в Атлантическом океане, характеризующемся низкими скоростями спрединга. Статистические исследования [59] показывают, что при таких скоростях, если зона формирования коры имеет ширину более нескольких километров, будет генерироваться участок коры с чередующейся по вертикали прямой и обратной полярностью. При больших скоростях спрединга и малой ширине зоны формирования коры (ВТП) границы будут наклонными из-за того, что кора с более молодой полярностью перекроет кору со старой полярностью, но будет наблюдаться тенденция к более четко выраженной полосчатости магнитных аномалий, а сами аномалии будут резче. Таким образом, скорость спрединга и ширина границы плит могут оказывать глубокое влияние на формирование магнитных аномалий.

Характер вулканической деятельности можно определить по аналогии с субаэральными формами рельефа [57]. Наблюдались лавовые потоки различных морфологических типов, которые подразделяются на две основные группы: подушечные лавы [60] и пластовые потоки [57]. Эти типы, по-видимому, аналогичны двум видам субаэральных лав типа пахозоэ, питаемых соответственно по трубам [61] и по поверхности [62]. Подобно своим

субаэральным аналогам, подушечные лавы и пластовые потоки, вероятно, образовались при различной продолжительности течения лав, которая в свою очередь отражает вариации в характере излияний и процессов, происходящих внутри магматической камеры. Поэтому по морфологии лавового потока можно судить о характере излияния. Как и субаэральные базальты, пластовые потоки указывают на кратковременные извержения со сравнительно большими скоростями излияния, тогда как подушечные лавы скорее всего возникают при продолжительных извержениях с меньшей скоростью излияния.

Вулканическая деятельность вдоль субаэральной рифтовой зоны обычно начинается кратковременными извержениями, которые рассеяны во времени и пространстве и за которыми следуют продолжительные извержения на ограниченных участках вдоль рифтовой зоны. Общий результат такой последовательности событий — сложная ассоциация лавовых потоков, в которых более древние, питаемые по поверхности потоки обычно перекрыты более молодыми потоками, питаемыми по трубам [62]. Стратиграфический разрез, включающий несколько подобных толщ, состоит из чередующихся единиц, в каждой из которых преобладает определенный тип потока. Такие чередующиеся слои характерны для керн из скважин глубоководного бурения [63] и наблюдались также на стенках рифтовой долины САХ [64].

Если аналогия с субаэральными формами верна, то слои должны образовывать пары близкого возраста, в каждой из которых нижним членом являются пластовые потоки, а верхним — потоки подушечных лав. Несмотря на значительные местные усложнения, связанные с взаимным проникновением потоков различных типов, самые молодые потоки чаще всего представлены подушечными лавами с хорошо развитыми внутренними каналами; они перекрывают пластовые потоки аналогичного возраста [57]. В типичном поперечном разрезе рифтовой долины осевой вулкан, сложенный трубообразными лавовыми потоками, сформирован на основании из пластовых потоков, запруженных между краевыми поднятиями, которые представляют собой разбитые сбросами остатки прежних осевых вулканов [65]. Вулканизм на каждом участке вдоль рифта носит циклический характер; колебания мощности осадочного покрова указывают, что продолжительность каждого цикла имеет порядок несколько тысяч лет. Как можно полагать, циклы вулканизма соответствуют циклам перемешивания магмы, а петрология различных эруптивных фаз в общем цикле должна отражать дифференциацию, происходящую в магматической камере и наблюдаемую в офиолитах.

Внедрение даек на глубине, вероятно, происходит более непрерывно в пространстве и времени, чем поверхностные вулканические извержения. Изменение напряжения ν , обусловленное

интрузией дайки, описывается выражением

$$v = SEW/L,$$

где S — коэффициент формы, имеющий порядок единицы, E — модуль Юнга, W — ширина дайки, L — меньший линейный размер в плоскости дайки. Если участки гребня хребта, на которых в последнее время не происходили извержения, характеризуются отсутствием даек на глубине, то на них за короткий отрезок времени должно было бы создаться избыточное напряжение. При $W = 1$ м (типичная ширина дайки в офиолитах), $E = 0,5$ Мбар, L (мощность покрывки) = 2 км и скорости спрединга 6 см/год напряжение в 1 кбар будет достигнуто всего лишь за 70 лет (в этом примере L представляет собой произведение скорости спрединга на время). Это напряжение, вероятнее всего, снимается дайками, которые не достигают поверхности.

На рис. 4 видно также, что поля распространения активных гидротермальных жерл, обнаруженные до настоящего времени, находятся внутри узкой зоны развития самого молодого вулканизма и характеризуются циклическим распределением, непосредственно связанным с вулканическим циклом [50, 66]. Возможно, что магма, поднимающаяся к поверхности из осевых магматических камер, перемещалась с остановками и временами накапливалась в дайковой системе, где могла контактировать и взаимодействовать с гидротермальными флюидами, циркулирующими через сильно трещиноватую верхнюю часть коры.

В настоящее время много неясного в вопросе о степени трещиноватости океанической коры и глубине проникновения трещин. Листер [67] утверждал, что вода может проникать до основания океанической коры, а Макклейн и Льюис [17] отмечали, что последующая гидратация оливина с превращением его в серпентин могла бы объяснить наблюдаемую значительную изменчивость скоростей сейсмических волн в основании «3-го слоя». Николс и др. [68] и другие исследователи пытались показать, что сильно серпентинизированная нижняя кора, которую можно наблюдать, например, в офиолите Пойнт-Сал (они считают ее результатом гидратации, предшествующей внедрению), может образовывать мощный слой с низкой скоростью в основании коры. Возникающая при этом структура будет соответствовать сейсмическому разрезу, классической интерпретацией которого является «нормальная океаническая кора». Однако работа Спудича и Оркетта [9] исключает сколько-нибудь значительную серпентинизацию в основании земной коры.

Несколько исследователей показали, что пористость на небольших глубинах в океанической коре может варьировать от 15 до 20 [9, 69, 70]. Действительно, результаты донных гравиметрических измерений на ВТП у 20° с.ш. можно интерпретировать как следствие 10%-ного уменьшения плотности коры (обусловленного трещиноватостью), а не как признак неглубокой магматической камеры [50]. Тем не менее эффективное

давление (разность литостатического давления и давления поровой жидкости), по-видимому, достаточно для повышения скорости *in situ* до значения, характерного для вмещающих или ненарушенных трещинами верхних 600 м пород [66]. Более того, допущение интенсивного растрескивания молодой верхней части коры привело Хиндмана и Дрери [69] к выводу о том, что удельное электрическое сопротивление приповерхностной части коры должно быть порядка 10 Ом·м. Однако единственный геоэлектрический эксперимент с искусственным источником возмущения, проведенный до настоящего времени [50], принес убедительные свидетельства того, что сопротивление в десять раз превышает указанное значение.

ХИМИЧЕСКИЕ ОГРАНИЧЕНИЯ НА СИСТЕМУ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ

Первоначальное свидетельство высокой гидротермальной активности на оси хребта было получено в результате открытия металлоносных осадков, покрывающих молодую кору на ВТП [71]. Последующие работы показали, что эти осадки приурочены к хребтам со средней и высокой скоростью спрединга и образуют базальный разрез в керне из многих скважин глубоководного бурения [72].

Дальнейшее глобальное обобщение данных по кондуктивному тепловому потоку из океанической коры однозначно продемонстрировало, что к молодой коре приурочена крупная отрицательная тепловая аномалия. Величина этой аномалии равна по меньшей мере половине потери тепла, требуемой тепловыми моделями процесса образования литосферных плит [64]. Этот результат указывал на то, что благодаря гидротермальной конвекции из интрузивной зоны может выноситься приблизительно $5 \cdot 10^{19}$ кал/год [73].

Исследования изотопных систем кислорода в базальтовых породах дна океана [74] принесли независимое подтверждение взаимодействия морской воды с веществом коры при высоких температурах и до больших глубин. Измерения изотопного состава в «неизмененных» первичных минералах и разделения изотопов между сосуществующими вторичными фазами позволили получить температуру воды около 300°C [76] и глубину проникновения воды в кору более 5 км [77].

Экспериментальные исследования реакций базальта с морской водой при высоких температурах и существующих на дне океана давлениях показали, что в ходе этого процесса состав жидкости должен подвергаться заметным изменениям [78]. Если гидротермальная конвекция ответственна за аномалию кондуктивного теплового потока и рабочая температура системы действительно близка к 300°C, то через зону аккреции приблизительно каждые 8 млн. лет должен проходить объем воды, равный объему ее во всем Мировом океане. Такая скорость потока составляет приблизительно 0,5% от скорости течения рек на земном шаре [79].

Согласно экспериментальным данным, изменения состава циркулирующей морской воды, обусловленные ее реакцией с базальтом, приводят к тому, что ее эффективные скорости переноса сравнимы с эффективными скоростями переноса рек в том смысле, что аномалии в концентрации отдельных элементов часто в 100 — 1000 раз превышают их среднее содержание в водах рек. Следовательно, есть основания думать, что состав морской воды подвержен существенному воздействию вулканических процессов.

В первых полях гидротермальных жерл, открытых на Галапагосском рифте в районе 86° з.д. [80], наблюдалась выходная температура, превышающая окружающую менее чем на 20°C . Однако величина и характер обнаруженных химических аномалий четко указывали на то, что температура, при которой они возникли, была очень высокой, а зарегистрированная выходная температура в жерле — это побочный эффект, обусловленный интенсивным подповерхностным захватом окружающих «грунтовых вод» [81]. Таким образом, температурный градиент магния можно экстраполировать до нулевой концентрации вблизи 350°C , как и для сульфатов. Растворы сильно обогащены литием, калием, рубидием, а также кальцием и барием. Пониженное содержание обычных металлов, образующих сульфиды [82], указывает на то, что процессы минерализации происходят в коре, когда горячие кислые воды нейтрализуются холодными щелочными грунтовыми водами. Концентрация марганца также очень высока.

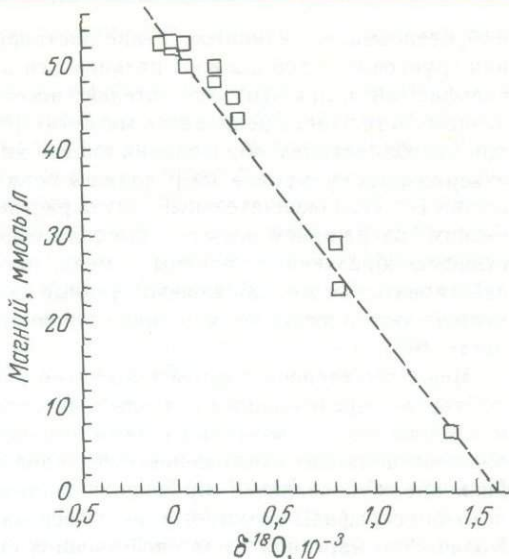
Величина аномалии ^3He мантийного происхождения увеличивается прямо пропорционально температуре [83]. Средний поток ^3He через дно океана по расчетам составляет приблизительно 4 атома на 1 см^2 в секунду [77]. Если все это количество вещества действительно инъецируется на ось хребта в таком же соотношении с теплом, какое наблюдается на Галапагосском рифте, то вычисленный тепловой поток составит $5 \cdot 10^{19}$ кал/год, что удивительно хорошо согласуется с геофизическими оценками. Данный результат означает, что галапагосские горячие источники имеют большое значение для формирования состава пород, и позволяет оценить приток других элементов. Полученные значения оказываются велики и согласуются с тем, что известно в отношении привноса и выноса составляющих глобального геохимического баланса массы [81]. Так, приток магния и сульфатов к хребту равен привносу этих веществ реками и объясняет остававшееся до последнего времени непонятным отсутствие ныне активных мест удаления осадков [82]. Вынос кальция в хребтах приблизительно равен притоку «нового» некарбонатного кальция с континентов; таким образом объясняется наблюдаемый двукратный «избыток» кальция в геологическом разрезе по сравнению с тем его содержанием, которого следовало ожидать в результате выветривания средней континентальной изверженной породы [79]. Приток лития и рубидия в несколько раз больше их поступления из рек и определяет наблюдаемое обогащение этими элементами морских глин по сравнению с другими типами пород. Гидротермальный перенос марганца полностью объясняет содержание

этого элемента в современных морских осадках. Общий эффект гидротермального цикла заключается в «обратном титровании» более половины карбонатов, зафиксированных при континентальном выветривании изверженных пород [83].

Эти первоначальные соображения, основанные на анализе полей гидротермальных жерл, открытых на Галапагосском рифте, были подкреплены открытием в 1979 г. гораздо более горячих жерл на ВТП в районе 21° с. ш. [50]. Здесь вода изливается в виде чистых растворов с температурой 350°C из построек сложного минералогического состава, образовавшихся за счет осаждения при смешивании гидротермальных растворов с окружающими водами. Великолепные черные струи, которые так хорошо видны на фотографиях, полученных на обитаемом подводном аппарате «Алвин» [50], образовались в результате такого же процесса. Состав вод удивительно хорошо согласуется с галапагосскими данными. Концентрация магния и сульфатов падает до нуля при температуре на несколько градусов ниже выходной, отношение ^3He к количеству тепла идентично галапагосскому, а обогащение основными элементами находится в пределах экстраполяции галапагосских данных.

Полевые измерения выходных температур (350°) также дают возможность оценить реакции морской воды с породами. Геотермальные воды обмениваются изотопами кислорода с породами и стремятся приблизиться к изотопному равновесию, при котором отношение $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в воде претерпевает сдвиг к более высоким значениям ^{18}O , тогда как в породах это изотопное отношение уменьшается относительно его первоначального значения. В океанических базальтах главным минералом, который может обмениваться изотопами кислорода с водой при умеренных температурах, является плагиоклаз, и было измерено изменение постоянной равновесия этого обмена в зависимости от температуры [84]. В естественных системах, таких, как базальты на гребне хребта, следует проводить изотопный анализ как воды, так и плагиоклаза, а поскольку исходные изотопные отношения для морской воды и неизменных базальтов известны, можно определить равновесную температуру и отношение масс воды и породы. Содержание ^{18}O в гидротермах у 21° с. ш., представленное графически в зависимости от концентрации магния, показывает, что экстраполированное значение его при $\text{Mg} = 0$, которое характеризует конечную составляющую высокотемпературной жидкости, дает изотопный сдвиг ($\delta^{18}\text{O}$) на 1,6 относительно первоначальной морской воды (рис. 5). Если допустить очень низкое отношение воды к породе, при котором изотопное отношение в плагиоклазе не изменяется, то температура, соответствующая равновесной разности содержания изотопов $4,3 \cdot 10^{-3}$ (порода минус вода), будет равна 240°C , что является нижним пределом для вод резервуара. Ясно, что такой температуры не существует, поскольку температура гидротермального раствора при истечении уже равна 350°C . Если допустить, что приблизительно при этой температуре достигалось изотопное равновесие плагиоклаз — морская вода, из равновесной разности $1,6 \cdot 10^{-3}$ при 350°C можно вычислить отношение морской воды к плагиоклазу [84]. В результате получится отношение

Рис. 5. Концентрация магния и ^{18}O в пробах воды на ВТП (21° с. ш.). Проведенная на глаз аппроксимирующая прямая дает величину $\delta^{18}\text{O} = +1,6 \cdot 10^{-3}$ для гидротермального раствора с температурой 350°C .



воды к плагиоклазу 1,7, что соответствует отношению воды к породе около единицы.

Гидротермальная деятельность на гребне хребта оказывает огромное влияние на ионный химический состав главных элементов и окончательный состав океанической коры. В геологическом прошлом, по-видимому, происходили значительные колебания в темпах формирования коры [85]. В связи с этим должно было происходить параллельное изменение относительного состава морской воды. Возможно существование высокодинамического неустойчивого равновесия между 1) процессами на континентах, определяющими поступление материала (прежде всего орогенической активностью), 2) скоростью спрединга, которая влияет на места и привноса, и выноса в новообразованной коре, и 3) составом океанических осадков. Взаимодействие этих факторов осуществляется благодаря связи между скоростью спрединга и горообразованием как в континентальных, так и, более непосредственно, в островодужных условиях.

Перенос рассеянных металлов, чувствительных к окислительно-восстановительным процессам, более сложен, поскольку он решающим образом зависит от подповерхностной «водопроводной системы» [82]. Добавление к вышележащей водной толще грунтовой воды с очень близким составом смещает зону минерализации со дна океана, которая наблюдается у 21° с. ш., в толщу самой коры, как предполагается в случае Галапагосского рифта. Детали этого процесса должны зависеть главным образом от отношения железа к сульфидам в растворах конечных составляющих. Если весь сульфид морской воды забирается железистыми силикатами горячего базальта, то могут появиться высокие значения этого отношения (> 2) в тех системах, где доминирующим источником железа является водород-

ный метасоматоз силикатов. Такие растворы при постепенном разбавлении грунтовой водой должны развиваться в сторону крайнего обеднения сульфидами, и при этих окислительно-восстановительных условиях в конечном счете будет преобладать магнетит [82]. В другом крайнем случае, при преобладающем образовании пирита за счет растворения первичных изверженных сульфидов [86], должны появляться низкие значения отношения (< 1), а окончательный состав растворов будет характеризоваться низким содержанием железа и высоким содержанием сульфидов. Другие сульфидообразующие катионы — медь, никель, кадмий и цинк — будут действовать так же, как железо. Данные галапагосских исследований содержат указания на то, что такая закономерность действительно имеет место [82].

Ясно, что степень подповерхностного разбавления является главным фактором, определяющим конечный выходной состав горячих источников и, следовательно, связанных с ними химических осадений. Слабое разбавление приводит к отложению сульфидов на дне океана. Умеренное разбавление обуславливает образование систем, в которых преобладают железо или сульфиды в соответствии с высказанными выше соображениями. Количество марганца из-за свойственной ему очень медленной кинетики окисления не зависит от степени разбавления. Следовательно, отношение железо/марганец может изменяться в очень широком диапазоне значений. Гидротермальные источники слишком разбросаны на площади и поэтому не могут оказывать определяющего влияния на процессы окисления на дне океана. В результате появляются осадки, богатые окислами. При самом большом разбавлении все восстановленные вещества, за исключением марганца, будут окислены под дном океана: сероводород превратится в серу и в конечном итоге в сульфат, а двухвалентное железо (закись) — в гидроксид железа. Возникнет система с преобладанием марганца, что приведет к образованию очень чистых корок двуокиси марганца, встречающихся только на осях хребтов.

Продолжительность гидротермальной активности также играет важную роль. Суммарная потеря тепла, например, из одного жерла с температурой 350°C составляет приблизительно $6 (\pm 2) \cdot 10^7$ кал/с [87]. Она равна ожидаемой потере тепла за счет гидротермальной деятельности на отрезке испытывающего спрединг хребта длиной 4—7 км и шириной до изохроны 1 млн. лет с обеих сторон, если выброс из жерл представляет собой устойчивый процесс. Такой же будет полная теоретическая потеря тепла на отрезке длиной 3—6 км [87]. Этот результат еще более поразителен в свете того факта, что на протяжении 7 км вдоль оси хребта имеется несколько полей гидротерм, содержащих от 6 до 10 отдельных жерл с температурой раствора 350°C . Поскольку маловероятно, что одно гидротермальное жерло охлаждает такой длинный участок гребня хребта, ясно, что объекты должны действовать кратковременно. Малая продолжительность активности жерл подтверждается также небольшими объемами приуроченных к ним сульфидных отложений [50], возрастом и составом колоний больших двустворок, окружающих горячие жерла [66], а также прямой

связью между гидротермальной активностью и циклическим вулканизмом [66].

В случае промежуточных и высоких скоростей спрединга, когда крупные осевые рифты не образуются, рельеф гребня хребта можно использовать для вычисления «долгоживущего» гидротермального потока. Теоретические модели кондуктивного остывания предсказывают, что погружение при удалении от оси хребта пропорционально корню квадратному из возраста коры [88]. Наблюдаемый рельеф соответствует предсказанному рельефу вне оси хребта. Однако на оси рельеф не укладывается в указанную зависимость от времени. Вблизи оси разность плотностей между веществом магматической камеры и твердой корой обуславливает дополнительное поднятие. Быстрое охлаждение при гидротермальной циркуляции должно уменьшать высоту хребта. Уменьшение высоты приблизительно на 60 м соответствует тепловому потоку 10^8 кал/см². Если тепловая аномалия для коры с возрастом менее 1 млн. лет, равная приблизительно $7 \cdot 10^8$ кал/см², обуславливается охлаждением коры в результате гидротермальной циркуляции, то ее влияние на рельеф дна должно быть ощутимым. Если имеются сейсмические и гравитационные данные, накладывающие ограничения на структуру магматической камеры, то по разности между наблюдаемой и предсказанной глубиной дна можно рассчитать среднее количество тепла, унесенного при гидротермальной циркуляции.

МАССИВНЫЕ СУЛЬФИДНЫЕ РУДЫ

Открытие холмов из массивных сульфидов, образующихся на жерлах с температурой 350°C на ВТП [50], позволило нам глубже понять процессы рудообразования. Впервые мы имеем возможность получать прямую информацию о составе и температуре растворов, образующих рудные отложения. Когда эти сведения будут объединены с аналитическими данными по гидротермальным осаднениям и продуктам изменения вмещающих пород и рассмотрены в рамках вулканотектонического цикла, то мы получим общую схему эволюции залежей массивных сульфидов на ВТП. И хотя предстоит еще установить закономерности химического состава, упомянутые открытия на ВТП в сочетании с другими данными, касающимися условий образования металлоносных залежей в современной океанической коре, позволяют сделать некоторые обобщения, проливающие новый свет на происхождение древних залежей массивных сульфидов, обнажающихся в офиолитовых комплексах на континентах.

Ясно, что сульфиды на ВТП не строго эквивалентны массивным сульфидам офиолитов (МСО) на суше, как отмечали Франшто и др. [89] и Эдмонд и др. [81, 82]. И все же многие общие их черты стимулируют проведение сопоставления между ними. Сульфиды обоих типов образуются на океаническом дне в зонах активного разломообразования, приуроченных к центрам спрединга. Отложение сульфидов происходит на ранней и специфической стадии вулканического цикла. Известно, что залежи МСО формируются в период вулканического покоя и сбросообразования после завершения ранней стадии излияния подушечных базальтов и на расстоя-

нии не более 300 м от подстилающего комплекса пластинчатых даек и микрогаббро [90, 91]. Сульфиды на ВТП, по-видимому, возникают после окончания быстрого растяжения и излияния пластовых потоков в продолжение периода медленного растяжения и образования разбитых разломами, сложенных подушечными лавами осевых вулканов [65]. Аналогия здесь поразительная и свидетельствует о том, что развитие гидротермальных условий, благоприятствующих образованию массивных сульфидов на дне океана, тесно связано с развитием горячей, относительно непроницаемой вулканической шапки, которая не насыщается холодной окружающей морской водой, но местами нарушена сбросами, способными фокусировать восходящий поток нагретых растворов.

Сульфиды неустойчивы в низкотемпературных окислительных условиях, господствующих на дне океана на ВТП; они окисляются по мере образования и состоят частично из порошковидных окислов железа. Значение подводного окисления в истории отложений МСО впервые отметили Константину и Говетт [92], проводившие исследования на Кипре. Первоначальные отложения, состоящие из пирита со следами халькопирита (0,2—0,6% меди) и сфалерита (0,08-0,2 % цинка), подвергались выщелачиванию до погребения под осадками, так что сверху образовалась железная шляпа из окиси железа (охра), а внизу — зона обогащенной руды, содержащей вторичные сульфиды, такие, как ковеллин, дигенит и борнит. Данные о содержании металлов в бедных (первичных) и богатых (вторичных) залежах на Кипре [93] свидетельствуют о том, что отношение меди к цинку возрастает с увеличением содержания меди, — тенденция, совместимая с ожидаемым разделением меди и цинка во время супергенных процессов. Так, высокие отношения меди к цинку в рудах, добываемых на Кипре, вероятно, не характерны для первичных отложений, в которых это отношение должно быть близко к единице, и, следовательно, более близки к тем, которые до настоящего времени получают по образцам ВТП. То, что последние представляют собой первичные отношения, еще предстоит показать, но возможность процесса гипергенного обогащения сомнительна, поскольку сильно пористый характер отложений сульфидов на ВТП должен был бы тормозить развитие требуемых для этого слабо окислительных условий. Скорее медь и цинк высвобождаются в морскую воду во время образования окислов железа и самородной серы.

Кроме рассмотренных выше аналогий существуют фундаментальные различия, которые, возможно, более важны для понимания процессов, ведущих к образованию крупных и экономически выгодных рудных залежей; эти различия относятся как к содержанию металла, так и к масштабу месторождения. Отдельные залежи на ВТП содержат несколько тонн сульфидов (хотя объем сульфидов в подстилающем трещинном комплексе неизвестен), и большинство их, вероятно, окисляется и разрушается прежде, чем они отодвинутся от оси хребта. В противоположность этому месторождения МСО содержат от нескольких сотен тысяч до нескольких миллионов тонн сульфидов; большая мощность рудных тел в сочетании с их погребением под более молодыми породами обеспечили их сохранение.

Состав и температура гидротермальных растворов морского происхождения, приближающихся к океаническому дну на последнем отрезке их конвективного пути, возможно, в значительной степени зависят от скорости спрединга. Относительно низкие скорости связаны с относительно интенсивной тектонической деятельностью, повышенной проницаемостью коры в области гребня хребта и, следовательно, интенсивной циркуляцией морской воды и низкими выходными температурами гидротермальных растворов. Кроме того, большое отношение содержания кристаллов к стеклу в базальтах должно снизить их реактивность в отношении морской воды. В результате должны возникнуть низкотемпературные гидротермальные источники, содержащие малое количество железа относительно марганца и мало серы. Напротив, относительно высокие скорости спрединга соответствуют менее интенсивной тектонической деятельности и неглубоким магматическим камерам, что приводит к менее развитой циркуляции морской воды и более высоким выходным температурам. Кроме того, пониженные отношения кристаллов к стеклу должны усиливать реакции между морской водой и базальтом. В результате должны появиться высокотемпературные источники с большим содержанием железа относительно марганца и высокой концентрацией серы.

Предположение о корреляции богатых месторождений МСО с высокими скоростями спрединга — важная гипотеза. Все залежи МСО относятся к фанерозою, но такие сульфиды встречаются не только в офиолитовых комплексах. Впервые они появляются в ордовикских породах Ньюфаундленда [94], достигают максимального развития в мезозойских офиолитах Кипра [90], Турции [91] и Кордильер Северной Америки [95] и в третичных офиолитах Турции [96] и Филиппинских островов [97]. Отвечают ли эти возрастные группы периодам быстрого спрединга, и если это так, то что можно ожидать найти на ВТП в районе 15° ю. ш., где скорость спрединга составляет 17 см/год?

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Эта статья представляет собой первую попытку объединить различные данные, накопившиеся в настоящее время, с целью определить сложную структуру и динамические процессы, связанные с системой магматических камер, подстилающих СОХ. Она далеко не совершенна. Различные подходы и терминология научных дисциплин, представляемых авторами, затрудняют проведение строгих сопоставлений. Некоторые авторы делают свои выводы на основе изучения древних офиолитовых комплексов на суше при неизвестных скоростях спрединга, выводы других базируются преимущественно на данных бурения на отрезках СОХ с малой скоростью спрединга, а геофизические наблюдения проведены главным образом на отрезках ВТП со средними и высокими скоростями спрединга. Из-за скудности сопоставимых групп данных, полученных на отрезках СОХ с близкими скоростями наращивания коры, при подготовке этой статьи пришлось сделать общее предположение о том, что

возможно построить единую модель подстилающей магматической камеры. Это допущение, вероятно, окажется несправедливым, в особенности для отрезков хребта с низкой скоростью спрединга. Однако мы все же верим, что написание этой статьи сослужило ценную службу для тех, кто участвовал в ее подготовке, так как открыло для каждого из нас несколько линий исследования, которые прежде мы недооценивали. Возможно, читатель этой статьи приобретет аналогичный опыт и просит нам внезапные изменения терминологии, так как те, кто работает в столь различных научных дисциплинах, пытаются добиться общего понимания важной для всех нас сложной системы.*)

ЛИТЕРАТУРА

1. *Maury M. F.* Physical Geography of the Sea. Harper, New York, 1871.
2. *Dorman L. M., Lewis B. T. R.* J. Geophys. Res., **75**, 3357, 1970; *ibid.* **77**, 3068, 1972; *Lewis B. T. R., Dorman L. M.* *Ibid.* **75**, 3367, 1970.
3. *Cochran J. R.* *Ibid.* **84**, 4713, 1979.
4. *Sleep N. H.* *Ibid.* **80**, 4037, 1975.
5. *Parker R. L., Oldenburg D. W.* Nature (London), **242**, 122, 1973; *Sleep N. H.* Geol. Soc. Am. Bull., **85**, 1225, 1974; *Oldenburg D. W.* Geophys. J. R. Astron. Soc., **43**, 425, 1975.
6. *Orcutt J. A., Kennett B., Dorman L. R., Prothero W.* Nature (London), **256**, 475, 1975.
7. *Orcutt J. A., Kennett B. L. N., Dorman L. R.* Geophys. J. R. Astron. Soc., **45**, 305, 1976.
8. *Rosendahl B. R., Raitt R. W., Dorman L. R., Bibee L. D., Hussong D. M., Sutton G. H. J.* Geophys. Res., **81**, 5294, 1976.
9. *Spudich P. K. P., Orcutt J. A.* *Ibid.* **85**, 1409, 1980.
10. *Spudich P. K. P., Salisbury M. H., Orcutt J. A.* Geophys. Res. Lett., **5**, 341, 1978.
11. *Ewing M., Crary A. P., Rutherford H. M.* Geol. Soc. Am. Bull., **48**, 753, 1937.
12. *Kennett B. L. N., Orcutt J. A.* J. Geophys. Res., **81**, 4061, 1976.
13. *Helmberger D. V.* Bull. Seismol. Soc. Am., **58**, 179, 1968.
14. *Kennett B. L. N.* Geophys. J. R. Astron. Soc., **42**, 579, 1975.
15. *Reid I., Orcutt J. A., Prothero W. A.* Geol. Soc. Am. Bull., **88**, 678, 1977.
16. *Herron T. J., Ludwig W. J., Stoffa P. L., Kan T. K., Buhl P. J.* Geophys. Res., **83**, 798, 1978.
17. *McClain J. S., Lewis B. T. R.* Mar. Geol. (в печати).
18. *Rosendahl B. R., Russell S. D., Dorman L. M., Johnson S.* Eos Trans. Am. Geophys. Union, **59**, 1139, 1978.
19. *Bibee J.* Thesis, Scripps Institution of Oceanography, 1979.

*) Мы признательны Ч. Дрейку, вдохновившему нас на написание этой статьи. Мы благодарим также Управление морских исследований ВМС США и Национальный научный фонд за поддержку исследовательских программ, которые обеспечили нас представственными здесь разнообразными данными. Окончательная подготовка этой рукописи финансировалась по дотации (N 00014-79-C-0071), выделенной Вудс-Холскому океанографическому институту Бюро военно-морских исследований. Работа № 4787 Вудс-Холского океанографического института.

20. Russell S. Thesis, Duke University, 1979.
21. Mueller J. Thesis, Duke University, 1979.
22. Scarlett W. Thesis, Duke University, 1979.
23. Moores E. M., Vine F. J. Philos. Trans. R. Soc. London Ser. A 268, 443, 1971; Christensen N. I., Salisbury N. I., Salisbury M. H. Rev. Geophys. Space Phys., 13, 57, 1975; Christensen N. I., Smewing J. D. J. Geophys. Res. (в печати).
24. Hopson C. A. et al. J. Geophys. Res. (в печати).
25. Rhodes J. M., Dungan M. A., Blanchard D. P., Long P. E. Tectonophysics, 55, 35, 1979; Walker D., Shibata T., DeLong S. E. Contrib. Mineral Petrol., 70, 111, 1979.
26. Bryan W. B., Moore J. G. Geol. Soc. Am. Bull., 88, 556, 1977.
27. Hekinian R., Moore J. G., Bryan W. B. Contrib. Mineral. Petrol., 58, 83, 1976; Stakes D., Shervais J. W., Hopson C. A. Geol. Soc. Am. Abstr. Programs (в печати).
28. Byerly G. R., Wright T. L. J. Volcanol. Geothermal Res., 3, 229, 1978.
29. MacLeod N. S. U. S. Geol. Surv. Bull. (в печати).
30. Dewey J. F., Kidd W. S. F. Geol. Soc. Am. Bull., 88, 960, 1977.
31. Salisbury M. H. Thesis, University of Washington, 1974; Christensen N. I. Tectonophysics, 47, 131, 1978.
32. Hopson C. A., Pallister J. S. In: Proceedings of the International Ophiolite Symposium. P. Aaniyiotou, Ed., Cyprus Geological Survey, Nicosia, 1980.
33. Greenbaum D. Nature (London) Phys. Sci., 238, 18, 1972.
34. Jackson E. D., Green H. W., Moores E. M. Geol. Soc. Am. Bull., 86, 390, 1975.
35. Hopson C. A., Frano C. J. Oreg. Dep. Geol. Miner. Ind. Bull., 95, 161, 1977; Smewing J. D. In: Tethyan Ophiolites. [Имеется перевод: Сьюинг Дж. Д. В кн.: Офиолиты Тетиса. АН СССР, Министерство геологии СССР, Москва, 1981.]
36. Pallister J. S., Hopson C. A. J. Geophys. Res. (в печати).
37. Cann J. R. Geophys. J. R. Astron. Soc., 39, 169, 1974; Rosendaht B. R. J. Geophys. Res., 81, 5305, 1976.
38. Davies H. L. Aust. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Bull., 128, 1971.
39. Coleman R. G. Ophiolites. Springer, New York, 1977. [Имеется перевод: Колман П. Офиолиты.— М.: Мир, 1979]; Coleman R. G., Peterman Z. E. J. Geophys. Res., 80, 1099, 1975.
40. Hopson C. A., Mattinson J. N., Pessagno E. A. In: Geotectonic Development of California, W. G. Ernst, Ed., Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N. J. (в печати).
41. Hall J. M., Robinson P. T. Science, 204, 573, 1979.
42. Nisbet E. G., Fowler C. M. R. Geophys. J. R. Astron. Soc., 54, 631, 1978.
43. Lilwall R. C., Francis T. J. G., Porter I. T. Ibid., 55, 255, 1978.
44. Irvine T. N. Carnegie Inst. Washington Yearb., 76, 454, 1977; Baudier F., Coleman R. G. J. Geophys. Res. (в печати).
45. Presnall D. C., Dixon J. R., O'Donnell T. H., Dixon S. A. J. Petrol., 20, 3, 1979.
46. Smewing J. D. J. Geophys. Res. (в печати).
47. Frey F. A., Bryan W. B., Thompson G. Ibid., 79, 5507, 1974.
48. Welson W. G., Vallier P. L., Wright P. L., Byerly G., Nelen J. Geophys. Monogr. Am. Geophys. Union, 19, 351, 1976.
49. Bryan W. B., Thompson G., Frey F. A., Dickey J. S. J. Geophys. Res., 81, 4285, 1976.
50. RISE Project Group. Science, 207, 1421, 1980.
51. Blanchard D. P., Rhodes J. M., Dungan M. A., Rogers K. V., Donaldson G. H., Brannon J. C., Jacobs J. W., Gibson E. K. J. Geophys. Res., 81, 4231, 1976.

52. Langmuir C. H., Bender J. F., Bence A. E., Hanson G. N., Taylor S. R. Earth Planet. Sci. Lett., **36**, 133, 1977; White W. M. Carnegie Inst. Washington Yearb., **78**, 325, 1979.
53. Macdonald K. C. Geol. Soc. Am. Bull., **88**, 541, 1977.
54. Klitgord K. Geophys. J. R. Astron. Soc., **43**, 387, 1975.
55. Macdonald K. C., Miller S. P., Huestis S. P., Spiess F. N. J. Geophys. Res., **85**, 3670, 1980.
56. Macdonald K. C., Miller S. P., Shure L., Luyendyk B. P., Atwater T. Eos Trans. Am. Geophys. Union, **60**, 813, 1979.
57. Ballard R. D., Holcomb R. T., van Andel Tj. H. J. Geophys. Res., **84**, 5407, 1979.
58. Holcomb R. T., van Andel Tj. H., Ballard R. D. Eos Trans. Am. Geophys. Union, **60**, 970, 1979.
59. Schouten H., Denham C. Am. Geophys. Union Maurice Ewing Ser. **2**, 151, 1979.
60. Ballard R. D., Moore J. G. Photographic Atlas of the Mid-Atlantic Ridge. Springer, New York, 1977.
61. Swanson P. A. Geol. Soc. Am. Bull., **84**, 615, 1973.
62. Holcomb R. T. U. S. Geol. Surv. Map MF-811, 1976.
63. Bryan W. B. et al. Geotimes, **22**, 22, 1977.
64. Ballard R. D., Atwater T., Stakes D., Crane K., Hopson C. Eos Trans. Am. Union, **59**, 1198, 1978.
65. Van Andel Tj. H., Ballard R. D. J. Geophys. Res. **84**, 5390, 1979.
66. Crane K., Ballard R. D. Ibid. (в печати).
67. Lister C. R. B. Geophys. J. R. Astron. Soc., **39**, 465, 1974; Tectonophysics, **37**, 203, 1977.
68. Nichols J., Warren N., Luyendyk B. P., Spudich P. Geophys. J. R. Astron. Soc. (в печати).
69. Hyndmann R. D., Drury M. J. J. Geophys. Res., **81**, 4042, 1976.
70. Whitmarsh R. D. Earth Planet. Sci. Lett., **37**, 451, 1978; Francis T. J. G. J. Geophys. Res., **81**, 4361, 1976; Kirkpatrick R. J. Ibid., **84**, 178, 1979.
71. Bostrom K., Peterson M. N. A. Econ. Geol., **61**, 1258, 1965.
72. Heath G. R., Dymond J. Geol. Soc. Am. Bull., **88**, 723, 1977.
73. Wolery T. J., Sleep N. H. J. Geol., **84**, 249, 1976.
74. Muehlenbachs K., Clayton R. N. Can. J. Earth Sci., **9**, 172, 1972.
75. Magaritz M., Taylor H. P., Jr. Earth Planet. Sci. Lett., **23**, 8, 1974.
76. Muehlenbachs K., Clayton R. N. Can. J. Earth Sci., **9**, 471, 1972.
77. Gregory R. T., Taylor H. P. Jr. Earth Planet. Sci. Lett. (в печати).
78. Mottl M. J., Holland H. D. Geochim. Cosmochim. Acta, **42**, 1103, 1978.
79. Garrels R. M., MacKenzie F. T. The Evolution of Sedimentary Rocks. Norton, New York, 1971, p. 397.
80. Corliss J. B. et al. Science, **203**, 1073, 1979.
81. Edmond J. M., Measures C., McDuff R. E., Chan L. H., Collier R., Grant B., Gordon L. I., Corliss J. B. Earth Planet. Sci. Lett., **46**, 1, 1979.
82. Edmond J. M., Measures C., Mangum B., Grant B., Sclater F. R., Collier R., Hudson A., Gordon L. I., Corliss J. B. Ibid., p. 19.
83. Jenkins W. J., Edmond J. M., Corliss J. B. Nature (London), **272**, 156, 1978.
84. O'Neil J. R., Taylor H. P. Am. Mineral., **52**, 1414, 1967.
85. Turcotte D. L., Burke K. Earth Planet. Sci. Lett., **41**, 341, 1979.
86. Mottl M. J., Holland H. D. Geochim. Cosmochim. Acta, **43**, 869, 1979.
87. Macdonald K. C., Becker K., Spiess F. N., Ballard R. D. Earth Planet. Sci. Lett., **48**, 1, 1980.

88. Trehu A. M. *Ibid.*, 27, 287, 1975; Parsons B., Sclater J. G. *J. Geophys. Res.*, 82, 803, 1977.
89. Francheteau J. *et al.* *Nature (London)*, 277, 523, 1979.
90. Searle D. L. *Trans. Am. Inst. Min. Metall. Pet. Eng.*, 81, 189, 1977.
91. Hutchinson R. W. *Econ. Geol.*, 68, 1223, 1973.
92. Constantinou G., Govett G. J. S. *Trans. Am. Inst. Min. Metall. Pet. Eng.*, 81, 34, 1972.
93. Wilson R. A. M., Ingham F. T. *Cyprus Geol. Surv. Dep. Mem.*, 1, 1959; Bear L. M. *Miner. Resour. Min. Ind. Cyprus Bull. Geol. Surv. Cyprus* 1, 1963.
94. Peters H. R. *Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.*, 4, 1967; p. 171; Upadhyay H. D., Strong D. F. *Econ. Geol.*, 68, 161, 1973.
95. Stinson M. C. *Calif. J. Mines Geol.*, 53, 9, 1957.
96. Griffiths W. R., Albers J. P., Oner O. *Econ. Geol.*, 67, 701, 1972.
97. Bryner L. *Philipp. Bur. Mines Rep. Invest.*, No. 60, 1967.
98. Ballard R. D., van Andel Tj. H., Holcomb R. T. *J. Geophys. Res.* (в печати).

ДРЕВНИЕ ШОВНЫЕ ЗОНЫ ВНУТРИ КОНТИНЕНТОВ

Э. М. Мурс*)

Древние шовные пояса внутри континентов — это деформированные области, содержащие остатки прежних океанических бассейнов. Они образуются тогда, когда в процессе движения плит сближаются и сталкиваются два континента или две островные дуги, которые ранее были разделены океаническим бассейном. Эти пояса содержат единственные сведения о глубинных частях океанической коры и о процессах, происходивших на древнем океаническом ложе в течение первых 94% истории Земли, т. е. до формирования древнейшей сохранившейся в океанах земной коры. Рассматриваются десять критериев выделения и интерпретации таких древних поясов. Всеобъемлющая программа изучения этих поясов принесет большую пользу науке и экономике США и будет относительно недорогой по сравнению с другими крупными национальными научными предприятиями.

За последние 15—20 лет в науках о Земле произошла настоящая революция, вызванная открытием и применением принципов тектоники плит. Согласно этому новому взгляду на Землю, самая верхняя оболочка твердой Земли толщиной около 100 км (называемая литосферой) разделена на несколько достаточно жестких плит, которые перемещаются друг относительно друга. Установлены три основных вида границ между ними:

1) дивергентные, или конструктивные, границы, где формируется новая литосфера (представлены главным образом срединно-океаническими хребтами),

2) конвергентные, или деструктивные, границы, где одна плита погружается под другую (приурочены в основном к районам островных либо континентальных дуг или глубоководных желобов, например Япония, Алеутские острова и Каскадные горы на северо-западе США), и

3) трансформные границы, где две плиты скользят друг относительно друга, не формируя и не разрушая литосферу (такова, например, зона разломов Сан-Андреас).

Этот новый мобилистский взгляд на Землю напоминает старые представления о дрейфе континентов и отчасти базируется на них. Однако он гораздо более конкретен, чем гипотеза дрейфа континентов, и подтверждается данными морских магнитных и геотермических измерений, а также сейсмическими данными. Он вызвал радикальный пересмотр всех отраслей науки о Земле, в частности тех, которые занимаются происхождением вулканов, эволюцией климата и жизни, а также природой и возникновением месторождений полезных ископаемых.

*) Автор — профессор геологии в Калифорнийском университете, Дэвис 95616, США.

Одно из следствий нового мобилистского взгляда на Землю состоит в том, что континенты не являются неизменными: они раскалываются, дрейфуют и сталкиваются друг с другом в ходе нормальной плито-тектонической активности. При этом ранее существовавшие океанические бассейны должны исчезать, если не считать их рассеянных остатков, а окраины ранее разъединенных континентов — соединяться, образуя сильно деформированные горные области.

Места расположения прежних океанических бассейнов и горные пояса, возникшие в результате столкновения (коллизии) пояса) и заключающие в себе их остатки, называют соответственно швами (сутурами) и шовными поясами (см., например, [1]). Альпийско-Гималайская горная система представляет собой яркий пример именно такого, ныне активного шовного пояса, образовавшегося в результате сближения и столкновения Евразии с Африкой и Индией, которые были следствием происходившего в течение последних 200 млн. лет раскрытия Атлантического и Индийского океанов.

К примерам шовных поясов в США относятся:

- 1) горная система Кордильер с многочисленными швами самого различного возраста, вплоть до 400 млн. лет;
- 2) Аппалачи, в которых возраст швов колеблется примерно от 500 до 250 млн. лет;
- 3) Уошиито-Маратонский пояс, который, по-видимому, является швом с возрастом 250—300 млн. лет между Северной и Южной Америкой;
- 4) различные докембрийские массивы (с возрастом более 570 млн. лет), где предполагаемые швы выявлены в штатах Нью-Йорк (Гренвильская провинция), Аризона, Монтана — Вайоминг и Миннесота — Висконсин (рис. 1).

Как указывалось выше, теория тектоники плит сумела с успехом объяснить современную сейсмичность и процессы, происходящие в Земле. Однако приложение этой теории к геологическому прошлому является по ряду причин менее уверенным.

Большую часть фактической основы этой теории составляют сейсмологические данные, относящиеся к пространственному распределению и механизму землетрясений. При экстраполяции назад, в геологическое прошлое, мы утрачиваем этот сейсмологический ориентир и становится трудно выделить систему границ древних плит. Эта трудность в распознавании всей картины плит возрастает по мере удаления в геологическое прошлое. Однако можно провести вполне состоятельный плито-тектонический анализ почти для всего последнего отрезка продолжительностью 200 млн. лет, т. е. максимального отрезка времени, для которого сохранилась океаническая кора. Приблизительно 95% истории Земли приходится на время до появления древнейшей, ныне сохранившейся океанической коры в самих океанических бассейнах. Поэтому даже если мы принимаем тектонику плит для последних 200 млн. лет, у нас нет прямых океанических данных о событиях, происходивших до этого времени. Если какие-то данные и имеются, то только на континентах.

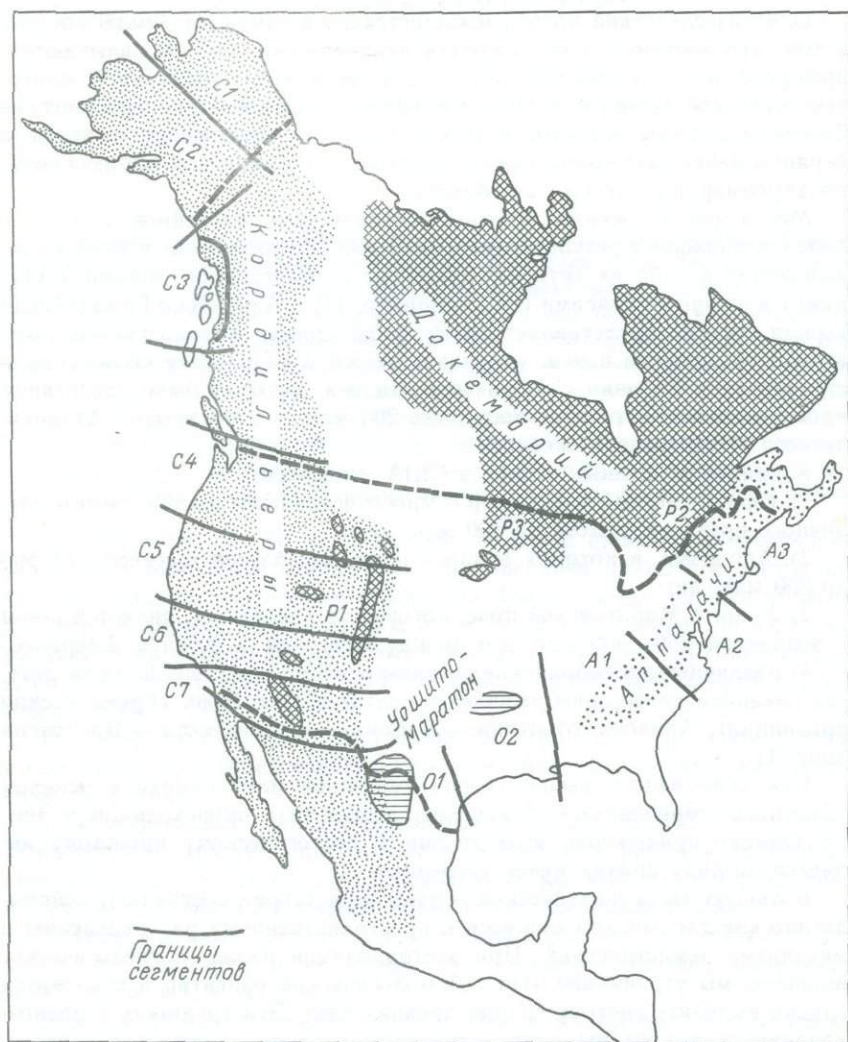


Рис. 1. Схематическая карта Северной Америки, на которой показаны шовные пояса и предлагаемое разделение на сегменты. По Кингу [26], с изменениями. Сегменты: А — Аппалачи, С — Кордильеры, О — Уошито — Маратон; Р — докембрий.

Пояса сейсмичности, которые оконтуривают края плит, выделены на основе данных, собранных только за последние примерно 70 лет. Далее, из того, что сейсмические пояса имеют заметную ширину, следует, что плиты не являются идеально жесткими; они могут с течением времени накапливать напряжения [2]. На континентах и в районах столкновений сейсмичность сильно рассеяна по пространству и связана с активностью в коре. Упрощенные плитотектонические модели, требующие идеальной жесткости плит, по-видимому, неприменимы к таким районам, как, например, Альпийско-Гималайская область. Недавно некоторые исследователи [3] предложили для этих районов аппроксимирующую модель в виде непрерывной жесткопластической деформации. Даже если эта аппроксимация справедлива для мгновенных движений, представляется, что границы жестких блоков могут изменяться или сдвигаться со временем. Конечный результат этого процесса состоит в том, что там, где имела место нежесткая деформация, развиваются широкие области. Проявления нежесткой деформации действительно преобладают в геологическом строении большинства шовных поясов; ключевой нерешенный вопрос — как эта деформация связана с глобальными тектоническими процессами?

Рассмотрение геологических данных показывает, что породы с возрастом менее 600—700 млн. лет похожи на те породы, которые, как полагают, образуются в ходе современных плитотектонических процессов. Протерозойские комплексы с возрастом от 700 до 2500 млн. лет содержат несколько серий пород, сходных с современными, что предположительно указывает на действие плитотектонических процессов, но другие, характерные для этих процессов типы пород отсутствуют, в частности офиолиты и голубые сланцы. Другие ассоциации пород, присутствующие в протерозойских комплексах (такие, как анортозиты, граниты рапакиви и железистые кварциты), встречаются редко или вообще отсутствуют в более молодых последовательностях пород. Архейские комплексы древнее 2500 млн. лет существенно отличаются по своей природе от современных. По-видимому, тектонические процессы в раннем докембрии также сильно отличались от современных.

Таким образом, изучение древних шовных поясов позволяет установить конечный продукт процессов столкновения плит, происходящих и в наши дни. Кроме того, такие исследования незаменимы при любой попытке осветить тектонические процессы, действовавшие до появления древнейшей коры современных океанов, а следовательно, при любом анализе эволюции теплового и тектонического режима Земли.

ДРЕВНИЕ ШОВНЫЕ ПОЯСА В США

Древние шовные пояса в США предоставляют нам замечательную возможность для изучения широкого диапазона тектонических структур и процессов. Особенно хорошо развиты фанерозойские пояса (с возрастом менее 700 млн. лет), в частности Тихоокеанский окраинный пояс

(Кордильеры), Аппалачи и их южные и западные ответвления (см. рис. 1). История Кордильерского пояса началась с рифтообразования в позднем докембрии, вслед за которым развилась сложная последовательность обстановок пассивных окраин, деструктивных окраин, столкновений, перемещения офиолитов и крупномасштабных горизонтальных движений, продолжающихся до настоящего времени. Аппалачский пояс представляет собой след по меньшей мере одного столкновения двух континентов; история его началась в позднем докембрии и достигла кульминации в столкновении Северо-Американского континента с Гондваной в позднепалеозойское время. Система Уошито имеет близкий возраст, но ее происхождение менее ясно. Докембрийские комплексы в США не столь полно обнажены, как некоторые другие, но все же обладают рядом важных особенностей, помогающих нам правильно понять эволюцию тектонических процессов.

КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ ШОВНЫХ ПОЯСОВ

Существование шва в горных хребтах и деформированных поясах можно установить по ряду наблюдаемых особенностей. С каждым из таких критериев связаны проблемы интерпретации, решение которых поможет лучше понять смысл критериев и их роль. Ниже рассматриваются эти критерии и некоторые связанные с ними проблемы.

Офиолитовые пояса

Офиолиты — это псевдостратиграфическая последовательность пород, состоящая снизу вверх из ультраосновных пород, основных интрузивных пород, основных эффузивов и глубоководных осадков. Обычно их интерпретируют как чешуи океанической коры, сформировавшиеся в зонах спрединга и вынесенные на сушу последующими тектоническими процессами. В отношении того, отвечают ли они литосфере срединно-океанического хребта, тылового бассейна или островной дуги, мнения расходятся, равно как и в отношении механизма их появления на суше. Лучшее понимание офиолитов и их распределения на Земле должно существенно помочь в установлении процессов древнего спрединга, а также субдукции и столкновения [4].

Надвиговые пояса, включающие комплексы континентальных окраин

Они бывают двух типов. К первому относятся районы, где глубоководные или океанические толщи надвинуты на комплексы континентальных окраин. Сведения об офиолитовых комплексах могут отсутствовать или быть очень фрагментарными. Примерами поясов такого типа являются комплекс Антлер в Кордильерах [5], Таконская система в северных Аппалачах [6] и система Уошито [7]. Ко второму типу относятся сор-

ванные со своего основания складчато-надвиговые пояса миогеосинклинальных серий, лежащих тектонически на шельфовых отложениях. К структурам такого типа относятся складчато-надвиговой пояс Кордильер Северной Америки, протягивающийся из юго-восточной Калифорнии через штаты Юта, западный Вайоминг и Монтана на самый север Канады, и апалачская провинция Долин и хребтов, протягивающаяся от шт. Алабама до шт. Нью-Йорк и далее.

Существуют разные мнения о тектонической природе этих структур. Представляется установленным, что некоторые из этих поясов возникли в результате столкновения (например, апалачский пояс Долин и хребтов и складчато-надвиговой пояс Загроса в Иране), но другие пояса еще не удалось явно связать со столкновениями (например, Севирский пояс Кордильер США и Андский складчатый пояс) [7]. Основным фактором в интерпретации этих поясов является определение той обстановки, в которой формировались комплексы континентальной окраины, т. е. была ли она пассивной, активной или трансформной. Чтобы решить этот вопрос, исследуемые породы сравниваются с теми, которые образуются сейчас в соответствующей тектонической обстановке [8].

Различия или расхождения в палеомагнитных векторах в одновозрастных породах данного горного пояса

Наблюдаемое различие в направлениях векторов палеомагнитного поля указывает на то, что породы образовались в разных местах и были совмещены в одном месте в результате крупномасштабных перемещений. Например, из палеомагнитных наклоений триасовых базальтов во «Врангелии» в североамериканских Кордильерах следует, что они сформировались на широте, находившейся на тысячи километров южнее их современного местоположения [9]. Аналогичные результаты были получены для пород Гренвиллского пояса по отношению к более древним породам Канадского щита. Кроме того, направления векторов древнего геомагнитного поля в нижнетретичных породах на северо-западе Тихого океана образуют большой угол с направлениями для пород аналогичного возраста на Северо-Американском континенте [10]. Широкому распространению этого метода на большинство горных поясов мешает то, что породы в шовных поясах обычно деформированы или метаморфизованы (или и то и другое); их возраст нелегко установить, а палеомагнитные векторы трудно интерпретировать*). Палеомагнитные данные по докембрийским породам в настоящее время также неточны [10]. Однако необходимо иметь значительно больше информации для подвижных поясов на территории США — как докембрийских, так и более молодых.

*) Например, Д. У. Хиндман (личное сообщение) установил, что даже слабо деформированные породы докембрийского пояса содержат метаморфические ассоциации амфиболитовой фации, что затрудняет интерпретацию палеомагнитных данных [11].

Парные метаморфические пояса и комплексы островных дуг

Присутствие смежных поясов голубых и зеленых сланцев, принадлежащих к одному возрастному диапазону, означает наличие деструктивной границы плит. Теоретически по этим комплексам можно установить полярность субдукции, но на практике такое определение осложняется полиметаморфизмом (наложением одной метаморфической ассоциации на другую), изменениями полярности субдукции и возможными эффектами столкновения (см., например, [12]). Изменения состава вулканических комплексов также осложняются химической мобильностью веществ в процессе метаморфизма [13]. В настоящее время редко удастся успешно применить зависимость между составом пород и глубиной зоны субдукции к породам древних дуг. Однако в принципе такие исследования в сочетании с определениями P - T -условий метафорфизма и образования магмы позволят провести ценные сопоставления с геологически молодыми системами.

Границы шельфовых бентосных провинций

Бентосные провинции современного шельфа отражают конфигурацию ансамбля литосферных плит на земном шаре. Восточно-Тихоокеанское поднятие и Срединно-Атлантический хребет образуют линии, соответствующие давно выделенным фаунистическим барьерам. Система Индонезийской островной дуги и внутриплитовые острова к востоку от нее (острова Туамоту и Лайн) указывают пути распространения фауны [14]. Такого рода соотношения являются возможным средством для выявления границ между континентами в прошлом, например в палеозое. Выявленные фаунистические различия, такие, как обнаруженные в ордовике между Европой и Америкой и в ордовике и силуре между Калифорнией и Невадой, могут отражать присутствие хребтов или трансформных разломов (которые также могли создавать фаунистические барьеры) между исследуемыми породами во время формирования (см., например, [15]).

Границы между провинциями с различным радиологическим возрастом

В некоторых случаях, когда наблюдаются соответствующие геологические соотношения, границы между изверженными или метаморфическими породами различного возраста могут представлять собой швы (см., например, [16]). Однако в других случаях, например в Сьерра-Неваде или Альпах, такие границы имеют слабое отношение к швам или вообще не связаны с ними. Поэтому этот критерий надо использовать с осторожностью.

Геофизические методы

Выявлению древних швов с успехом помогают геофизические методы. Гравиметрический и магнитный методы применялись для прослеживания Таконского шва в северных Аппалачах, а также для выделения возможного шва в южных Аппалачах [17]. Во многих районах земного шара по картам магнитных аномалий можно проследить офиолиты. Сейсмические профили СОСОРР в южных Аппалачах позволили особенно надежно оконтурить шов [18]. Европейские сейсмологи выявили древние наклонные пластины литосферы в Альпах и Апенниннах [19].

Основной вклад геофизических методов в обнаружение шовных зон состоит в том, что с их помощью удается улучшить, а в плохо обнаруженных районах вообще выявить трехмерную картину строения, которую в противном случае можно получить только в результате прямых полевых наблюдений. Однако в районах древних швов к найденной трехмерной картине не следует относиться с излишним доверием, так как она отражает окончательный результат длительного и сложного процесса эволюции. Эта ситуация противоположна тому, что мы имеем в морской геофизике, где мы получаем трехмерную картину, по-видимому отражающую ныне активные тектонические процессы.

Нарушения в структуре и зоны смятия

Эти особенности, по-видимому, являются наиболее важными индикаторами шовных зон. В частности, они должны способствовать выявлению возможных шовных зон на больших глубинах. Используются следующие признаки: пересекающиеся и разнонаправленные простираия региональных структур по разные стороны от какой-либо границы и зоны дробления и милонитизации (милонитовые зоны особенно ценны для выявления швов на глубоких уровнях). Направление и амплитуда движения по этим зонам дробления часто поддаются определению. Однако история многих зон дробления включает отдельные и противоречивые эпизоды движения. На более ранние сбросы с вертикальным смещением некоторых зон могли в дальнейшем наложиться сдвиговые смещения. При благоприятных условиях, изучая петроструктуру пород, удается вывести скорость движения и деформации, а также оценить термические условия во время движения [20].

Меланжевые комплексы

Эти комплексы, которые состоят из хаотической смеси не связанных между собой пород различного литологического состава, часто указывают на существование древних швов [1]. Предполагается, что такие комплексы могут возникать в трех различных тектонических обстановках: 1) при оползании с подводных уступов, особенно вдоль рифтогенных континентальных окраин; 2) при брекчировании, тектонизации и оползании вдоль зон трансформных разломов и 3) при деформации и, возможно,

оползании, связанных с зонами субдукции. К важнейшим проблемам меланжа относятся установление критериев для различения тектонических и осадочных деформаций, для выбора одного из трех предложенных механизмов формирования, а также проблема возобновленных движений.

Стратиграфические различия внутри деформированных зон

Два участка коры в пределах деформированного пояса могут содержать серии пород, столь резко отличающиеся друг от друга, что они не могли быть связаны лишь с фациальными изменениями. Такие различия могут означать, что один участок (или оба) представляет собой самостоятельный блок или микроконтинент, отделенный швом от другого [21].

ПРЕДЛАГАЕМЫЙ ПЛАН ИЗУЧЕНИЯ ДРЕВНИХ ШВОВ

Несмотря на то что ранее была проделана большая работа по изучению возможных и уже выявленных шовных поясов в США, большая часть ее устарела. Значение этого факта становится ясным, если учесть, что качество получаемых в поле геологических данных очень сильно зависит от вопросов, поставленных во время полевых работ, и тем самым от представлений, которыми руководствуется геолог. Таким образом, многие исследователи, работавшие до появления последних достижений в области петрологии и палеогеографии и особенно до плитотектонической революции, не проводили наблюдений того типа, который требуется для интерпретации на современном уровне. К тому же США никогда не удавалось воспользоваться преимуществами, которые дает систематическая, последовательная, долговременная региональная программа геологического картирования, какими руководствуются, например, в странах Западной Европы, Канаде и Японии.

Итак, программа изучения древних шовных поясов должна состоять из двух частей: первая — оценка существующих данных, вторая, более важная, — рациональный план новых исследований, основанный на этой оценке. Для первой части хорошей отправной точкой вполне могли бы быть разрезы через границы плит, построенные во время осуществления Геодинамической программы США (опубликованные в серии карт и планшетов Геологического общества Америки). Однако три недостатка, свойственные этим разрезам, препятствуют использованию их в качестве адекватной основы для нового тектонического анализа рассмотренного типа. Во-первых, они двумерные, в то время как действует трехмерный процесс. Крупномасштабные сдвиги, очевидно, играли очень важную роль в истории Альпийско-Гималайской системы [3], в Кордильерах [9] и в Аппалачско-Герцинской системе [22]. Действительно, может оказаться, что они являются более важным тектоническим про-

цессом, чем лучше распознаваемые субдукция и надвигообразование. Во-вторых, территория США покрыта разрезами не полностью. Проект получения разрезов охватывал лишь системы Уошито и Кордильер. Ни Аппалачская, ни докембрийские системы не анализировались. В-третьих, разрезы опираются на существующие данные. В некоторых случаях эти данные были собраны почти столетие назад наблюдателями, которые придерживались совершенно иной системы взглядов и не пытались ответить на те вопросы, которые мы ставим сегодня. И хотя во многих случаях их наблюдения являются ценными и даже исключительно тонкими, многие из них не в полной мере удовлетворяют современным требованиям. Построение этих разрезов отчетливо показало, что мы переросли полевые данные, имеющиеся для многих деформированных областей в США.

По этим причинам остро необходима новая обширная программа исследований. Основной целью предлагаемой программы должно быть прежде всего построение современных детальных карт и разрезов основных шовных поясов во всей их полноте. Эти карты должны составить основу для дальнейших многоотраслевых исследований, нацеленных на выяснение тектонической истории и процессов, оставивших следы в данных регионах, а также сопровождавших их физических условий.

Далее исследователи могли бы либо рассматривать каждый пояс в целом, либо сначала разделить конкретный пояс на отдельные части для детального рассмотрения, а затем обобщить всю информацию. С практической точки зрения последний подход, возможно, более эффективен. Поэтому ниже я предлагаю первоначальное деление поясов на сегменты, которые представляют собой отрезки шовного пояса, выделенные вдоль его простираения и имеющие приблизительно одинаковую конфигурацию и историю. Другие подразделения могли бы быть не менее полезными. Однако следует подчеркнуть то обстоятельство, что подобное деление должно служить только для первичного анализа и имеет целью лишь разбить пояса на части приемлемого размера. Ввиду возможных крупномасштабных горизонтальных движений комплексов в направлении внутрь шовных поясов, в их пределах и из них, решающими элементами такой программы должны быть постоянное сотрудничество между группами, работающими на отдельных сегментах, и в конечном итоге — синтез всей информации по всему поясу. Ниже перечислены шовные пояса, предлагаемые сегменты и вопросы, которые следует поставить (см. рис. 1).

СЕВЕРОАМЕРИКАНСКИЕ КОРДИЛЬЕРЫ

К общим вопросам о североамериканских Кордильерах относятся следующие:

- 1) Каков возраст заложения системы Кордильер?
- 2) Каково соотношение между различными древними осадочными сериями в этой системе (например, между формацией Шу-Флай Сьерра-

Невады и эквивалентными породами гор Кламат и Невады) и каково соотношение между ними и древними (раннепалеозойскими) офиолитами?

3) Какова была природа антлерской орогении и каково ее соотношение с более ранними проявлениями деформации, существующими дальше на западе?

4) Какой была природа последующих орогений, например сономской и невадской?

5) Каковы количество, возраст и происхождение экзотических комплексов? Каков был механизм их перемещения и какие тектонические явления сопровождали их приращение к Северной Америке? Могут ли эти тектонические явления служить в качестве путеводной нити при анализе более древних и менее хорошо сохранившихся возможных аккреционных поясов?

6) Насколько приложимы к североамериканским Кордильерам тектонические модели, построенные для Юго-Восточной Азии и Индонезии, Альпийского региона или южной Аляски?

7) Каково было происхождение и характер внедрения офиолитовых комплексов Кордильер по сравнению с океаническими сериями и комплексами океана Тетис?

8) Какова детальная история интрузивной деятельности и метаморфизма в различных районах Кордильер? Каковы их радиологический возраст, вариации состава и соотношение с деформацией?

В Кордильерах на территории США можно выделить следующие сегменты (в скобках указаны их приблизительные размеры в километрах, см. рис. 1):

C1: хребт Брукс — п-ов Сьюард — Юкон (1000 × 1500);

C2: Аляскинский хребт — п-ов Аляска (500 × 1000);

C3: юго-восточная Аляска (300 × 1000);

C4: южный Орегон до границы с Канадой, Тихоокеанское побережье до Высоких равнин (500 × 1000);

C5: южный Орегон — горы Кламат — северная часть Береговых хребтов — Сьерра-Невада до штата Невада (650 × 1100);

C6: центральная часть Береговых хребтов, южная часть Сьерра-Невады до плато Колорадо (500 × 650);

C7: южная часть Береговых хребтов — пустыня Мохаве — плато Колорадо (300 × 500).

Работы в Кордильерах должны быть тесно скоординированы с работами в Канаде, Мексике и Центральной Америке.

УОШИТО

К общим вопросам о регионе Уошито относятся следующие:

1) Каков характер деформации? В частности, если имеется шов, то где он и каковы его характеристики?

2) Каково соотношение пояса Уошито с Аппалачами и Кордильерами и с деформированными поясами на северо-западе южной Америки, в за-

падной Африке и Центральной Америке? Для ответа на этот вопрос, несомненно, требуются международные координация и сотрудничество.

Предлагаемые сегменты и их приблизительные размеры (в километрах) таковы (см. рис. 1): 01 — собственно Уошито (250×650); 02 — Маратон — предшественник Скалистых гор в Нью-Мексико и Колорадо (150×1000 с перерывами).

АППАЛАЧИ

К Аппалачам могут относиться следующие общие вопросы:

1) Каковы количество, возраст и конфигурация аппалачских швов?
2) Какова природа структуры Бревард и непрерывна ли она по простиранию и в крест простирания?

3) Являются ли ультраосновные пояса североамериканских Аппалачей продолжением швов, выявленных в Ньюфаундленде и Квебеке канадскими исследователями?

4) Каковы связи Аппалачей с их возможными продолжениями в Европе, Западной Африке, на севере Южной Америки и в Центральной Америке? Ясно, что здесь необходимы международные координация и сотрудничество.

Предлагаемые сегменты и их приблизительные размеры (в километрах):

A1 — южные Аппалачи до границы между Северной Каролиной и Виргинией (500×700);

A2 — центральные Аппалачи до Пенсильвании — Нью-Йорка (300×700);

A3 — северные Аппалачи (400×700).

ДОКЕМБРИЙ

Докембрийская эра выдвигает свои особые проблемы. Несмотря на то что многие структурные и стратиграфические особенности в позднедокембрийских и фанерозойских породах сходны, более древние комплексы имеют отличия, затрудняющие их сравнение с современными моделями тектоники плит. Например, офиолиты отсутствуют в большинстве (если не во всех) областях деформаций с возрастом более 1000 млн. лет [4, 23]. Основной вопрос таков: какого рода данные следует искать, чтобы определить присутствие швов в наиболее древних докембрийских комплексах? Докембрийская летопись в США не полная. Выходы на поверхности локальны и не поддаются разделению на сегменты так, как фанерозойские регионы. Известно, что в докембрии существуют возрастные провинции, но в некоторых случаях они определяют пояса интрузивной активности, а не шовные границы.

Сегменты докембрийских комплексов, которые можно предложить для исследования, и их приблизительные размеры (в километрах) таковы:

P1: западная Аризона — Нью-Мексико до Монтаны (700×100 с перерывами);

P2: Гренвиллская провинция (400 × 700);

P3: Миннесота — Висконсин;

P4: область среднего запада.

К особым проблемам в районе P1 относятся: соотношение провинции Вайоминг и более молодых пород, возможные швы в Аризоне и Вайоминге и их продолжение. Последний регион — один из предложенных объектов исследования по Программе континентального бурения с научными целями ([24], с. 77—79). Регион P2 не очень хорошо обнажен на территории США, за исключением северной части штата Нью-Йорк. Особенно интересен вопрос о том, имеется ли здесь один шов или несколько. Часто упоминаемый «Гренвиллский фронт» — сложная структурная и метаморфическая граница, но непрерывность осадочного чехла через этот «фронт» свидетельствует о том, что он не является швом. Если шов существует, то он может находиться на юго-востоке, в области развития пород высокой степени метаморфизма. Чтобы решить эту проблему, нужно изучить историю деформаций, магматизма и метаморфизма в регионе. В этом районе важно тесное сотрудничество с канадскими исследователями. Для района P3 Ван Шмус и др. [25] предположили тектонические режимы, сходные с современными режимами. Здесь также важная роль принадлежит тесному сотрудничеству с канадскими учеными. Этот район тоже является одним из упомянутых в качестве возможного объекта континентального бурения ([24], с. 64—69). Сведения об изолированных обнажениях на среднем западе и юго-западе США (P4) следует собрать и расширить для тщательного сравнения с другими регионами.

РЕКОМЕНДУЕМЫЕ МЕРОПРИЯТИЯ

1) Следует оценить качество полевых данных. По имеющимся сейчас подробным современным геологическим и геофизическим полевым данным нужно построить карты в масштабе от 1 : 100 000 до 1 : 250 000. После этого следует провести детальную рекогносцировку слабо изученных районов. Эта фаза проекта должна занять приблизительно 2 года или даже больше.

2) После сбора существующих данных и рекогносцировки оставшихся регионов в каждом сегменте необходимо выбрать критические районы или темы для специального изучения. В центре исследований должны лежать многоотраслевые подходы к изучению данной проблемы. Они должны включать следующие темы (не ограничиваться, однако, только ими):

а) распределение типов пород по площади и природа границ между породами или комплексами;

б) трехмерное распределение пород, устанавливаемое с помощью как прямых, так и косвенных (геофизических) методов;

в) точная датировка пород, которая обеспечивается датировкой стратиграфических серий с использованием окаменелостей там, где они есть (недавние успехи в мезозойской и палеозойской биостратиграфии по

радиоляриям уже вызывают переворот в наших представлениях о Кордильерах и должны быть распространены на другие районы); датировкой эффузивных толщ различными радиологическими способами, например урано-свинцовым, рубидиево-стронциевым, $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$, самарий-неодимовым, и путем определения возраста и последовательности метаморфизма;

г) петрография, петрология и оценка условий образования серий пород; палеогеография осадочных пород и *P-T*-условия и тектоническая обстановка метаморфических и изверженных пород;

д) детальный геометрический, кинематический и динамический анализы структурных форм.

ВЫВОДЫ И РЕКОМЕНДАЦИИ

1) Предложенная программа направлена на обеспечение большого шага вперед в изучении древних шовных зон на территории США, который выведет знание этих регионов на уровень, достигнутый в других развитых странах, таких, как Швейцария, Франция, Великобритания, Канада, Япония, или при изучении океанов.

2) Решающая роль в изучении древних шовных поясов принадлежит правильной постановке вопросов, что в свою очередь предполагает знакомство с важнейшими концепциями или районами. Следует возобновить летние полевые геологические работы на регулярной и систематической основе. Главным в программе их работы должно стать предоставление специалистам из разных частей США возможности исследовать другие районы или, если это нужно, отдельные регионы вне США в течение 1—3 недель. Смета расходов должна будет включать средства на микроавтобус с двумя ведущими осями, перевозку и содержание участников.

3) Этот проект должен стимулировать участие академического, правительственного и промышленного персонала. Особое внимание следует уделить стимулированию участия научных институтов и, в частности, максимально возможного участия хорошо подготовленных студентов, которые представляют наше будущее и являются авторами большинства новых хороших идей. Поэтому следует изыскать средства, необходимые для соответствующего содержания аспирантов и стипендиатов, уже получивших докторскую степень. В последнее время со стороны исследовательских организаций затрачивается все больше усилий на получение и распределение финансовых средств. Следует предпринимать все возможные шаги, с тем чтобы свести к минимуму бюрократические проволочки, которые приходится преодолевать для получения и использования этих фондов. Для достижения максимальной эффективности ведущие специалисты из научно-исследовательских институтов не должны испытывать нужды в помощниках из числа защитивших докторскую диссертацию.

Желательно также найти средства для расширения кратковремен-

ного найма помощников из числа студентов для персонала Геологической службы США, работающего по рассматриваемому проекту. Необходимо выделить средства и для того, чтобы персонал из научных институтов при необходимости мог пройти краткосрочные учебные курсы по таким темам, как новые геофизические методы.

4) Для обеспечения максимальной эффективности проекта желательно сохранить его относительно децентрализованным — в пределах границ, накладываемых общностью цели. Можно было бы рекомендовать принцип распоряжения средствами на индивидуальной основе, за исключением финансирования разработки общей стратегии и проведения единой политики. Этот подход должен быть направлен на максимальное увеличение разнообразия идей и их оттачивание в ходе дружеского соревнования, что обеспечит максимальное использование всех возможностей. Однако было бы полезно потребовать, чтобы для любой предлагаемой работы, претендующей на поддержку в рамках этого проекта, был продемонстрирован ее многоотраслевой характер; для этого нужно либо поставить во главе проекта двух ведущих исследователей из различных областей наук о Земле, сотрудничающих для достижения единой цели, либо составить проект таким образом, чтобы было очевидно присутствие в нем нескольких дисциплин.

5) Современная геология более чем когда-либо носит международный характер. Хотя упор в этой статье явно сделан на геологические комплексы в США, ясно, что важной составной частью программы такого рода является сравнение с аналогичными комплексами и структурами в других районах Земли. Поэтому необходимы международное сотрудничество и координация работ. Важнейшей составной частью таких международных программ должна стать возрастающая компетентность американского персонала в знании соответствующих иностранных языков.

6) К основным неизвестным относятся природа океанической коры и характер процессов на границах поглощения плит. Ценную помощь этому проекту могло бы оказать выполнение систематической программы бурения с научными целями на океанической коре и в районах активных окраин.

7) В программе полевых геологических работ актуально необходимо выделение финансовых и технических средств для отвечающей современным требованиям публикации и распространения детальных карт отдельных районов, причем многие или большинство таких карт должны быть цветными. Это требование необходимо для проведения любого серьезного анализа, при котором нужно иметь доступ к первичным полевым данным. Последние могут быть адекватно отражены только на *подобных картах*, и их вообще редко показывают на мелкомасштабных схематических картах, появляющихся ныне в большинстве публикаций. К сожалению, в последние годы публиковать такие карты становится все труднее, и в настоящее время они ограничены в США в основном Серией карт и планшетов Геологического общества Америки. И хотя сам факт выхода этой серии вызывает удовлетворение, в настоящий момент она не отвечает

всем требованиям геологов. Заслуживают большего внимания другие пути публикации, такие, как публикации геологических служб штатов. Затраты, которые повлечет за собой такая программа, немалы, но и не покажутся чрезмерными, если сравнить их с планируемыми бюджетами лабораторий в других областях наук о Земле, например в геофизике или геохимии, или в других физических науках.

8) Конечно, в этом предложении молчаливо подразумевается «большой скачок» в объеме финансовой поддержки междотраслевых полевых исследований в науках о Земле. Однако можно сделать грубый расчет средств, необходимых для осуществления этой программы, основываясь на оценке средств, требующихся на один человеко-год таких исследований, ориентированных на полевые работы (скажем, 25 тыс. долл.). Этот расчет указывает, что затраты, скажем, на программу бурения судна «Гломар Эксплорер» в ближайшие десять лет в денежном выражении будут эквивалентны приблизительно 25 тысячам человеко-лет, посвященным исследованиям шовных поясов. Это говорится не для того, чтобы объявить такие затраты необходимыми или желательными. Даже если бы это было так, вряд ли найдутся кадры, способные рационально освоить такие средства в отведенное время. Важно то, что полевые работы предложенного типа сравнительно недороги; относительно скромные затраты — даже 1/10 того, что отпущено на программу бурения «Гломар Эксплорер», — за ближайшие десять лет должны были бы привести к желаемому большому скачку в наших знаниях.

9) Наконец, становится общеизвестным экономическое значение залежей металлов в спрединговых хребтах Мирового океана. Поскольку древние швы содержат единственные распознаваемые остатки океанических областей с возрастом более 200 млн. лет, лучшее понимание этих зон на территории США явно сулит экономические выгоды.*)

ЛИТЕРАТУРА

1. *Burke K., Dewey J. F., Kidd W. S. F.* Tectonophysics, **40**, 69, 1977; *Valentine J. M., Moores E. M. J.* Geol., **80**, 107, 1972; *Wilson J. T.* Proc. Am. Philos. Soc., **112**, 309, 1968.
2. *Sykes L. R.* Rev. Geophys. Space Phys., **16**, 621, 1978.
3. *Molnar P., Tapponnier P.* Science, **189**, 419, 1975.
4. *Moores E. M.* Earth-Sci. Rev., **9**, 241, 1973; *Coleman R. G.* Ophiolites, Springer-Verlag, New York, 1977. [Имеется перевод: *Колман Р.* Офиолиты. М.: Мир, 1979.]
5. *Speed R. C., Moores E. M.* Geological Society of America Map and Chart Series, Geological Society of America, Boulder, Colo. (в печати).

*) Я благодарен У. С. Альваресу, Б. С. Берчфилу, Дж. А. Дэвису, У. Р. Дикинсону, Дж. К. Максвеллу и Р. Моберли мл. за полезные обсуждения. Я писал эту статью, будучи гостем Гавайского университета и Университета им. Пьера и Марии Кюри.

6. *Williams H., Stevens R. K.* In: *Geology of Continental Margins*. C. A. Burk and C. L. Drake, Eds., Springer-Verlag, New York, 781, 1974. [Имеется перевод: Г. Уильямс, Р. Стивенс. В кн.: Геология континентальных окраин, том 3. Под ред. К. Берка и Ч. Дрейка.— М: Мир, 1979, с. 129.]
7. *Roeder D. H.* *J. Geophys. Res.*, **78**, 5005, 1973.
8. *Dickinson W. R.* *Am. J. Sci.*, **272**, 551, 1972.
9. *Jones D. L., Verling N. J. S., Hillhouse J.* *Can. J. Earth Sci.*, **14**, 2665, 1977.
10. *Irving E.* *Ibid.*, **16**, 669, 1979.
11. *Elston D. P., Bressler S. L.* *Eos*, **59**, 1059, 1978.
12. *Ernst W. G.* *Am. J. Sci.*, **272**, 657, 1972; *Geol. Soc. Am. Bull.*, **84**, 2053, 1973.
13. *Spooner E. T. C., Fyfe W. S.* *Contrib. Mineral. Petrol.*, **42**, 287, 1973; *Spooner E. T. C. ibid.*, **45**, 169, 1974.
14. *Valentine J. W.* *Syst. Zool.*, **20**, 253, 1971.
15. *Johnson J. G.* *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs*, **9**, 1038, 1977; *Cocks, L. R. M., McKerrow W. S.* *Spec. Pap. Palaeontol.*, **12**, 291, 1973.
16. *Condie K. C.* *Plate Tectonics and Crustal Evolution*. Pergamon, New York, 1976.
17. *Cochrane N. A., Wright J. A.* *Eos*, **58**, 736, 1977; *Williams H.* *Mem. Univ. Newfoundland Map 1*, 1978.
18. *Cook F. A., Albough D. S., Brown L. D., Oliver J., Kaufman S., Hatcher R. D., Jr.* *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs* **11**, 404, 1979.
19. *Giese P., Morelli C., Pavlenkova N. I.* *Comm. Int. Explor. Sci. Mer. Medit. Rapp. P. V. Reunion*, **23**, 109, 1975.
20. *Prinzhofer A., Nicolas A. J.* *Geol.*, **88**, 387, 1980.
21. *Dutch S. J.* *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs*, **11**, 313, 1979.
22. *Arthaud F., Matte P.* *Geol. Soc. Am. Bull.*, **88**, 1305, 1977.
23. *Windley B. F.* *The Evolving Continents*. Wiley, New York, 1977.
24. U. S. Geodynamics Committee, *Continental Scientific Drilling Program*. National Academy of Sciences, Washington, D. C., 1979.
25. *Van Schmus W. R., Thurman E. M., Peterman F. E.* *Geol. Soc. Am. Bull.*, **86**, 1255, 1975.
26. *King P. B.* *Evolution of North America*. Princeton, Univ. Press, Princeton, N.J., 1977.

КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ АККРЕЦИЯ: ОТ ОКЕАНИЧЕСКИХ ПЛАТО К АЛЛОХТОННЫМ МАССИВАМ

*З. Бен-Аврахам, А. Нур, Д. Джонс, А. Кокс**

Некоторые из подводных возвышенностей в океанах могут быть современными аллохтонными массивами, движущимися вместе с несущими их океаническими плитами. Будучи обречены на столкновение с ближайшими континентами и присоединение к ним, они могут обуславливать сложный вулканизм, отчленять и захватывать океаническую кору и вызывать орогеническую деформацию. Присоединение плато во время субдукции океанических плит может быть причиной горообразования, сравнимого по масштабам с горообразованием при столкновении континентов.

Многочисленные геологические и геофизические данные, полученные при работах на суше, показывают, что тектоника континентов гораздо сложнее, чем дна океана, строение которого довольно хорошо объясняется тектоникой плит. Особенно сложна тектоническая эволюция крупных горных цепей типа Кордильер. Хотя некоторые из этих горных цепей, по-видимому, появились в результате «классического» столкновения плит, происхождение других остается загадкой. Известно, что нередко они состоят из многочисленных совмещенных друг с другом блоков или чешуй, имеющих совершенно различную тектоническую и стратиграфическую историю. По крайней мере некоторые из этих чешуй, по-видимому, образовались вдали от стабильных ядер континентов. Такие регионы описываются с помощью термина «аллохтонные массивы»: в тектоническом и стратиграфическом отношении они отличаются от прилегающих регионов, отделены от окружающих комплексов граничными разломами и переместились в свое нынешнее положение из удаленных мест формирования. Например, большие участки горных районов на западе Северной Америки состоят из таких аллохтонных массивов, которые, переместившись на тысячи километров, в результате аккрекции присоединились к западной части территории США, Канаде, Аляске, Сибири и другим районам обрамления Тихого океана [1].

Мы предполагаем, что современные аналоги многих аллохтонных комплексов можно найти в океанах — в загадочных хребтах, возвышенностях или плато, существующих на океаническом дне. По нашему мнению, некоторые из океанических плато, которые занимают в целом около 10% морского дна, — это современные мигрирующие аллохтонные

**) З. Бен-Аврахам, А. Нур и А. Кокс — сотрудники геофизического факультета Станфордского университета, Станфорд, Калифорния 94305, США; Д. Джонс — сотрудник Геологической службы США, Менло-Парк, Калифорния 94025, США.*

массивы, перемещающиеся вместе с океаническими плитами, в которые они заключены, и обреченные в конечном итоге на присоединение к континентам, прилегающим к зонам субдукции, которые опоясывают Тихий океан. Плато в океанах и аллохтонные комплексы на суше, возможно, образуют одно из основных недостающих звеньев в геодинамике, обеспечивая связь между гипотезами тектоники плит в океанах и аккреционной тектоники на континентах.

ЧТО ТАКОЕ ОКЕАНИЧЕСКОЕ ПЛАТО?

Океанические плато — это аномально высокие участки морского дна, которые в настоящее время не являются частями континентов, активными вулканическими дугами или активными спрединговыми хребтами. К ним относятся поднятия, которые описывают как отмершие дуги [2], отмершие спрединговые хребты, отделившиеся или погруженные фрагменты континента [3], аномальные вулканические постройки [4] или поднятия океанической коры. На рис. 1 показано более 100 современных океанических плато. Они особенно многочисленны в западной части Тихого океана [5] и Индийском океане, но встречаются также в Атлантическом океане, Карибском и Средиземном морях. Многие крупные океанические плато имеют ряд общих характерных особенностей.

Морфология

В большинстве случаев плато подняты на тысячи метров над окружающим океаническим дном. Некоторые из них, такие, как Сейшельская банка, возвышаются над уровнем моря, тогда как другие, например плато Онтонг-Джава, находятся на глубине 1500—2000 м ниже уровня моря.

Строение земной коры

У большинства плато, для которых имеются сейсмические данные МПВ и гравиметрические данные, расчетная мощность коры изменяется в пределах от 20 до 40 км и более, что в 2—5 раз превышает мощность обычной океанической коры — около 8 км (рис. 2).

Скорости сейсмических волн в коре

У некоторых плато в верхнем слое коры толщиной от 5 до 15 км скорость продольных волн колеблется в интервале 6,0—6,3 км/с. Такая скорость характерна не только для одного из слоев океанической коры (слоя 2 С), но и для гранитных пород континентальной коры. Мощность

Рис. 1. Распределение океанических плато (заштрихованы) в Мировом океане.

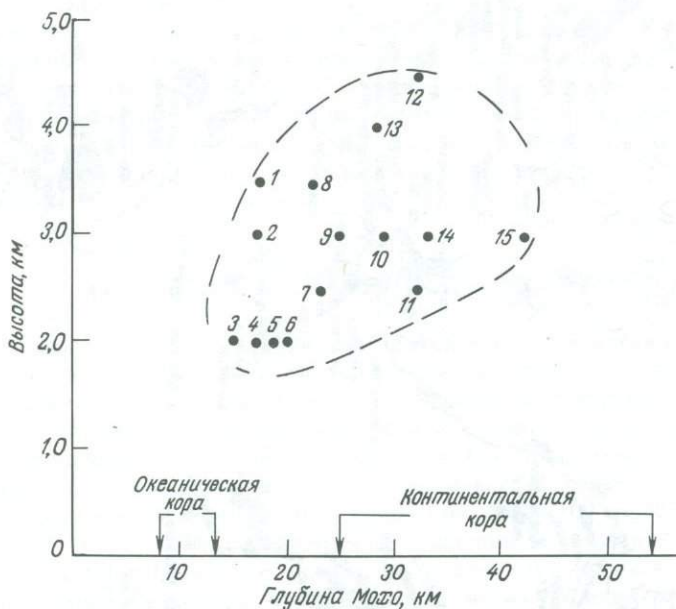


Рис. 2. Зависимость между толщиной земной коры и высотой некоторых океанических плато. У большинства плато толщина коры промежуточная между типично океанической и типично континентальной. 1 — Чагос-Лаккадивский хр.; 2 — Маскаренское плато; 3 — плато Сан-Пауло; 4 — хр. Наска; 5 — хр. Кермадек; 6 — вал Эаурипик — Новогвинейское поднятие; 7 — Западно-Австралийский хр.; 8 — хр. Норфолк; 9 — Мозамбикский хр.; 10 — хр. Лорд-Хау; 11 — плато Роколл; 12 — Сейшельская банка; 13 — банка Поркьюпайн; 14 — Фарерское плато; 15 — плато Онтонг-Джава.

этого слоя на плато на один порядок величины больше мощности слоя 2 С в фундаменте нормальной океанической коры. Сравнение некоторых типичных скоростных разрезов океанической и континентальной земной коры (рис. 3) позволяет предположить, что плато Онтонг-Джава и Сейшельская банка могут представлять собой погружившиеся континентальные фрагменты, подобные хребту Лорд-Хау, или имеют аномально утолщенную океаническую кору.

Линейные магнитные аномалии

В большинстве случаев плато характеризуется слабо выраженными магнитными аномалиями или их отсутствием. Отсюда можно сделать вывод, что по своему генезису эти структуры отличаются от типичной океанической коры.

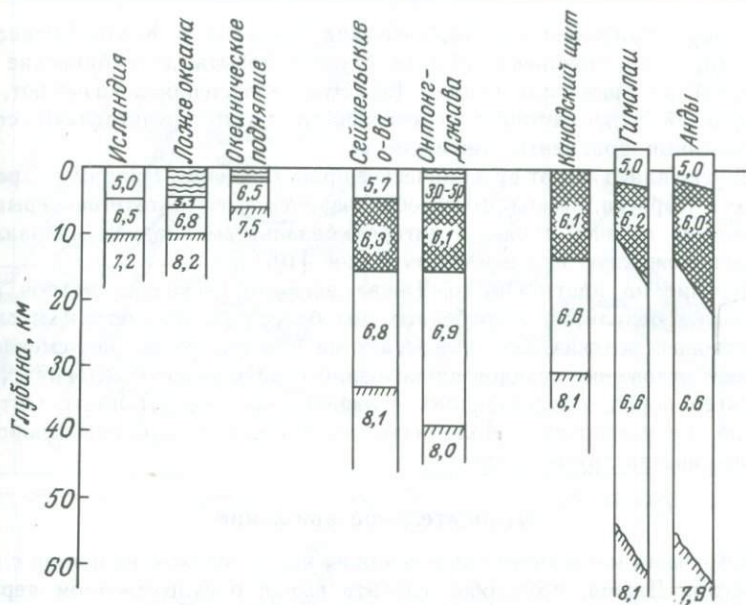


Рис. 3. Сравнение разрезов коры в некоторых характерных океанических и континентальных районах [36]. Плато Онтонг-Джава, будучи морфологически подобно Исландии, в структурном отношении отличается и от нее [69, 70], и от типичной океанической коры, однако удивительно похоже на типичный щит, в котором скорость продольных волн в мощной верхней коре составляет 6,1 км/с, и на Сейшельскую банку, имеющую кору континентального типа [71]. Еще более мощная кора свойственна орогеническим системам, имеющим корни, например Гималаям [72] и Андам [73].

Гравитационное поле

Обычно плато не сопровождаются значительными изостатическими аномалиями, что означает более или менее полную компенсацию.

Характер подводных окраин

На плато были выделены различные типы окраин, такие, как древняя зона субдукции на северной окраине хребта Бауэрс [6] и рифтогенная окраина на восточном крае плато Онтонг-Джава [7]. Однако природа окраин большинства плато неизвестна.

Геология поверхности, бурение и драгирование

Некоторые плато обнаруживают сильное родство с континентами. Например, докембрийский гранитный фундамент выходит на поверхность на Сейшельских островах посреди Индийского океана. Гранитный фунда-

мент был обнаружен на Парасельских островах в Южно-Китайском море [8]. Драгированием с плато Агульяс добыты докембрийские или палеозойские гранитные породы [9]. Эти наблюдения показывают, что по крайней мере частично перечисленные плато представляют собой погруженные фрагменты континентов.

Другие плато имеют вулканическое происхождение. Например, хребты Кокос и Карнеги, по-видимому, образовались в результате непрерывной активности горячей точки, в которой базальтовые породы изливались на расположенную над ней плиту Кокос [10].

Бурение на плато Онтонг-Джава вскрыло несколько метров раннемеловых базальтов, погребенных под более чем километровым слоем известковых осадков. Это указывает на то, что после раннемелового времени отложение осадков происходило в мелководных условиях [11]. Характер пород, подстилающих вулканические породы плато Онтонг-Джава, не установлен. Мало известно о составе глубинных пород и у большинства других плато.

Относительное движение

Измерения магнитного наклоения на керне осадков, например с плато Онтонг-Джава, позволяют сделать вывод о существенном перемещении плато со временем [12]. Этих данных недостаточно для определения относительного движения между плато и окружающей океанической корой, но из сейсмических данных следует, что подвижки на окраинах незначительны или отсутствуют, за исключением, возможно, периодов столкновения. Поэтому мы допускаем, что большинство плато перемещаются вместе с океаническими плитами, в которые они заключены.

ПОГЛОЩЕНИЕ ОКЕАНИЧЕСКИХ ПЛАТО

Лишь малое число плато ассимилируется сейчас в зонах субдукции, что сопровождается значительными геологическими эффектами, включающими ослабление сейсмичности и сдвиг вулканической активности [13]. Между тем распределение океанических плато (рис. 1) позволяет предположить, что предстоят новые столкновения, например поднятие Шатского может столкнуться с Японией (рис. 4). Поэтому уместно предположить, что поглощение океанических плато на границах плит было важным тектоническим процессом в прошлом.

Восточная часть Тихого океана

Столкновения между океаническими плато и зонами субдукции происходят в юго-восточной части Тихого океана, где хребты Хуан-Фернандес, Наска, Карнеги и Кокос сталкиваются с западной окраиной Южной Америки. Столкновения оказывают заметное влияние на сейсмичность, вулканизм и морфологию прилегающего континента [13].

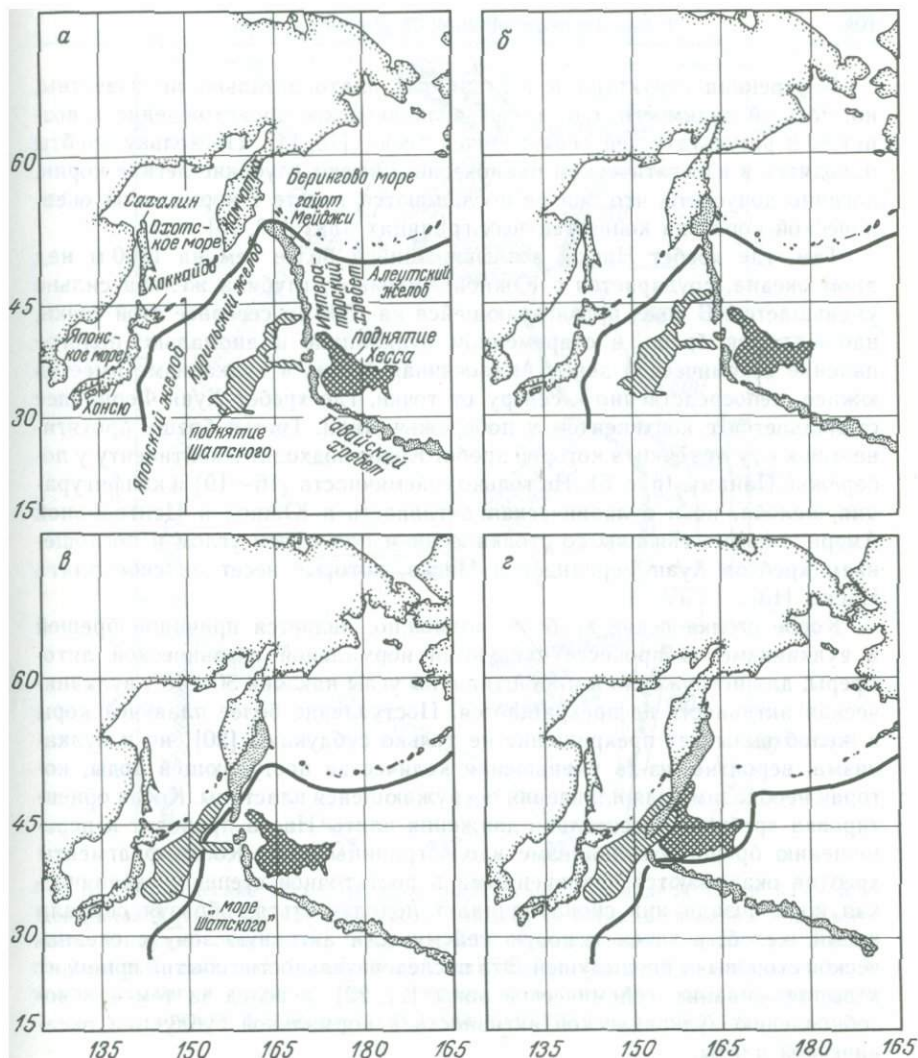


Рис. 4. Схема возможного будущего развития северо-западной части Тихого океана, основанная на современных параметрах движения плит [74]. а — современные очертания и положение поднятий Шатского и Хесса, Императорского и Гавайского хребтов; б — через 6 млн. лет все плато переместятся в северо-западном направлении, а гайот Мейджи после столкновения с зоной субдукции станет частью подводной окраины Камчатки; в — через 12 млн. лет поднятие Шатского столкнется с северной частью о. Хонсю, с Хоккайдо и Курильскими островами (на этом этапе глубоководный желоб, возможно, переместится на океаническую сторону этого поднятия и сформируется новое окраинное море — «море Шатского»); з — через 18 млн. лет поднятия Шатского и Хесса и Императорский хребет станут частью Евразийской плиты и в этом регионе образуются новые границы плит.

Внутренняя структура и состав этих плато детально не известны, но, по всей видимости, они имеют вулканическое происхождение и возникли в результате действия горячей точки [10, 14]. Поскольку хребты находятся в изостатическом равновесии и имеют глубокие легкие корни, логично допустить, что они не поглощаются вместе с нормальной океанической корой на конвергентных границах плит [13, 15].

Там, где хребет Наска, возвышающийся более чем на 1500 м над дном океана, соударяется с Южной Америкой, глубина желоба сильно уменьшается. В зоне, протягивающейся на 1500 км севернее этой точки, наблюдаются брешь в современном вулканизме и аномально пологое падение сейсмической зоны. Аналогичная брешь в вулканизме имеется южнее, непосредственно к северу от точки, где хребет Хуан-Фернандес сталкивается с континентом у побережья Чили. Третья брешь протягивается к югу от точки, в которой хребет Кокос подходит к континенту у побережья Панама (рис. 5). Не только сейсмичность [16—19] и конфигурация желоба, но и вулканическая активность в Южной и Центральной Америке прямо связаны со столкновением под косым углом и поглощением хребтов Хуан-Фернандес и Наска, которые несет на себе плита Наска [13].

Косое столкновение хребтов, возможно, является причиной брешей в вулканизме. В процессе субдукции нормальной океанической литосферы, для погружения которой типичны углы наклона 30—45°, вулканическая активность не прекращается. Поступление более плавучей коры в желоб вызывает прекращение не только субдукции [20], но и вулканизма, вероятно, из-за уменьшения количества поступающей воды, которая необходима для плавления погружающейся пластины. Косая ориентировка хребтов относительно движения плиты Наска приводит к перемещению брешей в вулканизме вдоль границы плит. Когда фрагменты хребтов оказываются захваченными в достаточной степени, океаническая кора позади них снова начинает пододвигаться, образуя сначала новый желоб, а затем и новую сейсмически активную зону с океанической стороны от предыдущей. Эта последовательность событий приводит к *выполаживанию сейсмической зоны* [21, 22], а вслед за тем и к возобновлению вулканической активности и нормальной субдукции океанической плиты.

Помимо преходящих эффектов, таких, как изменения в вулканизме во время аккреции океанических плато, процесс аккреции может оставить более устойчивые геологические следы. Наиболее вероятными отпечатками являются аллохтонные массивы, многие из которых присоединились к окраинам континентов, особенно к тем, которые подверглись орогенезу.

Северная и западная части Тихого океана

Превращение океанических плато в аллохтонные массивы может принимать различные формы в зависимости от величины тектонического напряжения и других причин. Из сейсмичности следует, что напряжения

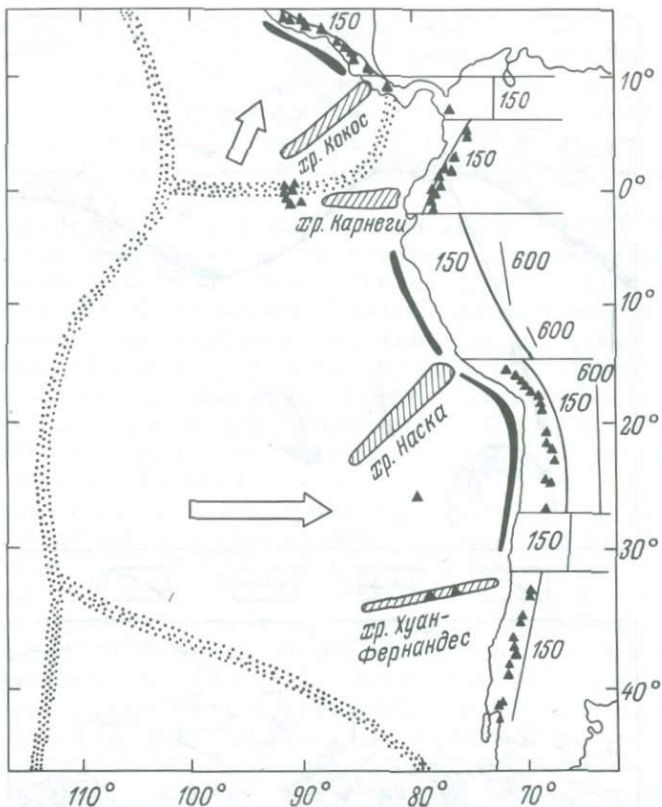


Рис. 5. Тектонические элементы зоны поглощения в западной части Южной и Центральной Америки [15]: глубоководный желоб, активные вулканы и сейсмичность. Цифрами обозначены глубины сейсмоактивной зоны. Стрелки указывают направление движения океанических плит. Несколько асейсмических хребтов в настоящее время сталкиваются с континентами, что обуславливает появление брешей в вулканических и сейсмических поясах на суше.

в восточной части Тихого океана велики; здесь выделяется наибольшее количество энергии, высвобождаемой при землетрясениях [23]. Из-за этой высокоэнергетической обстановки разрушающие эффекты поглощения хребтов, таких, как Наска и Кокос, носят лишь временный характер, и сталкивающиеся с континентом хребты могут претерпевать интенсивную деформацию во время аккреции. Однако конфигурация границы плит изменится лишь незначительно в результате смещения желоба в сторону океанического бассейна, после чего возобновится беспрепятственная субдукция.

В противоположность этому форма границы плит может существенно измениться при столкновении плато в обстановке с малыми на-

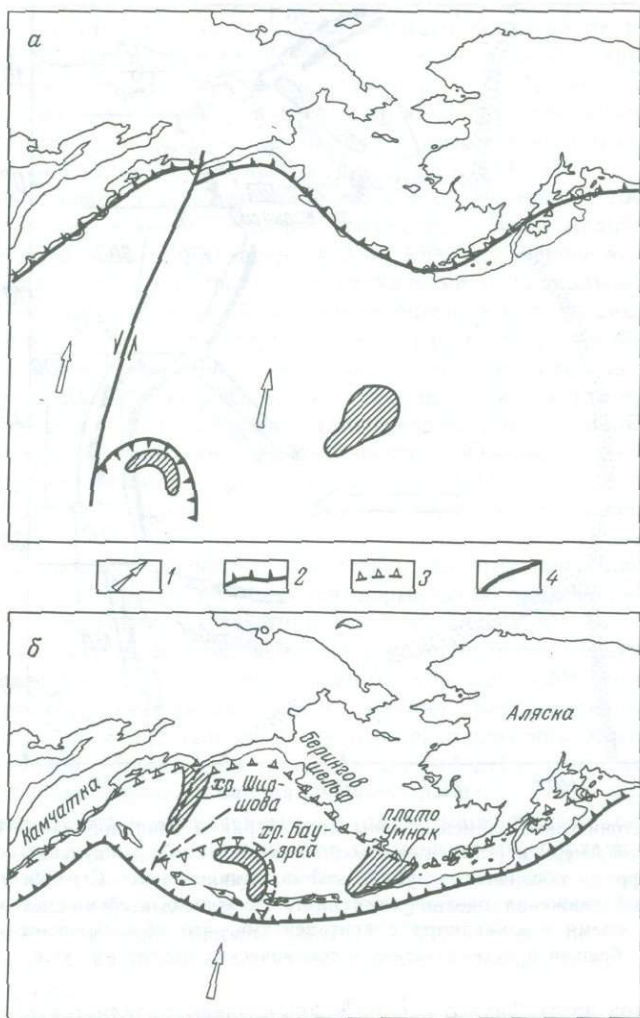


Рис. 6. Концептуальная модель формирования Алеутского хребта [25]. Считается, что хребет Бауэрс и плато Умнак переместились с юга вместе с плитой Кула, а хребет Шишовова сформировался на своем нынешнем месте. а — позднемезозойское время, б — раннетретичное время. 1 — направление движения плит, 2 — активная зона субдукции, 3 — бывшая зона субдукции, 4 — трансформный разлом.

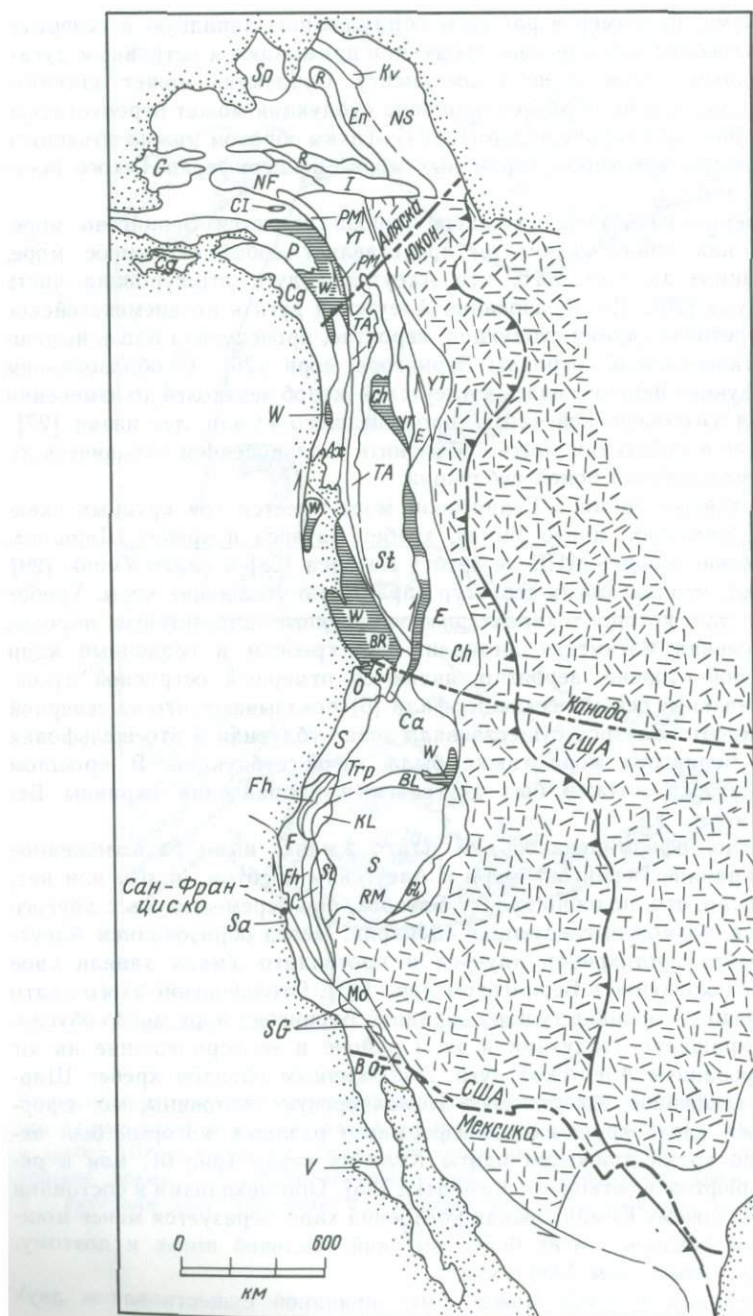
пряжениями, например в районах, обрамляющих западную и северную части Тихого океана, где зоны субдукции примыкают к островным дугам и окраинным морям, а не к континенту. Субдукция может изменить свое направление на обратное, или зона субдукции может переместиться на океаническую сторону плато [13, 24]. Таким образом можно объяснить формирование некоторых окраинных морей на периферии Тихого океана [25].

Примером низкоэнергетического района является Берингово море, которое, как принято считать, представляет собой окраинное море, образованное за счет того, что Алеутская дуга отшнуровала часть плиты Кула [26]. До образования Алеутской дуги в позднемезозойское и раннетретичное время субдукция, вероятно, происходила вдоль нынешней континентальной окраины Берингова моря [26]. С образованием дуги субдукция переместилась в Алеутский желоб незадолго до изменения движения Тихоокеанской плиты, происшедшего 43 млн. лет назад [27]. Этот сдвиг в субдукции можно объяснить столкновением океанического плато с мезозойской зоной субдукции.

В настоящее время в Беринговом море имеется три крупных океанических поднятия: плато Умнак, хребет Бауэрса и хребет Ширшова. Сейсмические данные МПВ по хребту Бауэрса [28] и плато Умнак [29] указывают, что для обеих структур характерно утолщение коры. Хребет Бауэрса, для которого характерны измененные андезитовые породы, положительная магнитная аномалия над гребнем и осадочный клин на северной стороне, вероятно, являются отмершей островной дугой. Многоканальные сейсмические профили [6] показывают, что на северной стороне хребта Бауэрса существовала зона субдукции и что шельфовая окраина Берингова моря также была зоной субдукции. В прошлом хребет Бауэрса должен был двигаться в направлении окраины Берингова моря.

Не ясно, сформировалось ли плато Умнак, ныне расположенное между окраиной Берингова моря и Алеутским хребтом, *in situ* или нет, но возможно, что, подобно хребту Бауэрса, оно переместилось с другого места. Так, возможен следующий сценарий. Перед образованием Алеутского хребта протохребет Бауэрса и протоплато Умнак заняли свое нынешнее положение в Беринговом море [25]. Столкновение этого плато Умнак с конвергентной в ту пору окраиной Берингова моря могло обусловить прекращение субдукции в этом районе и ее перемещение на юг с формированием Алеутской дуги. Аналогичным образом хребет Ширшова, разделяющий Алеутскую и Командорскую котловины, мог сформироваться вдоль крупного трансформного разлома, который был активным во время движения плиты Кула на север (рис. 6), или в результате рифтового откола от Камчатки [25]. Оба механизма в состоянии объяснить, почему Командорская котловина характеризуется менее мощным слоем осадков, имеет более высокий тепловой поток и поэтому, вероятно, моложе, чем Алеутская.

Аналогичный процесс может быть причиной существования двух



отдельных вулканических дуг вблизи Японии. Одна из них — это северо-восточная дуга, которая включает Курильские острова, северо-восточную Японскую и Идзу-Марианскую дуги, другая — дуга Рюкю. В прошлом существовала одна непрерывная зона субдукции вдоль Японской дуги от Курильской до Рюкю [30]. Было высказано предположение [31], что асейсмичные хребты, первоначально находившиеся на юге, переместились на север с плитой Кула и в конечном счете столкнулись с Японской дугой, что вызвало изгиб дуги и поворот северной части острова Хонсю. Мы идем дальше и предполагаем, что именно прото-Идзу-Бонинская дуга переместилась с юга и столкнулась с зоной субдукции. После этого субдукция переместилась на восток и сформировались две различные дуги, изолировавшие часть плиты Кула между дугами Рюкю и прото-Идзу-Бонинской.

АЛЛОХТОННЫЕ МАССИВЫ ВДОЛЬ ОКРАИН ТИХОГО ОКЕАНА

Косвенные геологические данные указывают на то, что плато, сходные с теми, которые имеются в океанических бассейнах в настоящее время, существовали в древних океанических бассейнах. Эти древние плато

Рис. 7. Карта распределения главных тектоностратиграфических комплексов в Северной Америке [1]. Кратон покрыт разнонаправленной штриховкой. Линия с зубчиками — восточная граница мезозойско-кайнозойской деформации Кордильер. Примеры возможных океанических плато показаны горизонтальной штриховкой.

Основные серии пород

Комплексы Аляски		Комплексы Канады	
NS	Северного склона,	Ch	— Каше-Крик,
Kv	— Кагвик,	St	— Стикин,
Ep	Эндикотт,	BR	— Бридж-Ривер,
R	— Руби,	E	— Восточные ассоциации.
Sr	— п-ва Сьюард,	<i>Комплексы штатов</i>	
I	— Иннокс,	<i>Вашингтон, Орегон и Калифорния</i>	
NF	— Никсон-Форк,	Ca	— сев. Каскадных гор,
PM	— Пингстон и Мак-Кинли,	SI	— Сан-Хуан,
YT	— Юкон — Танана,	O	— Олимпик,
Cl	— Чулитна,	S	— Силеция,
P	— Полуостровная,	BL	— Блу-Маунтин,
W	— Врангелия,	Trp	— зап. триасовая и палеозойская гор Клачат,
Cg	— Чугач и Принс-Уильям	KL	— гор Клачат,
TA	— Трейси-Арм,	<i>Комплексы штата Невада</i>	
T	— Таку,	S — Сономия,	
Ax	— Александер,	RM — гор Робертса,	
G	— Гуднюоз.	GL — Голконда.	
		<i>Комплексы Мексики</i>	
		B — Баха,	
		V — Вискайно.	
		Fh — пояса Футхилз,	
		F — францисканская и Грейт-Валли,	
		C — Калаверас,	
		Si — сев. Сьерры,	
		SG — Сан-Габриэль,	
		Mo — Мохаве,	
		Sa — Салиния,	
		Or — Орокопия.	

сейчас можно распознать лишь по их остаткам, которые оказались включены в континентальные массы в форме аллохтонных комплексов; их стратиграфия и палеомагнитные характеристики указывают на удаленность места их формирования. На рис. 7 показано несколько аллохтонных комплексов вдоль северо-восточной окраины Тихого океана, которые некогда представляли собой океанические плато.

Таблица 1. Палеомагнитные данные о крупномасштабных перемещениях аллохтонных массивов, ныне входящих в континентальное обрамление Тихого океана

Область	Положение и возраст	Библиография
Восточная Сибирь	<i>Сихотэ-Алинь</i> . С пермского времени перемещение на 40° к полюсу относительно Сибирской платформы. С триасового времени перемещение на 20° к полюсу. Столкновение к меловому времени. Переместился на 2000 км за 100 млн. лет, т. е. со средней скоростью 20 мм/год	[75, 76]
Северо-восток СССР	<i>Кольмский блок</i> . С пермского времени перемещение на 20° к полюсу относительно Сибирской платформы. С триасового времени перемещение на 13° к полюсу. Столкновение с Сибирской платформой к меловому времени	
Западная Канада и южная Аляска	<i>Массив Врангелия</i> . Сформировался на 18° широты севернее или южнее экватора в поздне триасовое время (более вероятно формирование на 18° ю. ш.). Присоединение к концу мелового периода. Вероятно перемещение на север на 6000 км за 130 млн. лет со средней скоростью 46 мм/год	[32, 76]
	<i>Массив Стикин</i> . Перемещение (на 13°) на север с позднеюрского времени.	[77]
	<i>П-ов Аляска — о-ва Шумагина</i> . Перемещение ($\sim 50^\circ$) на север после мелового периода со скоростью около 50 мм/год	[78]
Япония	<i>Внутренний пояс центральной Японии</i> . В пермский период был расположен вблизи палеоэкватора; присоединен к Азиатскому матерiku к поздне мезозойскому времени	[79]
Калифорния	<i>Францисканский массив</i> . Перемещение на север ($\sim 20^\circ$) подводных гор относительно Северной Америки. Присоединены в виде францисканского меланжа в поздне меловое или раннекайнозойское время	[80]

Решающие данные о значительном перемещении этих массивов получаются при измерении магнитного наклоения (табл. 1), которое используется для определения широтной составляющей движения. Отсюда следует, что многие из аллохтонных комплексов, служащих обрамлением северной части Тихого океана на Аляске и в северо-восточной Азии, переместились на несколько тысяч километров за периоды в десятки миллионов лет, двигаясь со скоростью около 5 см/год [32]. Палеомагнитные азимуты, или склонения, обычно имеют аномальные значения, и это позволяет считать, что многие блоки также подверглись существенному вращению [33]. Эпизоды аккреции аллохтонных комплексов предполагались в качестве важной составляющей процессов роста коры [1], скальвания коры [34], горообразования [35, 36] и формирования окраинных морей [24, 25, 31].

Природа, история и характер аллохтонных массивов, расположенных вдоль окраины Тихого океана, лучше всего изучены в северной части Кордильер на западе Северной Америки [1], особенно в южной Аляске и в Британской Колумбии (рис. 7). К числу наиболее известных в этом регионе аллохтонных комплексов, которые прежде могли быть океаническими плато, принадлежат Врангелия [37] и Каше-Крик [38].

Комплекс Врангелия

Врангелия характеризуется присутствием огромной покрывки средневерхнетриасовой толщи субазральных базальтов, местами достигающей мощности 6000 м. Эта толща залегает на вулканической островодужной ассоциации верхнего палеозоя с приуроченными к ней пермскими и триасовыми осадочными породами. На триасовых базальтах располагается мощная карбонатная толща поздне триасового возраста, которая начинается внутриплатформенными известняками и доломитами и заканчивается бассейновыми пелагическими карбонатами, кремнистыми аргиллитами и углистыми сланцами. Поскольку в этой толще обломочный материал континентального происхождения полностью отсутствует, представляется неизбежным вывод об отложении данного комплекса в типично океанической обстановке.

В верхнепалеозойской и нижнемезозойской стратиграфии Врангелии зарегистрированы два обширных цикла поднятия и погружения. Первый представлен мелководными карбонатными породами и сопровождающими их содержащими окаменелости песчаниками, глинами и конгломератами пермского возраста. Сверху залегает тонкий слой радиоляриевых кремней возрастом от пермского до среднетриасового. Погружение могло быть обусловлено остыванием подстилающей верхнепалеозойской вулканической дуги. Быстрое поднятие документируется внезапным появлением над кремнистыми породами триасовых миндалекаменных базальтов (местами подушечных в основании). Эти базальты изливались по всей Врангелии; их общий объем достиг 100—200 км³, и, вероятно, они отражают рифтогенез, связанный с началом движения блока Врангелии

из южных палеоширот на север [32]. Второй крупный эпизод погружения документируется выше базальтов сменой мощных верхнетриасовых внутриплатформенных отложений бессейновыми фациями. Это погружение, по-видимому, соответствует временной кривой опускания за счет охлаждения после рифтового раскола, которая подобна кривой погружения рифтогенных континентальных окраин [39].

Комплекс Каше-Крик

Массив Каше-Крик протягивается почти вдоль всей центральной части канадских Кордильер вдали от современных континентальных окраин (рис. 7). Присутствие внутри этого комплекса не-североамериканских пермских фузулинидов, принадлежащих к фаунистической провинции Тетиса, позволило отнести его к аллохтонным [40].

Характерными породами комплекса Каше-Крик [41] являются основные и ультраосновные породы (офиолиты), кремни, аргиллиты, пелиты, вулканогенные песчаники и вулканические туфы и мощные скопления карбонатов, содержащих окаменелости, с небольшими линзами основного вулканического материала. Ассоциация пород в комплексе Каше-Крик может соответствовать отложению в океанических условиях [38], в которых местами мощные (2000 м) карбонатные банки сформировали платоподобные постройки, просуществовавшие от раннего карбона до поздней перми. Мелководные окаменелости, встречающиеся в этих банках, указывают на очень медленное постепенное погружение фундамента с окончательным прекращением отложения карбонатов в триасе. На одновременное отложение глубоководных осадков в комплексе Каше-Крик указывает присутствие радиоляриевых кремней возрастом от миссисипского до триасового. Местами в этих более глубоководных фациях встречаются оползневые блоки мелководных известняков [41]. Возможными современными аналогами известняковых банок Каше-Крик являются крупные атоллы или Багамская банка [38].

Палеомагнитные данные, которые позволили бы определить палеошироту образования массива Каше-Крик, еще не получены, но палеобиогеографический анализ поддерживает представление о перемещении фузулинидовых известняков Тетиса минимум на 30° на север [42].

КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ АККРЕЦИЯ

Роль столкновения континентов в орогенезе уже давно установлена для такого района, как Гималаи, где две континентальные массы непосредственно граничат друг с другом вдоль крупной шовной зоны. Значение аккреционной тектоники в горном поясе типа Кордильер на западе Северной Америки, который обращен непосредственно к открытому океану, поняли лишь недавно [35, 43—46]. Хотя широко известно, что североамериканские Кордильеры и другие горные пояса обрамления Тихого океана являются продуктами аккреции, происходящие при этом

процессы и даже блоки, образовавшиеся во время включения аллохтонных комплексов в континентальную структуру, изучены мало. Понимание этого механизма роста континентов остается одной из фундаментальных проблем в геодинамике.

Общие структурные соотношения в различных частях Кордильер указывают на то, что образование надвигов играло доминирующую роль в истории развития всего тектонического меланжа. Локальный структурный стиль, представленный крупномасштабными чешуйчатыми шарьяжами, хорошо задокументирован в южной части Аляски [47—49], в Британской Колумбии [50, 51], северо-западной части штата Вашингтон [52—54], горах Кламат в северной Калифорнии [55—58], центральной Калифорнии [59—61] и южной Калифорнии [62]. Амплитуда локального дифференциального перемещения вдоль некоторых разветвленных надвиговых систем должна заведомо превышать несколько сотен километров, и смещения, происходившие в пределах всего аккреционного пояса, вполне могут превышать 10 000 км. Большая часть присоединенного материала состоит из блоков утолщенной коры, включающих комплексы островных дуг, подводных гор, участки океанической коры, покрытые мощной толщей осадков, остатки плато и фрагменты континентов. Океаническая кора с тонким осадочным покровом в основном исчезла. Таким образом, субдукция и пододвигание играют важнейшую роль в этом аккреционном процессе, однако остается неясным, как и где тонкие надвиговые покровы отслоились от своих субстратов в нижней части коры и были выведены на верхние уровни. Многие тектонические покровы были надвинуты на континентальные окраины или на ранее наращенные комплексы, но при этом нет никаких данных об одновременном существовании дуги и субдукции. Это чрезвычайно затрудняет приложение простых плитотектонических моделей к любым конкретным районам, поскольку еще не удастся найти причинно-следственные связи внутри всей системы.

СУБДУКЦИЯ ИЛИ КОЛЛИЗИОННАЯ ОРОГЕНИЯ?

На протяжении нескольких десятилетий для объяснения орогенеза предлагались механизмы двух типов: столкновение и субдукция. Типичным примером столкновения являются Альпийская и Гималайская горные цепи. Типичным примером действия субдукционного механизма являются многие из опоясывающих Тихий океан горных цепей, традиционно упоминаются горные цепи на Аляске, на западе Северной Америки, в Восточной Сибири и особенно Анды в Южной Америке.

Сейчас нам кажется, что андийская орогения, понимаемая в смысле субдукции нормальной океанической коры под континент, не была главным тектоническим процессом на северном обрамлении Тихого океана. Как только где-нибудь появляется достаточно структурных, стратиграфических и палеомагнитных данных, выясняется, что при этом обычно присутствуют аллохтонные массивы и что орогения тесно связана с присоединением этих комплексов. Несмотря на то что до сих пор лишь

в отдельных случаях отмечалось появление орогении в результате столкновения дуги с континентом [63], мы полагаем, что большая часть всех орогенических эпизодов является результатом столкновения. За исключением цепи Анд и, возможно, Зондской дуги, почти все орогении или по крайней мере их фазы деформации связаны с такими столкновениями.

Там, где имела место лишь чистая субдукция простой океанической коры, происходила незначительная орогеническая деформация или же ее совсем не было.

Возможно, что в действительности аллохтонные массивы в Андах играли примерно такую же роль, как и в других частях обрамления Тихого океана, но геологических данных по западной части Южной Америки недостаточно, чтобы установить, существуют ли здесь требуемые аллохтонные комплексы. Тем не менее постепенно накапливаются данные, указывающие на то, что орогеническая история Анд не столь проста, как можно было бы ожидать в случае простой субдукции.

Выделяются, в частности, несколько особенностей [64].

1) Анды состоят из нескольких ассоциаций, различных в тектоническом и стратиграфическом отношении, — возможно, аллохтонных массивов, которые спаялись друг с другом на протяжении большого отрезка геологической истории [65].

2) Многие палеозойские и раннемезозойские структуры ориентированы косо по отношению к общему меридиональному структурному простиранию Анд, включая регионы, где деформация проникает в позднепалеозойские породы континентального фундамента.

3) Глубокие разломы в земной коре создают резкие границы между отдельными сегментами Анд. Некоторые из этих сегментов отличаются друг от друга геологической историей и типами пород. В северных Андах в разрезе можно встретить породы, характерные для океанической коры, тогда как южнее Перу породы имеют преимущественно континентальные свойства.

4) Вдоль западного побережья от Огненной Земли до Перу наблюдаются многочисленные обнажения отчетливо выраженных пород континентального фундамента, возраст которых изменяется от 1,8 млрд. лет до 300 млн. лет. Эти породы были сильно деформированы в палеозойское и докембрийское время, но с тех пор подвергались лишь слабой деформации.

5) Многие исследователи предполагают, что континентальные источники сноса к западу от Анд поставляли огромные объемы материала, образовавшего позднепалеозойские и раннемезозойские конгломераты и песчаники, обнаруживаемые теперь в цепи Анд [66, 67]. Присутствие древнего континентального фундамента у побережья Перу геофизики объяснили присоединением с запада островодужных комплексов [68].

По нашему мнению, из этих общих наблюдений, несмотря на отсутствие детальных сведений, следует, что аллохтонные массивы могли играть важную роль в формировании Андийского орогенического пояса. Возможно, что концепция орогении андийского типа (орогении, возник-

шей в результате субдукции океанической коры под континент) неверна. Другими словами, вполне может быть, что орогеническую деформацию вызывает процесс только одного типа, а именно столкновение. Чтобы проверить эту гипотезу, нужно исследовать важнейшие районы в Андах с целью определить, включены ли крупные аллохтонные массивы в Андийский пояс.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Роль аллохтонных массивов в аккреции континентов и горообразовании становится очевидной. Некоторые из этих массивов на каком-то отрезке истории своего существования, вероятно, представляли собой океанические плато. Из общего числа около 100 плато (в существующих современных океанах) многим суждено быть захваченными на активных континентальных окраинах, как это случилось со многими плато в прошлом. Непосредственными следствиями присоединения плато являются изменение вулканической активности и глубинной сейсмичности, отчленение океанической коры и смещение зон субдукции.

Более продолжительными эффектами присоединения плато являются рост континентальной коры и деформация в орогенических поясах. Мы предполагаем, что орогенические пояса, даже те, которые относили к субдукционному типу, в действительности могут быть результатом столкновения — столкновения не с самими континентами, а с океаническими плато, происхождение которых связано с отмершими дугами, погруженными континентальными фрагментами, группами подводных гор и следами прохождения над горячими точками.

Связь между аллохтонными комплексами на суше и мигрирующими плато в океанах открывает новый путь для увязывания геологии суши с концепцией тектоники плит, родившейся в море. Не следует считать, что в прошлом огромные пространства океанов подстилались простым океаническим дном. Вместо этого мы должны оперировать понятиями более сложной океанической геологии, в которой многочисленные плато различного происхождения принадлежали к древним океаническим плитам, совершенно так же, как это наблюдается сейчас.*)

ЛИТЕРАТУРА

1. *Coney P. J., Jones D. L., Monger J. W. H.* Nature (London), 288, 329, 1980.
2. *Karig D. E.* Geol. Soc. Am. Bull., 83, 1057, 1972.
3. *Emery K. O., Skinner B. J.* Mar. Min., 1, 1977.
4. *Winterer E. L.* Geophys. Monogr. Am. Geophys. Union, 19, 269, 1976.
5. *Menard H. W.* Marine Geology of the Pacific. McGraw-Hill, New York, 1964. [Имеется перевод: Г. У. Менард. Геология дна Тихого океана.— М.: Мир, 1966.]
6. *Cooper A. K., Ben-Avraham Z.* Eos, 60, 950, 1979.

*) Мы благодарим С. Мак-Гири и М. Мартина за помощь в подготовке рисунков. Работа частично финансировалась Национальным научным фондом США.

7. Kroenke L. W. Geology of the Ontong Java Plateau. Hawaii Univ. Inst. Geophys. Rep., 72: 5, 1972.
8. Emery K. O. (личное сообщение).
9. Houtz R. (личное сообщение).
10. Hey R. Geol. Soc. Am. Bull., 88, 1404, 1977.
11. Andrews J. E. et al. Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj., 30, 1975.
12. Hammond S. R. et al. Ibid, p. 415.
13. Vogt P. R., Lowrie A., Bracej D. R., Hey R. N. Geol. Soc. Am. Spec. Pap., 1972, 1976.
14. Bonatti E., Harrison C. G. A., Fisher D. E., Hannorez J., Schilling G., Stipp J. J., Zentilli M. J. Geophys. Res., 82, 2457, 1977.
15. Nur A., Ben-Avraham Z. Geol. Soc. Am. Mem. (в печати).
16. Barazangi M., Isacks B. Geology, 4, 696, 1976.
17. Barazangi M., Isacks B. Geophys. J. R. Astron. Soc., 57, 537, 1979.
18. Isacks B. L., Barazangi M. In: Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back Arc Basins. M. Talwani and W. C. Pitman, Eds., American Geophysical Union, Washington, D. C., 1977, p. 99.
19. Eisler H. K., Kanamori H. Eos, 60, 878, 1979.
20. Dewey J. F. Sci. Am., 226, 56, 1972.
21. Hasegawa A., Sacks I. S. Eos, 60, 876, 1979.
22. Kelleher J., McCann W. In: Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back Arc Basins. M. Talwani and W. C. Pitman, Eds., American Geophysical Union, Washington, D. C., 1977, c. 115.
23. Kanamori H. J. Geophys. Res., 82, 2981, 1977.
24. Dickinson W. R. J. Phys. Earth, 26, S1, 1978.
25. Ben Avraham Z., Cooper A. K., Scholl D. W. Geol. Soc. Am. Abstr. Programs, 21, 96, 1980.
26. Cooper A. K., Marlow M. S., Scholl D. W. J. Geophys. Res., 81, 1916, 1976.
27. Dalrymple G. B., Clague D. A., Lanphere M. A. Earth Planet. Sci. Lett., 37, 107, 1977.
28. Ludwig W. J. et al. J. Geophys. Res., 76, 6350, 1971.
29. Cooper A. K., Scholl D. W., Vallier T. L., Scott E. W. U. S. Geol. Surv. Oper-File Rep., 80, 246, 1980.
30. Uyeda S., Miyashiro A. Geol. Soc. Am. Bull., 85, 1159, 1974.
31. Matsuda T. J. Phys. Earth, 26, S409, 1978.
32. Hillhouse J. W. Can. J. Earth Sci., 14, 2578, 1977.
33. Cox A. Geol. Assoc. Can. Spec. Pap., 20, 305, 1980.
34. Speed R. C. J. Geol., 87, 279, 1979.
35. Monger J. W. H., Price R. A. Can. J. Earth Sci., 16, 770, 1979.
36. Nur A., Ben-Avraham Z. J. Phys. Earth., 26, S21, 1978.
37. Jones D. L., Silberling N. J., Hillhouse J. W. Can. J. Earth Sci., 14, 2565, 1977.
38. Monger J. W. H. Ibid., p. 1832.
39. Sleep N. H. Geophys. J. R. Astron. Soc., 24, 325, 1971.
40. Monger J. W. H., Ross C. A. Can. J. Earth Sci., 8, 259, 1971.
41. Monger J. W. H. Geol. Surv. Can. Pap., 74, 47, 1975.
42. Yancey T. E. In: Historical Biogeography, Plate Tectonics, and Its Changing Environment, J. Gray and H. J. Boucot, Eds., Oregon State Univ. Press, Corvallis, 1979, p. 239.
43. Dercourt J. Can. J. Earth Sci., 9, 709, 1972.
44. Davis G. A., Monger J. W. H., Burchfiel B. C. In: Mesozoic Paleogeography of the Western United States, D. G. Howell and K. A. McDougall, Eds., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Okla., 1978, p. 1.

45. Hamilton W. In: *ibid.*, p. 33.
46. Jones D. L., Silberling N. J. U. S. Geol. Surv. Open-File Rep., 79, 1200, 1979.
47. Csejtesy B., Jr. U. S. Geol. Surv. Circ., 804-B, 1979, p. B90.
48. Jones D. J., Silberling N. J., Csejtesy B., Jr., Nelson W. H., Blome C. D. Geol. Surv. Prof. Pap. 1121-A, 1980.
49. Berg H. C., Jones D. L., Coney P. J. U. S. Geol. Surv. Open-File Rep., 78, 1085, 1978.
50. Tempelman-Kluit D. J. Geol. Surv. Can. Pap., 79-14, 1979.
51. Travers W. B., Ladd J. H. Geol. Soc. Am. Abstr. Programs, 11, 529, 1979.
52. Misch P. Can. Inst. Min. Metall. Spec. Vol. 8, 101, 1966.
53. Whetten J. T., et al. In: *Mesozoic Paleogeography of the Western United States*, D. G. Howell and K. A. McDougall, Eds., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Okla, 1978, p. 117.
54. Whetten J. T. et al. Geol. Soc. Am. Bull., 91, 359, 1980.
55. Irwin W. P. Calif. Div. Mines Geol. Bull., 190, 19, 1966.
56. Irwin W. P. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 800-C, 1972, p. C103.
57. Davis G. A. Geol. Soc. Am. Bull., 79, 911, 1968.
58. Davis G. A. *Ibid.*, 80, 1095, 1969.
59. Bailey E. H., Blake M. C., Jr., Jones D. L. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 700-C, 1970, p. C70.
60. Suppe J., Foland K. A. In: *Mesozoic Paleogeography of the Western United States*, D. G. Howell and K. A. McDougall Eds. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Okla, 1978, p. 431.
61. Suppe J. Geol. Soc. Am. Bull., 90, (part 1), 327, 1979.
62. Haxel G., Dillon J. In: *Mesozoic Paleogeography of the Western United States*, D. G. Howell and K. A. McDougall, Eds., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Okla., 1978, p. 453.
63. Roeder D. Rev. Geophys. Space Phys., 17, 1098, 1979.
64. Zeil W. *The Andes, A Geological Review*, Borntraeger, Berlin, 1979.
65. Gansser A. J. Geol. Soc. London, 129, 93, 1973.
66. Miller H. Geotektonische Forsch., 36, 1, 1970.
67. Isaacson P. Geol. Soc. Am. Bull., 86, 39, 1975.
68. James D. E. *Ibid.*, 82, 3326, 1971.
69. Furumoto A. S., Wiebenga W. A., Webb J. P., Sutton G. H. *Tectonophysics*, 20, 153, 1973.
70. Palmason G. Visindafelag Isl., 40, 1, 1971.
71. Laughton A. S., Matthews D. H., Fisher R. L. *The Sea*, vol. 4, A. E. Maxwell, Ed., Wiley, New York, 1970.
72. Narain H. *Tectonophysics*, 20, 249, 1973.
73. James D. E. J. Geophys. Res., 76, 3246, 1971.
74. Minster J. B., Jordan T. H. *Ibid.*, 83, 5331, 1978.
75. McElhinny M. W. *Paleomagnetism and Plate Tectonics*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 1973.
76. McElhinny M. W. *The Western Pacific: Island Arcs, Marginal Seas, Geochemistry*, P. J. Coleman, Ed., Univ. of Western Australia Press, Nedlands, 1973, p. 407.
77. Irving E., Monger J. W. H., Yole R. W. Geol. Assoc. Can. Spec. Pap., 20, 1980, p. 441.
78. Stone D. B., Packer D. R. Geol. Soc. Am. Bull., 90, 545, 1979.
79. Hattori I., Hirooka K. *Tectonophysics*, 57, 211, 1979.
80. Gromme C. S., Gluskoter H. J. J. Geophys. Res., 73, 74, 1965.

ПЕРСПЕКТИВЫ ИЗУЧЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ

Алан М. Гудвин*)

Геологическая летопись докембрия рассматривается как отражение поступательного эволюционного развития, направленного в сторону возрастающей стабильности континентов. Ранняя фаза, отмеченная существованием высокоподвижных микроплит, через более стабильную фазу, когда в основном развивались внутрикратонные энсиалические подвижные пояса, сменилась современной фазой тектоники макроплит, включающий взаимодействие больших жестких литосферных плит. Различные фазы характеризуются своими коровыми ассоциациями. Совместное действие трех контролирующих факторов — общей генерации тепла в Земле, фракционирования и кратонизации коры и аккумуляции кислорода в атмосфере — рассматривается в качестве причины, обуславливающей тенденции и события, которые характеризуют земную кору на различных стадиях ее развития — от зарождения приблизительно 4,6 млрд. лет назад до настоящего времени.

Докембрий охватывает весьма продолжительный период в истории Земли, начиная от ее возникновения 4,6 млрд. лет назад и до появления макроформ жизни 4,0 млрд. лет спустя, в начале фанерозойского времени (рис. 1). То, что мы знаем сейчас о современной тектонике плит, включающей глобальные движения и взаимодействие крупных жестких литосферных плит, сильно влияет на нашу интерпретацию докембрия. Однако существующая тектоническая модель может помешать правильной интерпретации докембрийской геологической летописи. Необходимо реалистически оценить перспективы изучения докембрия для выработки сбалансированного взгляда на историю Земли.

В этой статье принимаются пять основных допущений, касающихся эволюции Земли: 1) планета образовалась как однородное тело из объединившихся частиц, горячих или холодных, что положило начало раннему кратковременному периоду необычайно высокого теплового потока, вызванного аккрецией частиц [1]; 2) Земля, подобно Луне и другим телам Солнечной системы, подвергалась ударам очень крупных метеоритов, особенно в период от 4,2 до 3,9 млрд. лет назад [2]; 3) в последние 3,8 млрд. лет диаметр Земли оставался приблизительно постоянным [3]; 4) главным источником внутренней энергии Земли является радиоактивный распад с возможной первичной составляющей, непрерывно уменьшающейся во времени [1]; 5) земная кора и литосфера, хранители геологической летописи, реагировали на изменение теплового режима

*) Автор — профессор геологии геологического факультета Университета Торонто, Канада M5S 1A1.

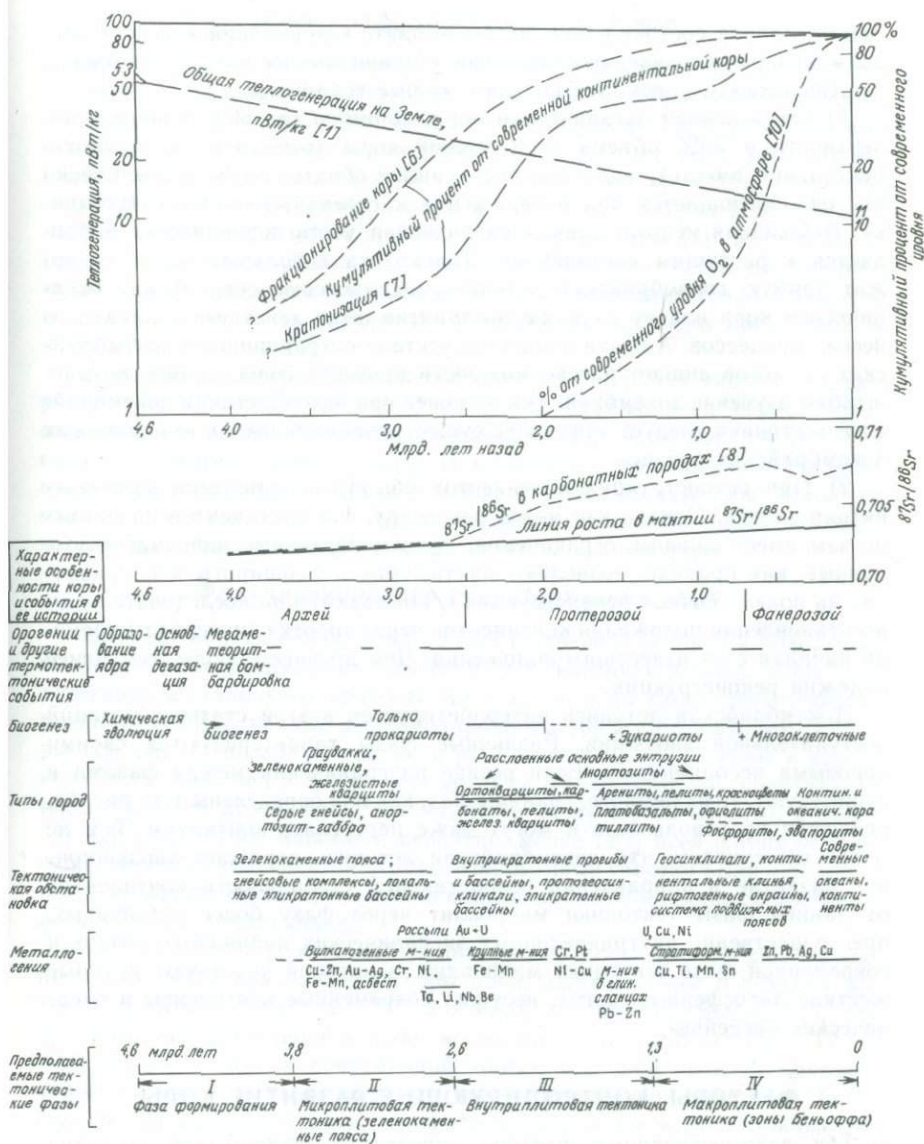


Рис. 1. Факторы, влияющие на развитие земной коры (вверху), и тенденции развития континентальной коры (внизу).

Земли. Задача состоит в том, чтобы выявить в докембрийской коре следы этой однонаправленной эволюции и правильно их интерпретировать.

Два аспекта докембрия создают особые трудности.

1) Современная океаническая кора, занимающая 80% площади поверхности и 50% объема всей земной коры (океанической и континентальной вместе), является преходящим образованием. Практически вся она поглощается при возвращении к своему мантийному источнику. Небольшая непоглощенная сиалическая часть периодически добавляется к растущим континентам. Только эта небольшая часть содержит прямую докембрийскую летопись. Однако сама современная океаническая кора влияет на наше восприятие ныне действующих тектонических процессов. А почти полное отсутствие сохранившихся докембрийских аналогов лишает нас возможности провести сопоставимое по масштабам изучение докембрия. Тем не менее при интерпретации докембрийской тектоники следует учитывать существование больших и подвижных докембрийских океанов.

2) При реконструкции континентов обычно используется палеомагнитная запись. Однако как метод реконструкции континентов палеомагнетизм имеет сильные ограничения, причем первичные палеомагнитные данные, как правило, позволяют найти лишь палеошироты и направления на полюс. Точные реконструкции основываются на последовательном восстановлении положения континентов через короткие интервалы времени начиная с их известного положения. Чем древнее породы, тем менее надежна реконструкция.

Докембрийская летопись интерпретируется в этой статье с позиций поступательной эволюции. Различные фазы характеризуются своими коровыми ассоциациями. Если резкие разграничения между фазами и существуют, то их немного; границы фаз, как они определены (см. рис. 1), являются произвольными и могут даже пересекать континуум. Тем не менее мы считаем, что докембрийская летопись отражает эволюционное развитие в направлении возрастающей стабильности континентов от ранней фазы тектоники микроплит через фазу более устойчивых, преимущественно внутрикратонных энсиалических подвижных поясов к современной фазе тектоники макроплит, в которой участвуют крупные жесткие литосферные плиты, несущие современные континенты и океанические бассейны.

ФАКТОРЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ РАЗВИТИЕ КОРЫ

Три взаимосвязанных фактора определяли необратимое развитие континентальной коры: 1) общая генерация и потеря тепла в Земле; 2) фракционирование вещества коры и ее кратонизация; 3) повышение содержания O_2 в атмосфере. Эти три фактора наряду с повсеместным влиянием силы тяжести действовали дополняя друг друга, и в ответ на их действие сформировались все структуры коры первого порядка.

Общая генерация тепла в Земле

Земная кора хранит следы силикатных расплавов, образовавшихся в мантии за 3,8 млрд. лет. Эта продолжающаяся необратимая дифференциация тесно связана с эволюцией атмосферы, которая, подобно земной коре, вторична по происхождению [1]. Генерация тепла радиоактивными изотопами калия, тория и урана была доминирующим фактором, определявшим образование расплавов и последующую дифференциацию. Значительный вклад могли вносить и другие факторы [4]. Кора в своих различных формах развилась в ответ на действие этого внутреннего источника при переносе из мантии тепла, выделяющих тепло элементов и главных химических элементов, образующих основную массу коры и атмосферы (см. рис. 1).

Современная генерация тепла составляет 11 пВт/кг и, как показывают расчеты, является результатом устойчивого уменьшения первоначального уровня 53 пВт/кг, существовавшего 4,5 млрд. лет назад, если судить по калию, торию и урану. И хотя точная хронология и скорость поступления веществ в кору и атмосферу точно не известны, ясно, что общая генерация тепла в Земле является движущей силой тектонических процессов и причиной развития коры и атмосферы.

Фракционирование и кратонизация коры

Следствием дифференциации мантии и переноса веществ к поверхности Земли было развитие сиалической, т. е. континентальной, коры и ее агрегация в стабильные кратоны. Хотя взгляды на хронологию событий различаются [5], кривые фракционирования [6] и кратонизации [7] коры (см. рис. 1) позволяют оценить рост континентальной коры и кратонов. Рассчитывались и другие кривые роста [8]. Участки континентальной коры в раннем архее, по-видимому, были очень ограниченными и около 3,0 млрд. лет назад занимали, вероятно, менее 12% всей площади ныне существующих континентов. Кратонизированные участки были еще меньше — между фракционированием и кратонизацией постоянно существовало временное запаздывание.

Согласно предпочтительной кривой роста коры [8], процесс фракционирования и кратонизации коры происходил быстрее в позднем архее и раннем протерозое (3,0—2,0 млрд. лет назад). Вычислено, что за это время фракционирование вещества коры увеличилось с 12 до 53% от всего объема современной континентальной коры, а кратонизация возросла с 4 до 25% от всех современных кратонов. Такое сильное увеличение объема континентальной коры и ее стабильности оказало огромное влияние на системы верхней коры и системы взаимодействия океана с атмосферой. Большое развитие получили обширные стабильные континентальные шельфы, в том числе окраинные и внутрикратонные бассейны. Рост стабильных кратонов, по-видимому, прошел через самый важный рубеж около 2,5 млрд. лет назад, что привело к возникновению обстановок осадконакопления, больше походивших на современные аналоги, чем существовавшие ранее.

Повышение содержания O_2 в атмосфере

Установление протерозойского тектонического и осадочного режимов, включавших образование относительно мелководных бассейнов континентальных окраин и шельфов, повлекло за собой широкое распространение микробиологических волокнистых сообществ в мелководной среде. Этот биологический взрыв резко усилил выделение O_2 при фотосинтезе, что привело к существенному повышению уровня содержания его в атмосфере (о другой точке зрения см. работу [9]). Согласно предпочтительной кривой уровня атмосферного O_2 [10] (см. рис. 1), его содержание поднялось с расчетного 1% от современного уровня 2,0 млрд. лет назад до 10% от современного уровня 0,7—0,6 млрд. лет назад, в начале фанерозоя. Такое резкое повышение уровня содержания O_2 оказало огромное влияние на биологические и седиментационные процессы.

Хотя химическая эволюция открыла путь к биогенезу на очень ранней стадии истории Земли, более чем 3,8 млрд. лет назад, для быстрого подъема уровня O_2 , выделяемого при фотосинтезе, потребовалось развитие стабильных континентальных шельфов. Вслед за тем усилившаяся биогенная деятельность, продолжавшаяся сегрегация углерода и насыщение мест связывания O_2 (особенно в виде окисных железистых кварцитов) положили начало накоплению O_2 в атмосфере. Следствием этого было, по существу, прекращение образования железистых кварцитов, начало формирования красноцветных отложений и кислородное (O_2) экранирование анаэробных внутриклеточных процессов, возвестившее о появлении эукариотной клетки [10]. Таким образом, период от 2,7—2,0 млрд. лет назад, по-видимому, был временем исключительно согласованного действия определяющих тенденций в истории докембрийской коры.

Этот довольно внезапный переход от коры с преобладанием пород мантийного происхождения к существенно континентальной коре около 2,5 млрд. лет назад иллюстрируется отношением стронция-87 к стронцию-86 в карбонатных породах [8] (см. рис. 1). В то время как большой тепловой поток и большой приток мантийного вещества играли определяющую роль в химическом составе архейского океана, в раннепротерозойское время увеличилось поступление континентального вещества, включавшего повторную переработку континентальных компонентов. Это привело к смешению континентального и мантийного источников, выразившемуся в существенном увеличении отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ примерно до 0,708 — значительно выше линии роста этого отношения в мантии. Вблизи данного критического перехода отмечено аналогичное увеличение других отношений, включая K_2O/Na_2O , La/Yb , и распространенности редкоземельных элементов [8].

ТЕНДЕНЦИИ РАЗВИТИЯ КОРЫ

Основные результирующие тенденции развития докембрийской коры коротко описываются последующими разделами: «Орогении и другие термотектонические события», «Биогенез», «Типы пород и тектонические обстановки», «Металлогения» (см. рис. 1).

Орогении и другие термотектонические события

Под орогенией обычно понимаются процессы, в результате которых формируются структуры горных областей. Они включают деформацию, метаморфизм и магматизм. Такие процессы воздействовали на породы в ограниченных зонах и в пределах ограниченных интервалов времени; в этом смысле они представляют собой пространственно-временные события. Причиной орогений является генерация тепла в Земле. И хотя, по-видимому, выделение тепла неуклонно уменьшается со временем (см. рис. 1), тепло передается на поверхность в ходе эпизодических пространственно-временных событий [11]. Причина эпизодичности не вполне ясна, но, возможно, связана с тепловыми конвективными течениями в мантии и периодическими изменениями в таких системах. Линейные горные пояса обычно связаны с линейными зонами сближения плит. Однако докембрийские термотектонические события создали столь различные феномены, как линейные горные пояса (похожие на современные) и обширные области, подвергшиеся тепловому воздействию, в которых произошли внедрения магмы, но не было тектонических деформаций. Поэтому более нейтральный термин «термотектоническое событие» [12] используется применительно к тем событиям теплового происхождения, которые не обязательно сопровождаются горообразованием, указывающим на сближение плит.

Характерная система кратонных блоков, ограниченных подвижными поясами, была отличительной особенностью континентальной коры на протяжении большей части зарегистрированной геологической истории. По-видимому, она сформировалась в основном в интервале от 2,8 до 2,5 млрд. лет назад в результате широко распространявшейся первой фазы стабилизации (включавшей интенсивное внедрение гранитоидов) прежде, как правило, подвижных участков (например, кеноранская орогения) [13]. Следы такого рода орогений широко задокументированы на большинстве щитов Земли и служат основой для деления докембрийского времени на архей и протерозой (см. рис. 1). Зарегистрированы и другие орогенические пики. Один из них имел место в северных, или лавразийских, докембрийских щитах 1,9—1,6 млрд. лет назад (гудзонская орогения), а другой, более ограниченный по масштабам — 1,2 — 0,9 млрд. лет назад (гренвиллская орогения). Панафриканская орогения — крупное корообразующее событие в период от 0,8 до 0,5 млрд. лет назад — повлияла фактически на все южные, или гондванские, континенты. Орогенические пики зарегистрированы и в фанерозое. Природа и продолжительность соответствующих раннеархейских событий не определена.

Биогенез

Следствием сильной дегазации и развития атмосферы и гидросферы была химическая эволюция, которая от стадии к стадии, через аминокислоты, полипептиды, РНК и ДНК, привела к анаэробным гетеротрофам (организмам, не способным перерабатывать свою собственную

пищу) и прокариотам (одноклеточным организмам, лишенным ядра) [10]. Сильно метаморфизированные осадочные породы комплекса Исуа в Западной Гренландии с возрастом 3,8 млрд. лет содержат некоторые следы фотоавтотрофной биологической деятельности в виде изотопных отношений углерода. Самые древние из известных микрофоссилий встречаются в группе Варравуна (Западная Австралия) возрастом 3,5 млрд. лет, где волнисто- и плоскостойные кремни, вероятно строматолитовые, содержат хорошо сохранившиеся нитевидные микрофоссилии [14]. Более молодые архейские породы, содержащие окаменелости, включают микрофоссилии и строматолиты в супергруппе Свазиленд (Южная Африка) возрастом 3,4 млрд. лет и строматолиты и цианобактерии в группе Фортеस्कью (Западная Австралия) возрастом 2,8 млрд. лет. Другие важные ассоциации докембрийских окаменелостей включают различные цианобактерии, бактерии и строматолиты в формации Ганфлинт (шт. Онтарио, США) с возрастом 2,0 млрд. лет; цианобактерии и эукариоты (организмы с ядром) группы Парамп (шт. Калифорния) возрастом 1,3 млрд. лет; различные цианобактерии и эукариоты формации Биттер-Спрингс (центральная Австралия) возрастом 0,9 млрд. лет и многоклеточные организмы системы Аделаида в Эдиакаре (Австралия) возрастом 0,7 млрд. лет.

При быстром увеличении уровня атмосферного O_2 приблизительно до 1% от современного около 2,0 млрд. лет назад существенную роль приобрела внутриклеточная изоляция анаэробных жизненных процессов. Это привело к развитию и многообразию эукариотной клетки около 1,4 млрд. лет назад. Следующей большой ступенью на эволюционном пути было появление разных полов. Это произошло перед 0,7 млрд. лет назад — возраст древнейших из известных многоклеточных. Первые многоклеточные зависели от простой диффузии O_2 ; экзоскелеты появились позже, возможно 0,6 млрд. лет назад, когда возросшее содержание O_2 способствовало возникновению более развитой дыхательной системы. Последующая эволюция привела к появлению древнейших трилобитов 0,57 млрд. лет назад и древнейших гоминид 0,004 млрд. лет назад.

Типы пород и тектонические обстановки

Используется трехчленное деление докембрия: архей (древнее 2,5 млрд. лет назад), ранний протерозой (2,5—1,5 млрд. лет назад) и поздний протерозой (1,5—0,6 млрд. лет назад).

1) Архейская кора присутствует во всех главных докембрийских щитах. Древнейшие из датированных пород, в Западной Гренландии, имеют возраст чуть больше 3,8 млрд. лет [15], т. е. они немного моложе, чем время завершения основной метеоритной бомбардировки. Главные типы пород — метаморфизованные гранитонды, обломочные и хемогенные осадки и основные интрузии. Эти в других отношениях ничем не примечательные породы свидетельствуют о том, что процесс формирования кратонов, родоначальный процесс для будущих континентов, уже дей-

ствовал 3,8 млрд. лет назад. После этого геологическая летопись становится все более объемистой. Хорошо сохранившиеся ассоциации пород возрастом 3,5—3,0 млрд. лет известны в Южной Африке и Западной Австралии, а более молодые архейские ассоциации весьма многочисленны в большинстве щитов. Две главные ассоциации архейских пород — гранитозеленокаменные и высокометаморфизованные гнейсы — расположены таким образом, что становится ясно, что каждый оказывал влияние на развитие другого. Третья ассоциация, эпикластические бассейновые отложения, местами широко развита.

Зеленокаменные пояса представляют собой деформированные, вытянутые, метавулканические и метаосадочные зоны, которые включают значительные интрузии гнейсов и массивных гранитов. Пояса обычно окружены преимущественно гранитными породами. Размеры отдельных поясов колеблются от локальных сланцевых блоков до огромных поясов площадью 100 000 кв. км. Большинство зеленокаменных поясов представляют собой прямолинейные и криволинейные, крутопадающие, интродуцированные плутонами, обогащенные вулканическим материалом изоклинальные килевидные синклинали, которые являются остатками некогда значительно больших структур. Возраст этих поясов колеблется от 3,5 до менее чем 1,8 млрд. лет с заметным тяготением к 2,7 млрд. лет.

Пояса содержат различные доли вулканических и осадочных пород, но в большинстве из них преобладают вулканические породы. Состав последних преимущественно толеитовый (обогащенные железом основные вулканические породы), но также частично и коматиитовый (примитивные, обогащенные магнием основные вулканические породы) и известково-щелочной (более высокодифференцированные вулканические породы). Обычно наблюдается переход со временем от основного к кислому составу. Коматииты широко распространены, хотя и не обязательно в больших количествах. Считается, что для их излияния требовалась высокая температура магмы на поверхности, возможно 1780°C 3,3 млрд. лет назад [4]. Явное отсутствие перидотитовой (высокомagneзиальной) разновидности коматиитов в послеперидотитовых породах свидетельствует о существенном изменении теплового режима на границе архея и протерозоя в сторону снижения температуры. Толеитовые базальты, преобладающий компонент зеленокаменных поясов, связываются с кристаллизационным фракционированием базальтовой материнской магмы мантийного происхождения. Известково-щелочные андезиты во многих важных отношениях сходны с андезитами, характерными для современных островных дуг. Кислые вулканические породы обычно группируются в вулканические центры, отмечая локальные структуры погружения.

Окраины большинства зеленокаменных поясов сложены интрузиями и зонами мигматизации, уничтожившими следы первичных взаимоотношений этих поясов с фундаментом. Довулканическая гранитная кора (не обязательно фундамент) обнаружена практически вблизи всех зеленокаменных поясов. Таким образом, большинство вулканических пород, по-видимому, изливалось вблизи более древней сиалической коры или на

ней. Однако подобная сиалическая кора не обязательно выступала в роли фундамента для вулканических пород, большая часть которых, вероятно, накапливалась в расщелинах ее рифтах.

Низкие первоначальные значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, многократно упоминавшиеся для архейских вулканических пород и сопровождающих их гранитоидов, интерпретируются как указание на поступление больших количеств ювенильного мантийного материала в кору. Это происходило без заметного участия более древней сиалической коры в результате ее плавления, ассимиляции и мобилизации [16]. Офиолиты и ассоциации голубых сланцев (метаморфизм высоких давлений), характерные для современных конвергентных границ плит, практически отсутствуют в архейских комплексах. Эти факты, наряду с редкой встречаемостью кианита и эклогита — продуктов действия высокого давления — позволяют предположить для архея модель с преобладанием более горячей и более тонкой литосферы, в которой отсутствовали зоны субдукции (зоны Беньюффа). Однако наличие кианита в древней архейской коре в Исуа (Западная Гренландия) указывает на то, что аномально резкие градиенты не были распространены повсеместно в раннем архее [17]. Коровые условия, по-видимому, были весьма различными, возможно в результате действия механизма рифтообразования и проседания, который включал рифтовый раскол более древней сиалической коры и вел к интенсивной аккумуляции мантийного вулканического материала в связи с проседанием коры. Проседание могло вызвать обильные тоналит-гранитные интрузии при частичном плавлении просевшей коры, что согласуется с упомянутыми выше данными об отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Комплексы сильно метаморфизованных пород встречаются в виде изолированных пятен, протяженных линейных поясов и широких зон неправильной формы, имеющих статус субпровинций (например, пояс Унгава провинции Сьюпириор, Канадский щит). Наиболее широко распространены породы от гранулитовой до верхней части амфиболитовой фаций, но они содержат остатки некоторых самых древних вулканических и осадочных пород, а также расслоенные изверженные комплексы. Общая сложность строения таких массивов затрудняет расшифровку происхождения этих пород. Архейские комплексы высокой ступени метаморфизма обычно вытянуты вдоль зеленокаменных поясов низкой ступени метаморфизма. Комплексы высокометаморфизованных пород обычно связывают с режимом сравнительно высоких температур и давлений, а их современное положение в коре объясняется существенным вертикальным поднятием некогда глубоко погребенной коры. Широкое распространение высокометаморфизованных комплексов и их близость к слабо метаморфизованным комплексам указывают на крупные вертикальные поднятия в истории развития архейской коры безотносительно к любым горизонтальным перемещениям.

Высокометаморфизованные комплексы интерпретировались как более древние, чем зеленокаменные пояса, или образовавшиеся одновременно с ними; в последнем случае они рассматривались как их либо более

глубокие, либо латеральные эквиваленты. Во многих случаях, однако, различия между типами пород и их количественными соотношениями не позволяют считать, что одни из них являются метаморфизованными эквивалентами других. Таким образом, оба типа обычно рассматриваются как комплементарные части архейской коры в процессе ее роста.

Хотя имеющиеся данные свидетельствуют о широко распространенной нестабильности коры в архее, уже к 3 млрд. лет назад местами развилась устойчивая кора, на что указывает присутствие эпикратонных бассейнов. Некоторые из известных древнейших, хорошо сохранившихся эпикратонных отложений, обнаруженных в Свазиленде и прилегающих районах Южной Африки, слагают серию сближенных и все более молодых в северном направлении эпикратонных бассейнов. Группа Понгола возрастом 3,0—2,8 млрд. лет включает более древние вулканические (в основном базальтовые) и более молодые осадочные породы. Находящаяся севернее группа Доминион-Риф возрастом около 2,8 млрд. лет представляет собой локально развитую конгломерат-аренит-вулканическую ассоциацию. Она в свою очередь несогласно перекрывается супергруппой Витватерсранд возрастом 2,7—2,5 млрд. лет, состоящей из глинистых сланцев, кварцитов, железистых кварцитов и основных вулканических пород и несогласно перекрывающих их флювиальных конгломератов и песчаников. Супергруппа Витватерсранд является наиболее продуктивным источником золота в мире и, кроме того, содержит значительную урановую минерализацию, причем минерализация обоих типов концентрируется в пластах конгломератов, залегающих с пологим несогласием в верхней части супергруппы Витватерсранд. На этих породах или непосредственно на прилегающем фундаменте несогласно залегают супергруппа Вентерсдорп возрастом 2,6—2,5 млрд. лет, представленная преимущественно потоками субаэральных базальтов с небольшим количеством кислых лав, вулканогенно-обломочных и хемогенных осадков. И наконец, эпикратонный чехол в этом регионе продолжает несогласно залегающие раннепротерозойские отложения Трансваальского бассейна возрастом 2,3 млрд. лет.

Таким образом, Южная Африка служит ярчайшим примером ранней стабилизации архейской коры. Большинство гранитов было внедрено здесь к 3,0 млрд. лет назад, и вскоре после этого кратон был прорван основными дайками и пенепленизирован эрозией, что создало условия для поступления материала первой толщи мощной кратонной серии. Эта серия эпикратонного разреза не соответствует принятой границе архея и протерозоя — приблизительно 2,5 млрд. лет назад. Несмотря на это, конец архея, по-видимому, отмечает наиболее серьезный рубеж в эволюции коры после метеоритной бомбардировки. Кульминация архейской орогении 2,8—2,5 млрд. лет назад сопровождалась крупными добавками новой коры и внесла новый масштаб в размеры кратонов и стабильность, которые характерны уже для наступавшего вслед за тем протерозоя.

2) Раннепротерозойская кора 2,5—1,5 млрд. лет назад откликнулась на возросшую стабильность формированием мощных осадочно-вулканических

ких толщ как в больших энсиалических бассейнах, так и в подвижных поясах. Местами они содержат (снизу вверх) богатые россыпные месторождения урана и золота, очень крупные залежи железистых кварцитов и крупные, приуроченные к глинистым сланцам, стратиформные свинцово-цинковые (-медные) месторождения. К дополнительным особенностям этой коры относятся расслоенные основные интрузии, некоторые, возможно импактные, расплавы с залежами платины и никеля; рои диабазовых даек и появление крупных красноцветных пластов. Супра-крупные породы местами залегают горизонтально или с пологим падением; деформации, наблюдаемые в других местах, имеют различную форму: от изгибания с образованием сбросов и отдельных интрузий до обширного проявления асимметричной складчатости, надвигов, интрузий и метаморфизма. Представляется, что во время этого периода коровые массы континентального или даже суперконтинентального размера, состоящие из стабильных кратонов и подвижных поясов, перемещались как единое целое. Для таких масс характерны стабильные кратоны, обрамленные подвижными поясами.

Энсиалические бассейны возрастом 2,7—2,3 млрд. лет (например, Гуронский в Канаде, Витватерсранд в ЮАР, Якобина в Южной Америке), протяженностью в сотни километров каждый, характеризуются присутствием песчаников, кварцитов, пелитов, местами доломитов и параконгломератов. Они содержат большое количество ураноносных или золотоносных (или тех и других) кварцитовых обломочных отложений, очевидно поступавших в результате быстрой многостадийной эрозии архейской гранитной коры. Обилие россыпного пирита и уранинита указывает на преимущественно анаэробную обстановку. В Рам-Джангле, Австралия, минерализация урановой смолки и пирита близкого возраста ассоциируется с медными, кобальтовыми и свинцовыми сульфидами.

Внутренние пояса и прогибы протяженностью до 800 км содержат ортокварциты, доломиты, сланцы, граувакки и вулканические породы. Некоторые из них характеризуются мощными скоплениями окисных железистых кварцитов. Период от 2,5 до 2,0 млрд. лет назад представляет собой время наибольшей аккумуляции осадочного железа в истории Земли. Пять железорудных провинций, каждая из которых классифицируется [18] как очень крупная (около 10^{14} тонн железистых кварцитов), в общей сложности содержат более 90% всех известных залежей железистых кварцитов мира (хребет Хамерсли в Западной Австралии, Трансвааль-Грикваатунские пояса в ЮАР, Квадрилатера-Ферриферо в Бразилии; Лабрадорский трог в Канаде и Кривой Рог в СССР).

Правдоподобной моделью, объясняющей образование этих громадных залежей железистых кварцитов, является стратифицированный докембрийский океан, содержащий верхний, насыщенный кислородом слой и нижнюю анаэробную зону [19]. Предполагается, что последняя содержала в растворе огромную массу Fe^{2+} . Источники железа могли быть различными, — возможно, наибольшая часть поступала в результате активности океанического дна, а другая часть — в результате выветри-

вания на суше. Железо могло накапливаться в океане в течение очень продолжительного периода в архее или сравнительно быстро в ответ на повышенную активность океанического дна. Массовое осаждение железа вполне можно связывать с подъемом более глубокой, содержащей Fe^{2+} морской воды из анаэробной зоны в верхний окисленный слой. Появление железистых кварцитов на всем земном шаре 2,5—2,0 млрд. лет назад, возможно, отражает благоприятное стечение обстоятельств, включая развитие обширных континентальных шельфов с доступом к глубоким океаническим бассейнам, возможное усиление притока железа в океан и сильное увеличение генерации O_2 при фотосинтезе. Наряду с железом крупные марганцевые рудные тела присутствуют в Трансваальской супергруппе в ЮАР, супергруппе Маунт-Брюс в Западной Австралии, серии Амапа в Венесуэле, Минас-Жерайсе в Бразилии и группе Аравали в Индии.

Во многих внутренних подвижных поясах удается различить мио- и эвгеоклинальные фации. Их обычно классифицируют как энсиалические (что означает присутствие сиалического фундамента без осязительного участия океанической коры). Это подтверждается палеомагнитными данными [20]. Однако в геосинклинали Коронейшен, расположенной на северо-западной окраине Канадского щита, обнаруживается полярность осадконакопления с сопровождающими ее авлакогенами, что может отражать развитие событий, последовавших за столкновением континентов.

Типичным примером более молодых крупных внутренних бассейнов является бассейн Мак-Артур возрастом 1,8—1,4 млрд. лет в Австралии. Этот бассейн сохранился в виде слабо складчатых и сравнительно мало измененных ассоциаций пород платформенного чехла, в основном пелитов с небольшим количеством доломитов и местами вулканитов. Наиболее важными рудными телами являются стратиформные свинцово-цинково-серебряные руды на месторождении Мак-Артур-Ривер. К югу в Маунт-Айзе энсиалические геосинклинали толщ сланцево-песчаниково-доломитового состава, ныне частично деформированные и метаморфизованные, содержат крупные стратиформные, серебряно-свинцово-цинковые, медные и урановые залежи. Еще далее на юг в Брокен-Хилле (блок Вильяма) метааргиллиты и метаарениты гранулитовой фации содержат большие свинцово-цинково-серебряные жилы. Залегающие в аргиллитах крупные стратиформные свинцово-цинковые месторождения в Салливане (Канада) имеют такой же возраст (1,7—1,4 млрд. лет), что и аналогичные жилы в Блэк-Энджел (Западная Гренландия).

Очень большие расслоенные основные комплексы были внедрены в стабильную кору около 1,9 млрд. лет назад. Бушвелдский комплекс (ЮАР) содержит крупнейшее в мире изверженное тело основного состава. Этот расслоенный перидотит-пироксенит-габбро-анортозитовый массив с перекрывающими его риолитами включает очень крупные рудные тела (хром — платина — титан — олово — никель — ванадий). Интрузия Садбери (Канада) — расслоенное, норит-микропегматитовое тело, происхождение которого связывают с ударом метеорита, — знаменита

приуроченными к ней никель-медь-платина-кадмиевыми жилами. Несколько более древний (2,7—2,5 млрд. лет) комплекс Стиллиуотер из шт. Монтана [21] и Великая дайка Зимбабве также содержат большие хром-платиновые рудные залежи. В еще большем масштабе многочисленные рои диабазовых (долеритовых) даек возрастом 2,2 млрд. лет присутствуют в кратонах (Северная Америка, Шотландия, Африка, Индия и Австралия). Все эти проявления активности свидетельствуют о присутствии стабильной континентальной коры, подвергавшейся воздействию региональных растягивающих напряжений.

3) Для позднепротерозойской коры (возрастом 1,5—0,6 млрд. лет) характерны геосинклинали кордильерского типа на континентальных окраинах, включающие мощные клинья континентальных террас, и хорошо развитые внутренние геосинклинали, которым свойственно миогеоклинальное осадконакопление. Обычны красноцветы и другие континентальные песчаники. Обширные бассейны и прогибы, заполненные грубозернистыми континентальными песчаниками и плато-базальтами с участием щелочных комплексов и роев основных даек, указывают на то, что рифтогенез на обширных континентальных кратонах впервые выступал в роли главного процесса. К этому времени относится внедрение в кору массовых анортозитов в огромном масштабе. Примечательная глобальная система позднепротерозойско-раннепалеозойских подвижных поясов отмечает переход к фанерозойским режимам коры.

Геосинклинали кордильерского типа развивались вдоль окраин Северной Америки и Западной Европы, их примером является серия Белт — Перселл — Уиндермир (возраст 1,3—0,6 млрд. лет) Кордильерской геосинклинали. Эта геосинклиналильная серия представляет собой продвигавшуюся на запад призму континентальной террасы, постоянным источником сноса для которой был кратон, находившийся восточнее.

Австралийская система Аделаида — хорошо развитая геосинклинали (возраст 1,4—0,6 млрд. лет) — включает Аделаидскую геосинклинали, бассейн Кимберли и бассейн Амадеус. Она представлена необычно мощными, длительно накапливавшимися отложениями платформенного чехла и содержит широкий набор полезных ископаемых, в том числе очень крупные ураново-медные залежи древней коры выветривания в Олимпик-Дэм на Роксби-Даунс.

Обширные, заполненные песчаниками бассейны (возрастом 1,5—1,1 млрд. лет), причем многие из них с красноцветами, распространены на Балтийском, Гренландском и Канадском щитах и — в основном на небольших глубинах — далеко на запад, вплоть до Аризоны. Крупные залежи урано-медно-никелевых руд, приуроченные к несогласию или древним поверхностям выравнивания, распространены в бассейне Атабаска (западная Канада). Мощные толщи континентальных базальтов, от толеитовых до щелочных с локальными проявлениями риолитов и приуроченных к ним основных интрузий (комплексы Маскокс и Дулут), занимают рифтовые эпикратонные прогибы или залегают вблизи них. Бассейн озера Верхнего, один из таких прогибов, лежит на северной границе гравита-

ционного максимума Мидконтинента. Он представляет собой огромный континентальный рифт протяженностью около 2000 км, шириной от 50 до 150 км и глубиной 20—30 км и заполнен большими массами базальтовой магмы и местами риолитами и конгломератами возрастом около 1,1 млрд. лет. Содержащиеся в осадочных отложениях стратиформные залежи меди присутствуют в Уайт-Пайн, шт. Мичиган. Аналогичные крупные залежи меди в сланцах залегают в Катангском поясе Центральной Африки. Рои диабазовых даек возрастом 1,2—1,0 млрд. лет протягиваются через Балтийский щит и Канадский щит до Аризоны и Калифорнии, отмечая крупномасштабный раскол континентов. Щелочные комплексы, включающие карбонатиты, возрастом 1,3—1,0 млрд. лет располагаются вдоль ограниченных разломами поясов и зарождающихся рифтов на Балтийском, Гренландском и Канадском щитах вплоть до шт. Нью-Мексико на западе.

Примечательным и отчетливо выраженным магматическим событием в позднепротерозойское время было одновременное внедрение массивных анортозитов, гранитов и кислых вулканических пород в основном в период от 1,6 до 1,2 млрд. лет назад. Масштабы внедрения этих анорогенных изверженных тел поразительны, и такое событие, по-видимому, произошло только один раз в истории коры. Большинство анортозитов залегает в двух главных глобальных поясах, каждый из которых имеет протяженность около 6000 км и соответствует расположению докембрийских щитов в реконструкции континентов до дрейфа [22]. Возраст анортозитов изменяется от 3,0 до 0,8 млрд. лет, но в большинстве случаев значения близки к $1,3 \pm 0,2$ млрд. лет. Присутствуют тысячи отдельных круглых или овальных анортозитовых тел, по большей части размерами от 100 до 10 000 км². Они содержат более 90% плагиоклаза. Приблизительно 20% Гренвиллской провинции в восточной части Канадского щита подстилается анортозитовыми массивами; вычислено, что этот пояс массивов вместе с подобными анортозитовыми массивами в соседней провинции Нейн, расположенной к северо-востоку, возможно, содержит 75% мирового количества анортозитов [23]. Тесно связанные с ними граниты рапакиви и одновозрастные толщи кислых вулкаников особенно широко распространены на небольших глубинах на юге центральной и западной части США.

Объем магмы, представленный этими анортозит-гранит-вулканическими ассоциациями, совершенно необычен для анорогенной обстановки; ничего подобного мы больше не встречаем в геологической летописи Земли. Данные ассоциации не имеют явной связи с каким-либо из процессов тектоники плит. Анортозиты обычно бывают приурочены к глубинным частям коры и связаны с сильно метаморфизованными породами гранулитовой фации. Рассмотренные факты с учетом их локализации во времени и пространстве позволяют предположить, что развитие массивных анортозитов в таких больших масштабах происходило в определенное время в истории остывания Земли, и это время примерно совпадает с переходом к процессам современной тектоники плит (см. рис. 1).

Глобальная система позднепротерозойско-палеозойских подвижных поясов захватила, в особенности, крупные части Гондваны и, в меньшей

степени, Лавразию в основном в период от 0,9 до 0,5 млрд. лет назад. Это одно из главных событий в истории формирования земной коры. Оно включает первое появление офиолитов и пластинчатых даек, и это означает, что спрединг установился по крайней мере к позднему докембрию. В Гондване, или южном суперконтиненте, система Пан-Африканских подвижных поясов включает Бразилидо-Фарузийский, Западно-Конголезский, Мозамбикский, Катангско-Дамаранский, Аделаидский и Трансантарктический пояса. В Лавразии, или северном суперконтиненте, соответствующая система поясов, которая включает Аппалачско-Каледонский, Иннуитский, Кордильерский, Герцинский и Уральский пояса, хотя и зародилась в позднепротерозойское время, не стабилизировалась до позднего палеозоя (0,3 млрд. лет назад) и даже еще более позднего времени. Панафриканская орогения, вероятно, отражает существовавший между 1,1 и 0,6 млрд. лет назад переходный тектонический режим, во время которого в различных местах могли синхронно действовать как внутриплитовая (энсиалическая), так и окраинно-плитовая (вильсоновского типа) орогении. Бесспорные офиолиты возрастом 0,8 млрд. лет, вероятно представляющие собой фрагменты обдурченной океанической коры, были найдены в Бу-Аззер, Марокко [24], и в нескольких местах в Египте и Саудовской Аравии [25]. Офиолиты наряду с приуроченными к ним известково-щелочно-вулканическими породами островодужного типа почти не оставляют сомнений в том, что в позднем докембрие действовали процессы, во многом сходные с современными [25].

Металлогения

В архейской металлогении доминировали сидерофильные элементы в ассоциациях зеленокаменных поясов. Месторождения хрома, никеля и асбеста приурочены к основным и ультраосновным породам, железо и марганец — к осадочным железистым кварцитам, золотоносные жилы — к различным типам пород, а медно-цинковые массивные сульфидные руды — к средним и кислым известково-щелочным вулканическим толщам. Важные месторождения тантала, лития, ниобия и бериллия обычно связаны с гранитоидами, особенно с теми, которые были внедрены в позднеархейское время.

Важные россыпные месторождения золота и урана встречаются в эпикратонных бассейнах позднеархейско-раннепротерозойского возраста. Одновременно с ними или после них образовались многочисленные залежи железистых кварцитов, в которых содержатся крупнейшие на земном шаре железорудные и марганцевые месторождения. Несколько расслоенных комплексов основных пород возрастом около 2,6 и 1,9 млрд. лет содержат соответственно крупнейшие медно-никелевые и хромово-платиновые месторождения в мире. Их возникновение отмечает резкий сдвиг от окислительной к преимущественно халькофильной минерализации.

Полиметаллические месторождения, приуроченные к глинистым сланцам, являются важнейшими особенностями среднепротерозойских (воз-

растом 1,8—1,4 млрд. лет назад) бассейнов и геосинклиналей наряду с урановыми (плюс медно-никелевыми) залежами, приуроченными к несогласиям или палеоповерхностям выравнивания во внутренних бассейнах более молодого протерозойского возраста в Канаде и Австралии. Крупные стратиформные медные залежи в США и Центральной Африке, возникшие в позднем протерозое, представляют собой необычные скопления металлов в стабильных бассейнах, в которых доминировали внутренние системы стока. Большие месторождения марганца встречаются в осадочных толщах того же возраста. Месторождения титаномагнетита приурочены к массивным анортозитам. Важные оловоносные жилы ассоциируются с гранитоидными интрузиями.

Итак, в докембрии сформировалось несколько различных металлогенических ассоциаций и возникла определенная направленность металлогении как следствие постепенного роста и стабилизации континентальной коры, перехода от ранней, преимущественно мантийной активности к более поздней, смешанной мантийно-континентальной активности однонаправленного перехода от преобладавших анаэробных к аэробным системам океана-атмосферы.

ПРЕДПОЛАГАЕМЫЕ ТЕКТНИЧЕСКИЕ ФАЗЫ

Предлагается упрощенная схема трехфазной тектонической эволюции, последовавшей за первоначальной стадией формирования Земли (см. рис. 1), которая включала образование ядра и основную дегазацию наряду с предполагаемым образованием некоторого количества примитивной коры.

Микроплитовая тектоника

Основным фактором, определявшим тектонические процессы, был тепловой режим. Согласно кривой суммарной генерации тепла Землей (см. рис. 1), тепловой поток в архее в интервале от 3,8 до 2,5 млрд. лет назад в целом был в 2,5—4 раза выше, чем в настоящее время. В результате вся литосфера была сравнительно плавучей [26]; субдукция типа погружения зоны Беньоффа, свойственная современной тектонике, либо имела малые масштабы, либо не происходила вовсе. Вместо этого мелкомасштабная, но интенсивная конвекция в мантии могла привести к появлению системы многочисленных небольших, сталкивающихся друг с другом литосферных плит. Первоначально они состояли главным образом из ультраосновных и основных вулканических пород. Позднее в ответ на проседание и частичное плавление литосферы добавилось больше материала кислого состава, что со временем привело к развитию сиалических микроплит. Агрегация сиалического материала, включая наращивание плит снизу, имела следствием появление протоконтинентов (небольших кратонов), а затем и кратонов континентального или почти континентального масштаба в конце архея.

Внутриплитовая тектоника

Дальнейшее охлаждение и обусловленное им утолщение литосферы, в которой теперь уже имелись крупные кратоны, привели к условиям ограниченной субдукции и поэтому в фокус деформации попали более слабые в тектоническом отношении внутрикратонные зоны. Деформация включала утонение и даже ограниченное разделение коры с одновременным или последующим горизонтальным сокращением посредством активизации фундамента и энсиалического нагромождения клиньев коры и тектонических покровов — так называемой энсиалической орогении подвижного пояса [25]. Существенного поглощения океанического дна, т.е. субдукции типа зон Беньоффа, не было. В ходе этой активности относительно крупные кратоны подстилали эпикратонные бассейны, размеры и сложность которых возрастали по мере роста стабильности кратонов. Породы протерозойской континентальной коры, возможно, объединились в несколько суперконтинентов.

Макроплитовая тектоника

К концу докембрия уменьшившийся тепловой поток привел к образованию литосферы, по размеру и составу приближающейся к современной. Увеличение отрицательной плавучести океанической литосферы относительно континентальной наряду с большими размерами и сравнительно большей жесткостью образовавшихся плит привело к современным процессам тектоники плит с зонами Беньоффа и поглощением океанического дна на конвергентных границах плит. Геосинклинали кордильерского и апалачского типов развились соответственно на фронтальных и тыловых континентальных окраинах и в орогенических поясах вдоль мест столкновения плит*).

ЛИТЕРАТУРА

1. O'Nions R. K., Evensen N. M., Hamilton P. J., Carter S. R. Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A 258, 547, 1978.
2. Wetherill G. W. Geochim. Cosmochim. Acta, 39, (Suppl. 6), 1539, 1975.
3. McElhinny M. W., Taylor S. R., Stevenson D. J. Nature (London), 271, 316, 1978.
4. Sleep N. H. J. Geol., 87, 671, 1979.
5. Armstrong R. L. Rev. Geophys., 6, 175, 1968.
6. Тугаринов А. И., Бибикова Е. В. Геохимия, 8, 1151, 1976.
7. Hurley P. M., Rand J. R. Science, 164, 1229, 1969.
8. Veizer J., Jansen S. L. J. Geol., 87, 341, 1979.
9. Kimberley M. M., Dimroth E. In: The Early History of the Earth, B. F. Windley, Ed., Wiley, London, 1976.

* При сборе материалов для этого обзора, сознательно ориентированного на выявление трудностей и постановку вопросов, особенно ценными оказались публикации Г. Г. Рида и Дж. Уотсона, Б. Ф. Уиндли и Л. Т. Силверса. С. Шенберг из Университета Торонто, Канада, вычертил рис. 1.

10. *Cloud P.* Paleobiology, **2**, 351, 1976.
11. *De Paolo D. J.* Nd Isotopic Studies: Some New Perspectives on Earth Structure and Evolution. Статья представлена на Spring Meeting, American Geophysical Union, Toronto, Canada, 1980.
12. *Kennedy W. G.* In: 8th Annual Report, Research Institute for African Geology, University of Leeds, Leeds, England, 1964, p. 48.
13. *Read H. H., Watson J.* Introduction to Geology, vol. 2, Earth History, Macmillan, London, 1975.
14. *Awramik S. M., Schopf J. W., Walter M. R., Buick R.* Science (в печати).
15. *Michard-Vitrac A., Lancelot J., Allegre C. J., Moorbath S.* Earth Planet. Sci. Lett., **35**, 449, 1979.
16. *Moorbath S.* In: The Early History of the Earth, B. F. Mindley, Ed., Wiley, London, 1976, p. 351.
17. *Boak J. L., Dymek R. F.* Annual Meeting, The Geological Society of America, Abstr., 1980. p. 389.
18. *James H. L., Trendall A. F.* Mineral Deposits and the Evolution of the Biosphere. H. D. Holland and M. Schidlowski, Eds., Springer-Verlag, New York (в печати).
19. *Drever J. I.* Geol. Soc. Am. Bull., **85**, 1099, 1974.
20. *McElhinny M. W., McWilliams M. O.* Tectonophysics, **40**, 137, 1977.
21. *De Paolo D. J., Wasserburg G. J.* Geochim. Cosmochim. Acta, **43**, 999, 1979.
22. *Hertz N.* Science, 164, 944, 1969.
23. *Wynne-Edwards H. R.* In: Variations in Tectonic Styles in Canada, R. A. Price and R. J. W. Douglas, Eds., The Geological Association of Canada, Special Paper No. 11, 1972, p. 263.
24. *Leblanc M.* Nature (London), **261**, 34, 1976.
25. *Kroner A.* Episodes, **1980**, 3, 1980.
26. *Green D. H.* Geology, **3**, 15, 1975.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПЛАНЕТ ЗЕМНОЙ ГРУППЫ

*Джеймс У. Хед и Сен К. Соломон**

Тектонический стиль и тектоническая эволюция планет земной группы существенно различаются. Стиль связан с мощностью литосферы и определяется тем, разделена ли литосфера на отдельные подвижные плиты, которые могут быть повторно возвращены в мантию, как на Земле, или она образует единую сферическую оболочку, как на Луне, Марсе и Меркурии. Эволюция литосферы на каждой планете и развитие тектоники плит, по-видимому, происходили под влиянием нескольких факторов, включая размеры планеты, ее химический состав, а также внешние и внутренние источники тепла. Вертикальные тектонические движения, обусловленные нагрузкой литосферы или поднятием, имеют сходный характер на всех планетах земной группы и контролируются локальной мощностью и реологией литосферы. Поверхность Венеры, хотя она изучена и с невысоким разрешением, обнаруживает черты, сходные как с земной поверхностью (горные пояса, высокие плато), так и с поверхностью меньших планет (возможные ударные бассейны). Лучшее понимание тектонической эволюции Венеры позволит оценить относительную роль размеров и химического состава планет в определении стиля их эволюции.

Строение поверхности планеты дает ключ для расшифровки как внутренних, так и внешних геологических процессов. Например, мы можем многое сказать о состоянии и термической эволюции недр Земли, изучая изменения в распределении вулканизма и близповерхностных деформаций во времени. Главные особенности поверхности других планет земной группы были выявлены с помощью снимков, переданных с космических станций США и СССР за последние 15 лет. Исследование деталей поверхности этих планет позволило лучше понять процессы, обусловившие формирование их поверхности и внутреннее развитие, а также установить тот факт, что в противоположность Земле большая часть эволюции меньших планет земной группы свершилась в первую половину истории Солнечной системы [1]. В этой статье рассматривается тектонический стиль каждой планеты земной группы, установленный по структуре ее поверхности, проводится сравнение этих стилей с моделями тепловой истории планет и анализируются основные факторы, обусловившие тектоническую эволюцию планет и определившие ее процессы.

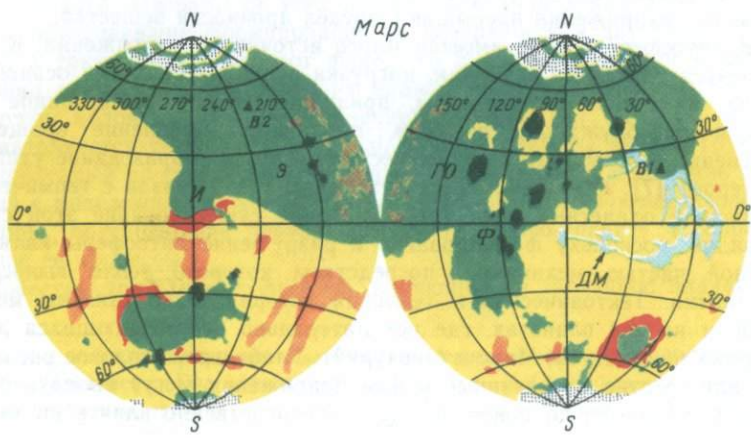
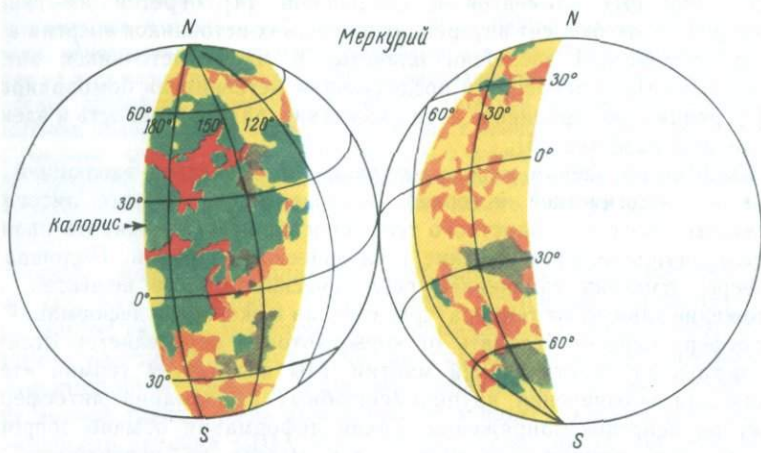
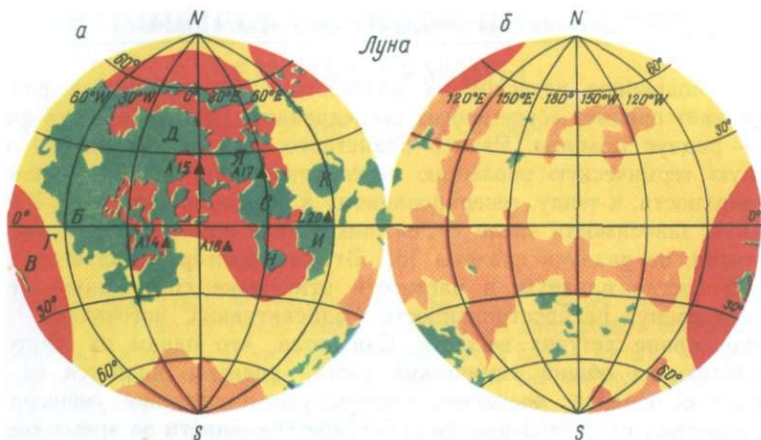
Известны три главных фактора, влияющих на эволюцию планетных

**) Дж. У. Хед* — профессор геологии, геологический факультет, Университет Брауна, Провиденс, Род-Айленд 02912, США; *С. К. Соломон* — адъюнкт-профессор геофизики, факультет наук о Земле и планетах, Массачусетский технологический институт, Кембридж 02139, США.

тел, и подробное изучение их воздействия на конкретные планеты составляет предмет современных исследований. Первый из этих факторов — радиус планеты. Размер планетного тела влияет на его дальнейшую термическую эволюцию через отношение тепла, излучаемого с поверхности, к теплу, генерированному в объеме планеты [2], и через сильную зависимость числа Релея, показателя возможности конвекции в мантии, от радиуса планеты [3]. Вторым фактором является химический состав планеты, в частности отношение содержания железа к кремнезему, распространенность радиоактивных источников тепла и содержание летучих веществ. Считается, что одним из факторов, определяющих общий химический состав планеты, является ее расстояние от Солнца, поскольку температура и давление уменьшались при удалении от центра ранней солнечной туманности во время конденсации основных элементов и соединений [4]. Третий из главных факторов — это бюджет внутренних и внешних источников энергии в процессе термической эволюции планеты. К числу источников энергии могут относиться аккреция и последующая метеоритная бомбардировка, дифференциация, приливное взаимодействие, радиоактивность и электромагнитный разогрев [5].

Связующим звеном между внутренней термической эволюцией планеты и геологической историей ее поверхности служит литосфера, наружная оболочка планетного тела, способная поддерживать разность упругих напряжений в течение геологического времени. Подошва литосферы отмечена изменением реологических свойств вещества, а ее положение зависит от температуры, состава и скоростей деформаций [6]. Литосферу следует отличать от коры, которая определяется отличием ее состава от подстилающей мантии. Мы используем термин «тектоника» для обозначения крупномасштабных деформаций литосферы в ответ на действие напряжения. Такая деформация обычно сопровождается образованием разломов в тех местах на поверхности планеты, где напряжения превышают предел прочности вещества.

В литосфере планет имеется много источников напряжений. К ним относятся конвекция в мантии, нагрузка вулканических или осадочных пород, изменения температуры, приливные движения, истинное или кажущееся блуждание полюсов, приливное замедление вращения, изменения гипсометрии и динамическая нагрузка (образование ударных кратеров) [7]. Стиль тектоники литосферы тесно связан с термической эволюцией планетных недр [8]. На Земле существование этой связи очевидно, поскольку формирование и разрушение литосферы является важной частью механизма, посредством которого тепло выносятся из мантии. Тектоническая и тепловая история тесно связаны между собой и на тех планетах, где нет латерально перемещающихся литосферных плит (Луна, Марс и Меркурий). Глобальное тепловое расширение или сжатие и связанные с ним напряжения могут вызвать образование разломов на поверхности и непосредственно влиять на местоположение и распространенность поверхностного вулканизма.



ЛУНА

На поверхности Луны множество кратеров и впадин, образовавшихся в результате ударов метеоритов. Около 80% поверхности сложено полевошпатовым материалом коры [9], испытавшей воздействие сильных ударных процессов раньше чем приблизительно 4 млрд. лет назад [10]. Базальтовые лавы излились на остальных 20% поверхности в интервале примерно между 2,5 и 4 млрд. лет назад (рис. 1) [11]. Эти лавы сформировали низменности, моря, расположенные главным образом в древних ударных впадинах, находящихся на различных стадиях разрушения. Тектонические структуры, состоящие в основном из линейных борозд (риллей, грабенов) и морских валов и сводов,

Рис. 1. Карты распространения геологических комплексов на Луне (а — сторона, обращенная к Земле, б — обратная сторона), Меркурии и Марсе [1].

Лунные моря обозначены буквами: Д — Море Дождей, Я — Море Ясности, С — Море Спокойствия; И — Море Изобилия, К — Море Кризисов, Н — Море Нектара, В — Море Восточное, Б — Океан Бурь, Г — Море Гримальди. Лишь около 1/3 поверхности Меркурия наблюдалось с высоким разрешением. Длинные непрерывные полосы плоских, по-видимому, лавовых равнин встречаются вокруг котловины Калорис (30° N, 190°). На поверхности Луны и Меркурия преобладают обширные площади, изрытые кратерами, а вулканические равнины образуют относительно тонкий чехол. На обширных лавовых равнинах Марса возвышаются гигантские щитовые вулканы (Ф — Фарсида, ГО — гора Олимп, И — Исида, Э — Элизий, ДМ — долина Маринера). В1 и В2 — места посадки спускаемых аппаратов межпланетных станций «Викинг». В целом в кратерированных районах преобладают ударные кратеры; сильно кратерированные районы, содержащие больше кратеров, древнее. Выбросы из впадин — это материал, выброшенный из молодых крупных ударных впадин. Холмистые поверхности могут быть связаны с эффектами образования впадин, возникающими в антиподах. Вулканические равнины — это потоки базальтовой лавы на Луне; на Марсе и Меркурии они представляют собой аналогичные эффузивные образования. Вулканические постройки — крупные, выраженные в рельефе скопления лавы вокруг жерла, которые на Марсе часто возвышаются на 25 км над уровнем окружающей поверхности. Полярные отложения на Марсе — это слоистые обломочные отложения, вода и двуокись углерода в твердом состоянии. Отложения каналов, по-видимому, сформированы потоками жидкой воды.

- Кратерные комплексы*
-  Выбросы из впадин
 -  Холмистые поверхности
 -  Кратерированные поверхности
 -  Сильно кратерированные поверхности
- Вулканич. комплексы*
-  Вулканические постройки
 -  Вулканические равнины
- Другие комплексы*
-  Полярные отложения
 -  Отложения каналов

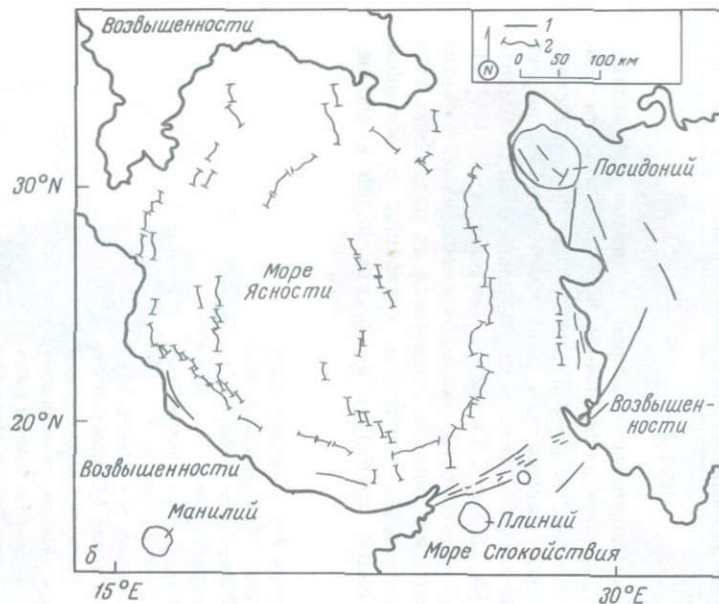


Рис. 2. Море Ясности на Луне. *а* — фотоснимок через телескоп с Земли, *б* — схематическая карта этого же района. Крупная ударная впадина Моря Ясности диаметром 600 км образовалась в кратерированных возвышенностях около 4 млрд. лет назад и начиная с этого времени приблизительно до 3 млрд. лет назад заполнялась лавой. Древнейшие лавовые излияния, которые в настоящее время выглядят как темное кольцо вокруг восточного и южного краев моря, создали нагрузку на лунную литосферу, заставив ее погружаться и изгибаться. Более поздние лавовые излияния затопили опустившуюся центральную часть, образовав более светлую центральную зону. В результате деформаций, связанных с нагрузкой, образовались структуры растяжения — линейные риллы (1) в самых древних отложениях; во время их возникновения глобальное литосферное напряжение либо было мало, либо имело характер слабого растяжения. Морские хребты (2) — структуры сжатия — образовались позднее, когда литосфера подвергалась воздействию сжимающих напряжений, сопровождавших остывание и сжатие Луны (см. рис. 4).

Распределение нагрузок и деформационных структур можно использовать для оценки мощности литосферы (см. рис. 5) [41].

расположены преимущественно в лунных морях и вблизи них (рис. 2) [12]. Интенсивное образование кратеров уничтожило морфологические следы поверхностных и внутренних процессов, действовавших в первые несколько сотен миллионов лет истории Луны. Гравитационное поле Луны характеризуется присутствием больших положительных аномалий над молодыми, заполненными лавами впадинами. Имеются также отрицательные аномалии меньшей амплитуды над небольшими, незаполненными впадинами и над неизменными ударными кратерами, такими, как кратер Коперник [13]. Современное дипольное магнитное поле Луны незначительно [14], хотя палеомагнетизм доставленных на Землю образцов лунных пород и локальные магнитные аномалии на поверхности Луны указывают на существование магнитного поля в древности [15].

Из сейсмических, гравитационных, топографических, петрологических и химических данных можно заключить, что недра Луны испытали дифференциацию на кору и мантию (рис. 3). В центральной части обращенной к нам стороны Луны толщина коры достигает 55 км, а в среднем она может составлять 70 км [16]. Основываясь на данных о химическом составе, можно считать, что поверхность неморских областей сложена габбро-анортозитами [9], а корреляция распространенностей некоторых элементов (таких, как Al и Th) на поверхности с высотой в изостатически скомпенсированных районах возвышенностей свидетельствует в пользу гипотезы о том, что химический состав поверхности характеризует общий состав подстилающего разреза коры [17]. Формирование мощной полевошпатовой коры чаще всего объясняют остыванием и фракционной кристаллизацией одного или нескольких крупных магматических очагов на раннем этапе истории Луны. В качестве магматических очагов в различных сценариях выступают различные объекты: от магматического «океана» глубиной в несколько сотен километров [18] до цепочки магматических «озер», связанных с ударами крупных метеоритов на поздних стадиях аккреции [19]. Всплывание кристаллизующегося полевого шпата в таком магматическом теле должно было привести к образованию коры, а комплементарные мафические минералы, которые кристаллизовались до полевого шпата и одновременно с ним, должны были опускаться к подошве магматического слоя. Мафические кумуляты в подошве такого затвердевшего магматического тела считаются источником базальтовых магм лунных морей на основе распределения редкоземельных элементов в морских базальтах и образцах с возвышенностей и на основе данных об отношениях Rb/Sr, Sm/Nd, U/Pb в базальтах лунных морей [20]. Однако простое повторное плавление мафических кумулятов не способно образовать базальтовые магмы лунных морей; по-видимому, требуется более сложный многоступенчатый процесс [21].

Гипотеза магматического океана и магматических озер требует раннего плавления внешних частей Луны. О причинах такого раннего плавления нет единого мнения, но к их числу могут относиться энер-



Рис. 3. Внутреннее строение планет земной группы и Луны. О присутствии коры мощностью 70 км на Луне свидетельствуют сейсмические данные МПВ, поле силы тяжести и морфологические данные [16]; по материалам сейсмических и электромагнитных исследований можно получить лишь верхний предел для радиуса возможно существующего ядра Луны [122]. Существование ядра у Меркурия предполагается (но не доказано) на основе данных о наличии у него магнитного поля внутреннего происхождения и о геологическом строении его поверхности [46, 50, 59]; никакой информации о коре не получено. Гравитационные данные указывают на присутствие отчетливо выраженных коры и ядра на Марсе, но их радиальные размеры определены неуверенно [64, 65]. Вывод о существовании коры малой плотности на Венере можно сделать по ее силе тяжести и данным о химическом составе пород, полученным на ее поверхности [105, 111]; лишь средняя плотность и предполагаемое сходство с Землей позволяют строить предположения о свойствах возможно существующего ядра Венеры. Внутреннее строение Земли известно сравнительно хорошо из сейсмических данных [123].

гия сильных ударов во время завершающих фаз аккреции, кратковременная радиоактивность и разогрев электромагнитной индукцией в результате совместного действия интенсивного потока солнечного ветра, сильных солнечных магнитных полей и высокой скорости вращения Солнца на стадии Тельца [22]. Изотопные соотношения в морских базальтах указывают на то, что источники базальтов возникли не позднее 0,1—0,2 млрд. лет после образования Луны [23]. Модели тепловой истории лунных океанов магмы, включающие эффекты гравитационного разделения кристаллов и остаточной магмы, согласуются с завершением дифференциации за такой интервал времени [24].

Раннее формирование мощной малоплотной коры на Луне привело к такой эволюции ее недр, в которой преобладала глобально нарушенная литосферная оболочка, утолщавшаяся со временем по мере постепенного остывания наружных частей Луны [25]. Тектоника плит после образования коры была исключена из-за отсутствия гравитационной неустойчивости, необходимой для субдукции плит, а на более позднем этапе лунной истории — из-за непрерывного утолщения всей литосферы. В период сразу после формирования коры литосфера

была довольно тонкой, на что указывает общая изостатическая компенсация возвышенных областей возрастом более 4 млрд. лет [26]. Однако различные данные свидетельствуют о существовании значительно более мощной литосферы в более поздние времена.

Плотность ударных кратеров на коре лунных возвышенностей свидетельствует о большом значении кратерирования как геологического процесса на раннем этапе истории Солнечной системы. Этот процесс можно рассматривать как динамическую нагрузку в том смысле, что нагрузка (космический объект с определенной массой) поступает на поверхность планеты или литосферы с исключительно высокой скоростью (несколько километров в секунду). Это, несомненно, отличает его от пассивной или статической нагрузки, создаваемой излиянием лавовых потоков на протяжении тысяч или миллионов лет. Многие стороны ударного кратерообразования мы приравниваем к тектоническим процессам, поскольку они приводят к крупномасштабной деформации литосферы под воздействием приложенных напряжений. Большая часть кинетической энергии удара (~70—85%) превращается во внутреннюю энергию, концентрирующуюся в поверхностном материале планетного тела [27]. Эта энергия расходуется прежде всего на пластические деформации, происходящие с веществом породы-мишени, и на ударный разогрев. Менее 10% энергии удара превращается в кинетическую энергию выбросов из воронки; при этом одно выброшенное тело из крупной лунной впадины может образовать вторичный кратер диаметром 25 км [28].

Таким образом, кроме образования первичной воронки кратера удар приводит к перераспределению энергии, связанной с выбросом на расстоянии, в несколько раз превышающие радиус воронки. Ударные волны затухают, переходя в сложную систему сейсмических волн. Хотя энергия, излучаемая в виде сейсмических волн, составляет менее 1% всей кинетической энергии удара, сильный удар может создать цуги волн с амплитудой на несколько порядков величины большей, чем при любом из известных на Земле землетрясений, оказывая при этом сильное воздействие на материал поверхности [29, 30]. Следовательно, ударное кратерообразование представляет собой важный геологический и тектонический процесс. В него вовлекается огромное количество кинетической энергии (возможно, 10^{34} эрг при образовании Моря Дождей на Луне) [30], которая поступает на литосферу и перераспределяется за исключительно короткий период времени (секунды или минуты) с образованием крупных депрессий в литосфере, поднятия и обрушения обрамляющего кратер вала и значительных изменений физических свойств литосферных материалов.

Кратеры с диаметром, превышающим 200 км, как правило, помимо кратерного вала содержат характерные концентрические кольцевые структуры и называются морями. Диаметр морей может быть свыше 1000 км, и их образование могло сильно повлиять на внешние части Луны. Хотя точная глубина кратеров и выбросов из них материала

неизвестна, существует общее мнение, что локальное извлечение материала и его перемешивание во время формирования морей достигало глубин не менее нескольких десятков километров [31]. Громадное количество расплава образовалось лишь в ходе одного события, сформировавшего Море Восточное с диаметром 900 км, и при этом приблизительно $200\,000\text{ км}^3$ осталось внутри впадины [32]. Выбросы были отнесены на большие расстояния; край поля дешифрируемых вторичных кратеров по отношению к Морю Дождей лежит приблизительно на расстоянии 90° дуги (2700 км) от точки удара [33].

Местоположение временной воронки и механизм формирования кольцевых структур впадины — это спорные вопросы. В некоторых моделях образование колец относят за счет неординаковой экскавации материала, так как свойства субстрата изменяются с глубиной [34], тогда как в других моделях образование внешнего кольца объясняют обрушением вала временной воронки сразу после выброса [32, 35]. Сублитосферное течение может создать напряжения, ведущие к формированию внешнего кольца при разрыве материала литосферы сразу после образования воронки [36]. Кроме того, некоторые впадины (Море Спокойствия, Море Изобилия) вскоре после формирования, по-видимому, прошли через интенсивную вязкоупругую релаксацию [37]. Самый молодой крупный кольцевой бассейн — Море Восточное — образовался около 3,8 млрд. лет назад, несколько позже начала излияния морских базальтов. К этому времени мощность литосферы была достаточной, чтобы поддерживать структуру таких бассейнов. Разность отметок от дна до гребня краевого вала составляет 6—8 км [38]. При этом гипсометрически низкие районы образуют места, где концентрируются отложения морских базальтов.

Большинство лунных тектонических структур имеют локальный масштаб и связаны с вертикальными движениями в морских впадинах и вблизи них. К таким структурам относятся линейные риллы, обычно интерпретируемые как грабены [39] и в большинстве случаев расположенные на периферии крупных морских впадин, и морские хребты, большая часть которых находится в пределах лунных морей и обоснованно рассматривается как структуры сжатия, указывающие на сокращение коры [40]. Пространственное распределение рилл и хребтов, последовательность и распределение основных вулканических толщ и рельеф современных поверхностей большинства лунных морей, включая те, которые сопровождаются гравитационными аномалиями, связанными с масконами, — все это доказательства продолжительного периода погружения морских впадин, охватывавшего большую часть эры морского вулканизма и, возможно, продолжавшегося еще долгое время после его прекращения [41]. Однако формирование рилл и хребтов распределено во времени далеко не равномерно. Линейные риллы встречаются только в относительно древних лунных морях и на возвышенностях, обычно прилегающих к морям, и все они, по-видимому, сформировались раньше чем $3,6 \pm 0,2$ млрд. лет назад [42]. С другой

стороны, хребты пересекают даже самые молодые слои морских базальтов, и, следовательно, они должны были продолжать формироваться до времени меньше чем 3,0 млрд. лет назад.

Пространственное и временное распределение линейных риллей и хребтов в морских областях Луны, по-видимому, является результатом взаимодействия двух наложенных систем напряжений: локального напряжения, обусловленного нагрузкой литосферы базальтовым заполнением в морских впадинах, и глобального термического напряжения, связанного с нагреванием и охлаждением лунных недр [41]. Локальное горизонтальное напряжение, радиальное по отношению к морской впадине, является сжимающим ниже тела нагрузки и растягивающим на его крае. При региональном растяжении локальное растягивающее напряжение во внешних частях и за пределами морей усиливается. При региональном сжатии зона периферического растяжения подавляется и центральные сжимающие напряжения возрастают. В подгруппе моделей лунной тепловой истории, с успехом объясняющих отсутствие тектонических структур растяжения и сжатия глобального масштаба, ранний период умеренного расширения Луны и растяжения литосферы сводится к первому 1,0 млрд. лет лунной истории. За этим периодом растяжения последовал более продолжительный период умеренного сжатия Луны и сокращения литосферы, продолжающийся до настоящего времени (рис. 4). Эти модели объясняют прекращение формирования линейных риллей возникновением и постепенным увеличением глобального горизонтального сжимающего напряжения в период сжатия Луны.

В теории изгиба плит, для того чтобы оценить мощность упругой литосферы Луны во время образования тектонических структур, можно объединить данные о геометрии базальтовой толщи и последовательности заполнения лунных морей с информацией о времени формирования и расположении тектонических структур (рис. 5) [41, 43]. Имеются веские доказательства увеличения эффективной мощности упругой литосферы в интервале времени, начавшемся приблизительно на 0,1 млрд. лет позже формирования морских впадин и закончившемся, когда прекратилось вулканическое заполнение морей. Мощность литосферы по завершении морского вулканизма была достаточной, чтобы поддержать большую часть окончательной нагрузки, о чем свидетельствуют масконные гравитационные аномалии. Мощность литосферы 3,6 — 3,8 млрд. лет назад была заметно неодинаковой, на что указывает различие тектонической реакции в ответ на приложение нагрузки. В этот период мощность изменилась от более чем 75 км для восточных бассейнов — морей Нектара и Кризисов — и до 25 км вблизи моря Гримальди и западной части Океана Бурь. Эти изменения мощности литосферы являются прямым отражением вариаций в распределении температур на малой глубине внутри Луны. Области развития утоненной литосферы приурочены к районам с высокой поверхностной кон-

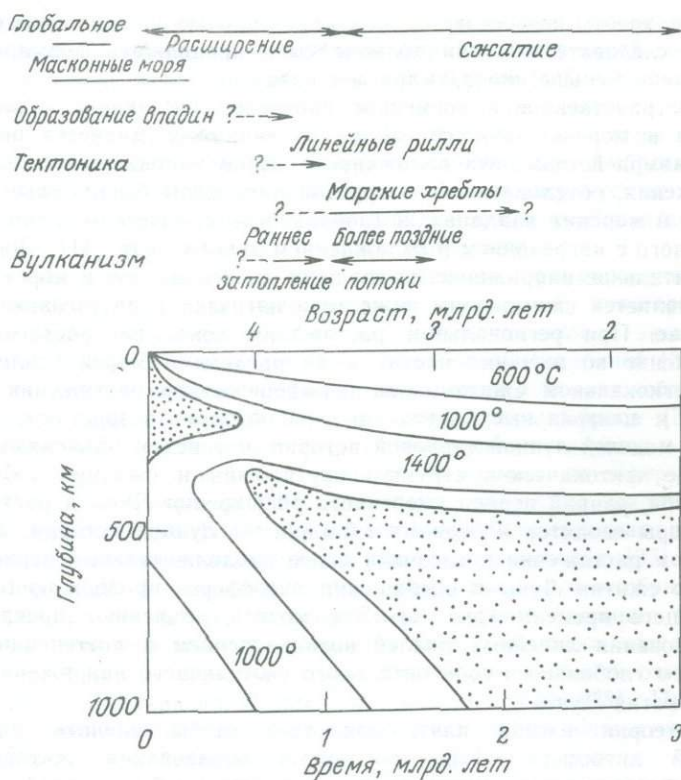


Рис. 4. Сводка хронологических соотношений в тепловой истории Луны, ее глобальном расширении и сжатии, истории тектонических и вулканических процессов масконных морей [41]. Распределение изотерм по глубине и времени (возрасту) вычислено для модели тепловой истории, в которой начальное плавление достигает глубины 300 км, а начальная температура в центре Луны принята равной 300°C. Области частичного плавления покрыты точками.

центрацией радиоактивных элементов, с неморским вулканизмом поздней стадии и самыми молодыми центрами морских вулканических излияний [44].

В заключение следует отметить, что в поверхностных структурах Луны почти совсем не обнаруживается прямых признаков глобальных напряжений, способных вызвать широкомасштабный разрыв литосферы. По крайней мере со времени формирования общелунной мощной коры Луна была одноплитовым планетным телом. В ранней истории Луны преобладали метеоритная бомбардировка, морской вулканизм и глобальные литосферные напряжения, связанные с не-

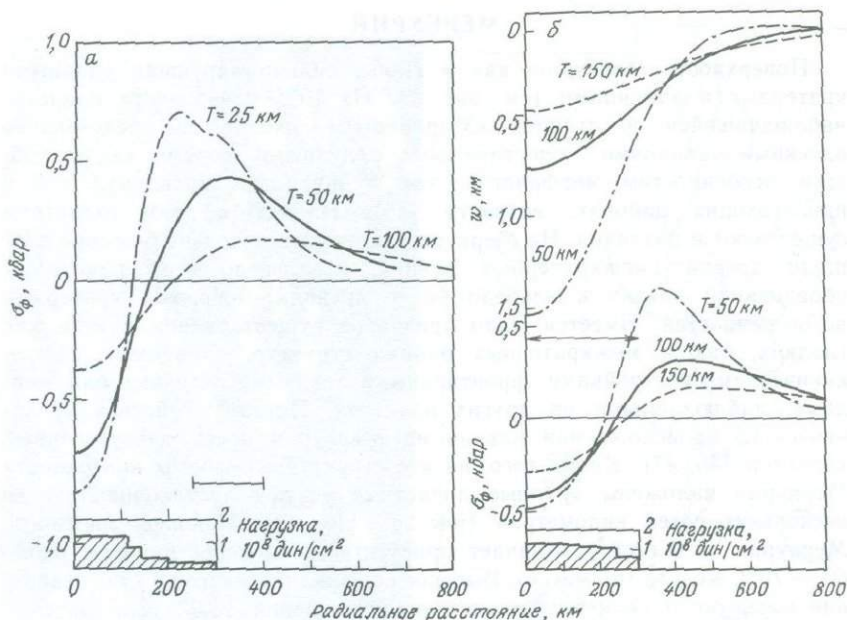


Рис. 5. Эволюция мощности литосферы в области Моря Ясности [41]. а — поверхностная горизонтальная составляющая напряжения σ_ϕ (растяжение имеет знак плюс), ориентированная радиально относительно центра впадины, для модели суперизостатической нагрузки (врезка) в Море Ясности сразу после первоначального базальтового заполнения, происшедшего 3,85—3,65 млрд. лет назад. Горизонтальным отрезком показана радиальная протяженность области развития концентрических риллей; б — погружение w и радиальное напряжение σ_ϕ для модели нагрузки (врезка) в Море Ясности сразу после последнего базальтового излияния, происшедшего 3,4—3,0 млрд. лет назад. Горизонтальным отрезком со стрелками показана радиальная протяженность области развития морских хребтов. На обоих рисунках приведены кривые для нескольких возможных значений мощности T упругой литосферы. Наилучшее соответствие обеспечивает величина $T = 45 \pm 15$ км в случае а и $T = 125 \pm 25$ км в случае б.

значительным расширением, за которым последовало слабое сжатие ее недр. Наблюдаемые тектонические структуры являются результатом напряжений, вызванных локальной нагрузкой морских базальтов и наложившихся на глобальные напряжения, связанные с нагреванием и остыванием недр Луны. Локальные нагрузки вызывали вертикальные тектонические движения (прогибание) единой литосферной оболочки. Изменения мощности литосферы во времени и пространстве повлияли на стиль и масштабы вертикальных тектонических движений.

МЕРКУРИЙ

Поверхность Меркурия, как и Луны, сильно нарушена ударными кратерами и впадинами (см. рис. 1). Из 40% поверхности планеты, наблюдавшейся со станции «Маринер-10», около 1/5 представлено плоскими равнинами, сопоставимыми с лунными морями как по общим особенностям морфологии, так и по более молодому, чем в прилегающих районах, возрасту [45]. Наряду с этим сходством существуют и различия. На Меркурии видны относительно большие площади древних межкратерных равнин, и альbedo всех равнинных образований близко к альbedo более древних, покрытых кратерами возвышенностей. Имеется мало признаков существования внутри как гладких, так и межкратерных равнин структур, сравнимых с вулканическими постройками, фронтальными лавовыми потоками или жерлами, наблюдаемыми на других планетах. Поэтому гипотеза вулканического происхождения равнин на Меркурии носит дискуссионный характер [46, 47]. Кроме того, на все структурные формы поверхности Меркурия наложены крупные лопастные уступы протяженностью до нескольких сотен километров (рис. 6) [46, 48]. Наконец, плотность Меркурия ($5,4 \text{ г/см}^3$) означает присутствие в недрах планеты около 60 — 70% железа (по массе). Высокое содержание железа и существование магнитного поля внутреннего происхождения [50] согласуются с гипотезой о наличии у Меркурия большого металлического ядра, которое по крайней мере частично находится в жидком состоянии (см. рис. 3). Таким образом, хотя поверхность Меркурия похожа на поверхность Луны, его глубокие недра, возможно, больше похожи на недра Земли.

Распределения плотности и размеров ударных кратеров по площади густо усеянных кратерами областей Меркурия весьма близки к аналогичным характеристикам кратеров на лунных возвышенностях. На основании этого сходства была выдвинута гипотеза [51] о том, что в какое-то время оба тела (и, по логике вещей, другие планеты земной группы) подвергались действию интенсивного потока бомбардирующих их объектов и что этот поток прекратился вместе с образованием самых молодых крупных лунных впадин около 3,8 млрд. лет назад [52]. В пользу этой гипотезы свидетельствуют результаты динамических исследований возможных совокупностей объектов, которые могли обусловить такую позднюю сильную бомбардировку во внутренней части Солнечной системы [53]. Согласно данной гипотезе, окончание сильной бомбардировки создает «маркирующий горизонт» для геологической истории планет земной группы: сильно кратерированные поверхности древнее 3,8 млрд. лет при слабо кратерированных поверхностях моложе этого возраста.

Лопастные уступы на поверхности Меркурия интерпретируются как надвиги или взбросы на основе их морфологии, взаимоотношений с пересекаемыми структурами, а также того факта, что наблюдается сокращение размеров по крайней мере одного кратера, рас-

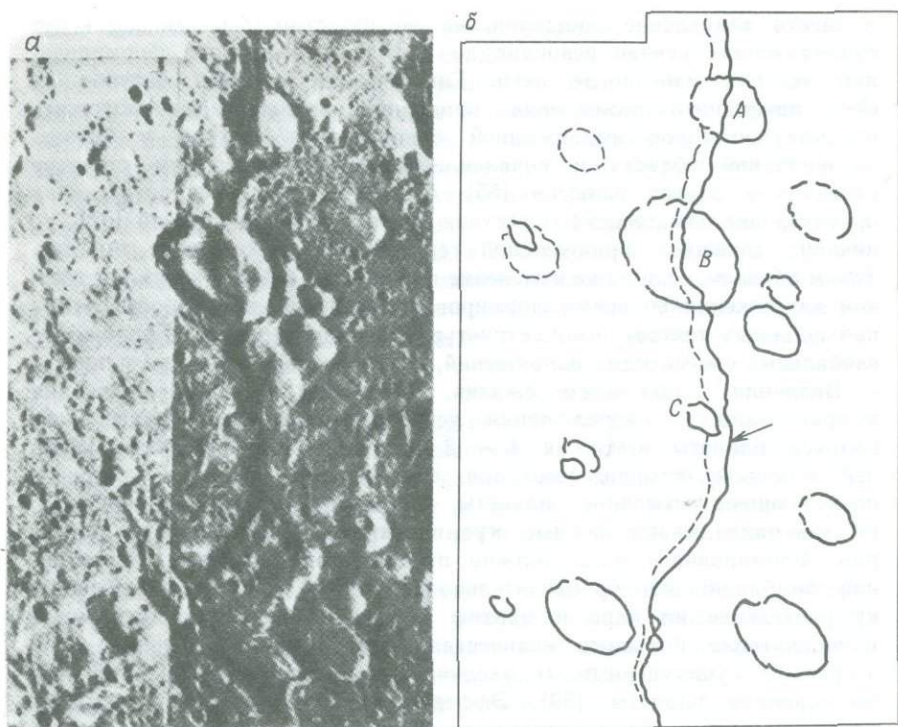


Рис. 6. Лопастные уступы на поверхности Меркурия. *а* — фотографии с космического аппарата «Маринер-10» (FDS 27398, 27399); *б* — схематическая карта этого же района. Уступ Дискавери (отмечен стрелкой) — один из наиболее крупных лопастных уступов, наблюдавшихся КА «Маринер-10». Он интерпретируется как надвиг или взброс, указывающий на сжатие литосферы. Уступ имеет длину около 550 км и рассекает два кратера (*А* диаметром 35 км и *В* диаметром 55 км). Максимальную высоту около 3 км уступ имеет южнее кратера *В*. Направление движения по разлому — надвигание левой стороны на правую [46, 54].

секаемого более молодым уступом (см. рис. 6) [46, 48]. Уступы формировались в течение временного интервала, который начался почти сразу после прекращения сильной бомбардировки, а закончился после образования плоских равнин. Поскольку не наблюдалось ни одного случая перекрытия уступов межкратерными равнинами, формирование уступов, по-видимому, началось после образования межкратерных равнин [54].

Для объяснения лопастных уступов было предложено два процесса: приливное замедление вращения и глобальное сжатие [46, 55]. Резонанс вращения и обращения Меркурия, эволюционировавший под влиянием приливного трения [56], показывает, что име-

ет место замедление вращения, но не известно, был ли достигнут существующий сейчас резонанс до наступления периода формирования уступов или после него. Гипотеза образования уступов за счет приливного замедления вращения позволяет предположить наличие некоторой выдержанной ориентировки уступов в близэкваториальной области и появление комплементарных им структур растяжения вблизи полюсов [55]. Существует ли предпочтительная ориентировка для лопастных уступов — это предмет дискуссий [57], но никаких данных о приполюсной тектонике растяжения не имеется. Таким образом, если даже изменение вращения и было важным источником напряжений во время формирования уступов, то для объяснения наблюдаемых тектонических структур все равно требуется наложение глобальных сжимающих напряжений, обусловленных сжатием планеты.

Величина глобального сжатия, необходимого для объяснения конфигурации и расположения уступов, измеряется уменьшением радиуса планеты всего на 1 — 2 км [46, 58]. В рамках моделей тепловой истории Меркурия, включающих выделение ядра и последующее остывание планеты, время и степень глобального сжатия накладывают важные ограничения на эволюцию недр Меркурия. Формирование ядра должно предшествовать завершению мощной бомбардировки приблизительно 3,8 млрд. лет назад, поскольку разделение на ядро и мантию сопровождается высвобождением в виде тепла большого количества гравитационной потенциальной энергии и существенным (с увеличением радиуса на 15 — 20 км) расширением планеты [59]. Эффекты такого разогрева и расширения не видны в тектонических структурах, сохранившихся на поверхности Меркурия, хотя интенсивное вулканическое преобразование поверхности, которое, возможно, сопровождало оформление ядра, могло оставить следы в древних межкратерных равнинах. Последовавшее за дифференциацией охлаждение планеты, возможно усиленное в результате частичного затвердения жидкого ядра, могло бы объяснить глобальное сжатие наблюдаемого масштаба [60]. Это сжатие, нашедшее отражение в образовании лопастных уступов, должно было сопровождаться появлением горизонтальных сжимающих напряжений в литосфере. Следовательно, растягивающее напряжение, которое привело к излиянию лав, сформировавших плоские равнины (если они действительно имеют вулканическое происхождение), могло быть локальным и связанным с образованием ударных впадин и рельефом поверхности. Все возрастающее по величине сжимающее глобальное напряжение должно было превысить локальные растягивающие напряжения и обусловить прекращение вулканизма. Следовательно, можно предположить, что продолжительность вулканизма плоских равнин на Меркурии была меньше продолжительности морского вулканизма на Луне [8].

Самая крупная ударная структура, наблюдавшаяся КА «Маринер-10», — котловина Калорис (диаметр 1300 км), которую усти-

лают плоские равнины, образованные ударным расплавом или вулканическими продуктами. Дно впадины покрыто развитой сеткой концентрических и радиальных трещин и гряд. Трещины становятся шире и глубже к центру впадины и обычно пересекают горные хребты. Эти взаимоотношения привели к предположению, что хребты — это структуры сжатия, сформировавшиеся при погружении впадины, а трещины — это структуры растяжения, образовавшиеся при последующем поднятии дна впадины [46]. Первоначальное погружение связывают с удалением магмы, а последующее поднятие — с изостатическим выравниванием. Котловина Калорис расположена вблизи оси минимального момента инерции, и было высказано предположение, что с некомпенсированными плоскими равнинами, окружающими котловину, должна быть связана кольцевая положительная гравитационная аномалия [61]. Эта положительная аномалия, а не маскон, приуроченный к внутренней части котловины, может объяснить совпадение места расположения Калориса и большой оси динамической фигуры планеты. Реакция литосферы Меркурия на такую кольцевую нагрузку состоит в поднятии и растяжении в пределах котловины Калорис, что объясняет появление разломов на дне котловины [62].

В заключение следует сказать, что на раннем этапе истории Меркурия преобладала сильная бомбардировка, сопровождавшаяся образованием впадин. Начальная фаза глобального расширения, связанная с дифференциацией планеты, могла благоприятствовать вулканизму, совпавшему с поздней стадией сильной бомбардировки. Заполнение впадин и сопровождавшие его тектонические процессы имели иной стиль, чем наблюдается на Луне. Остывание и сжатие вызвали появление глобальных сжимающих напряжений, достаточных для раскола (но не разрушения) единственной литосферной плиты и образования обширной системы уступов. На распределение уступов могло повлиять приливное замедление вращения планеты. Сильное глобальное сжатие, вероятно, ограничило проявление поверхностного вулканизма более коротким интервалом времени, чем на Луне.

МАРС

Полеты космических станций «Маринер-9» и «Викинг» к Марсу выявили, что его поверхность в геологическом отношении сложнее, чем поверхность Луны или Меркурия (см. рис. 1) [63]. Хотя целая область Марса размером приблизительно с полушарие образована сильно кратерированными поверхностями и впадинами, подобными сильно изрытой кратерами поверхности Меркурия, и является, вероятно, более древней, чем 3,8 млрд. лет, существует много признаков продолжавшегося вулканического преобразования многих участков этой области после завершения периода сильной бомбардировки. Большая часть северного полушария имеет меньшую высоту, чем южная, и покрыта отложениями-

ми более молодых вулканических равнин. В отличие от Луны или Меркурия на Марсе обнаружен ряд крупных щитовых вулканов, сосредоточенных в нескольких районах. К тектоническим структурам относятся крупные грабены и меньшие линейные риллы и морские хребты. Наиболее четко выраженные структурные и вулканические формы рельефа на Марсе сосредоточены в области Фарсиды, крупном поднятии рельефа диаметром около 4000 км (рис. 7).

Марс, подобно Луне и, вероятно, Меркурию, — планета, подвергшаяся дифференциации, и процесс дифференциации должен был быть основным фактором термической эволюции марсианских недр. Судя по величине момента инерции Марса [64], у него имеется плотное центральное ядро (см. рис. 3). Марс обладает также отчетливо выраженной малоплотной корой с переменной мощностью или плотностью, на что указывает частичная или полная изостатическая компенсация рельефа его поверхности [65]. Поскольку изостазия преобладает в древних кратерированных возвышенностях, марсианская кора должна была сформироваться раньше чем 3,8 млрд. лет назад. По аналогии с Луной первоначально разогретое состояние внешней части Марса является вероятной предпосылкой для такой ранней дифференциации коры.

Тектоническая история Марса отличается от истории Меркурия и Луны. В отличие от Меркурия здесь нет крупных надвигов или взбросов, которые указывали бы на глобальное сжатие. Напротив, все крупномасштабные тектонические образования представляют собой структуры растяжения. Как на Луне и Меркурии, на Марсе присутствуют мелкие тектонические структуры растяжения и сжатия, которые являются продуктом определенного сочетания локального и глобального полей напряжений. Таким образом, в любой возможной фазе сжатия в эволюции Марса должно было существовать в лучшем случае незначительное горизонтальное сжимающее напряжение и в течение наибольшего периода его истории преобладали глобальное расширение планеты и растяжение литосферы. Продолжительный период образования равнин и щитовых вулканов на большей части поверхности Марса, длившийся, возможно, до геологически недавнего времени, также свидетельствует о преобладании растяжения литосферы в истории планеты [8].

Модели тепловой истории, которые наилучшим образом согласуются с этими ограничениями, характеризуются, как и в случае Луны, горячей внешней оболочкой и холодными глубокими недрами в качестве начальных условий. Принимается, что большая, чем на Луне и Меркурии, доля объема Марса первоначально находилась при низких температурах, благодаря чему разогрев недр и глобальное расширение продолжались до геологически недавнего времени [66]. Таким образом, в то время как формирование коры на Марсе, как и на Луне, должно было быть ранним следствием первоначального разогрева и плавления внешних слоев, дифференциация глубоких недр и завершение образования ядра могло произойти здесь позднее, чем у других планет земной группы.

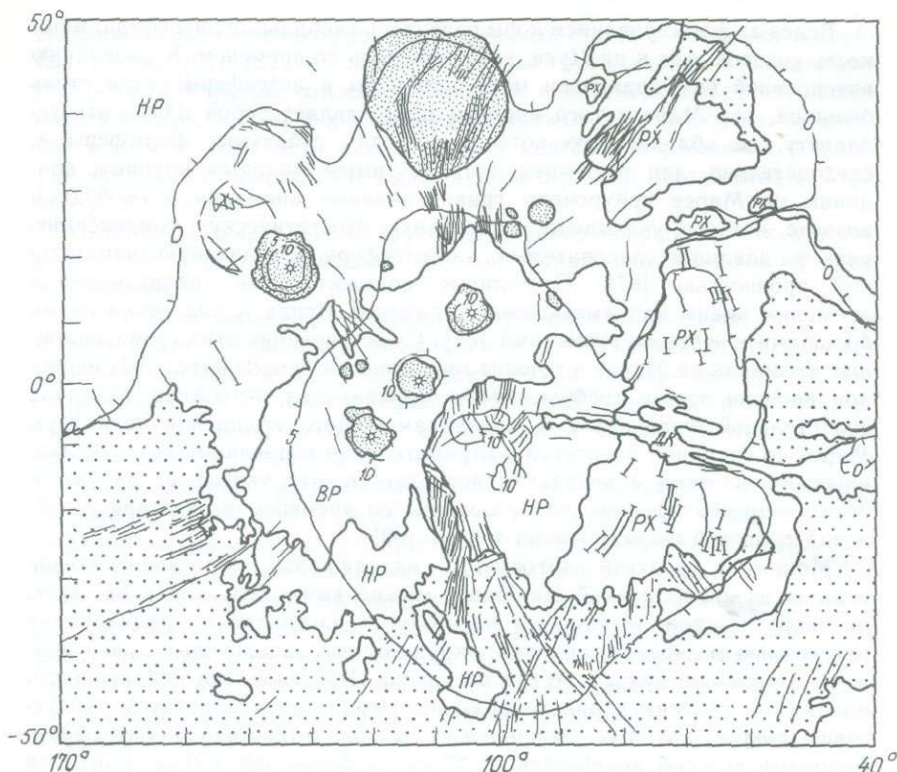


Рис. 7. Район Фарсиды на Марсе. Он образует вздутие диаметром приблизительно 4000 км и высотой более 10 км над поверхностью. Его рельеф показан горизонталями с сечением 5 км (бергштрихи обращены вниз по склону). Древняя кратерированная поверхность, показанная редкими точками, окружает Фарсиду с юга, а также наблюдается на больших отметках внутри нее. Равнинные комплексы имеют главным образом вулканическое происхождение. Равнины с хребтами (PX) характеризуются обилием морских валов. Неразделенные равнины (HP) занимают основную долю поверхности и протягиваются к северу от Фарсиды. Более молодые вулканические равнины (BP) окружают крупные центральные щитовые вулканы. Крупные вулканические постройки и структуры затемнены. Высота четырех из них, отмеченных звездочками на вершинах, превышает 25 км. Широко развиты тектонические структуры, среди которых система долины Маринера протягивается на несколько тысяч километров от центральной части Фарсиды на восток (ДК — породы дна каньона). Линейные рилли (показанные отдельными линиями) образуют примерно радиальную систему, тогда как морские хребты (отрезки с ограничивающими черточками) образуют скорее концентрическую систему вокруг Фарсиды. Ширина схемы на экваторе около 4000 км. Данные для составления карты взяты из работ [72] и [124].

Вслед за формированием коры развилась глобальная литосфера, мощность которой, как и на Луне, увеличивалась со временем. К окончанию интенсивной бомбардировки мощность коры и литосферы стала столь большой, что Марс с того времени представляет собой одноплитовую планету, не обладающую потенциалом для субдукции литосферы и, следовательно, для тектоники плит. К самым молодым крупным впадинам на Марсе приурочены гравитационные аномалии в свободном воздухе, которые указывают на неполную изостатическую компенсацию рельефа впадин и, следовательно, на литосферу, обладающую значительной прочностью [67]. Отчетливые положительные гравитационные аномалии видны над «масконной» впадиной Исиды и над несколькими большими щитовыми вулканами [68]. Существование этих гравитационных аномалий на Марсе в течение геологически продолжительных периодов времени также требует, чтобы марсианская литосфера обладала значительной прочностью. К признакам общего утолщения литосферы Марса со временем относится и отрицательная корреляция высот вулканических построек с возрастом поверхности, что указывает на увеличение гидростатического напора магмы со временем вследствие углубления областей формирования магмы [69].

Мощность упругой литосферы, находящейся под значительной вулканической нагрузкой, на Марсе можно вычислить, как и на Луне, по тектонической реакции на нагрузку, в частности по радиальному расстоянию кольцевого грабена, окружающего заполненные лавой впадины и большие вулканические постройки. На основании наблюдаемого положения грабена в районе впадины Исиды устанавливается присутствие вокруг крупных марсианских щитов гетерогенной литосферы, мощность которой колеблется от 25 км до более чем 150 км [70]. Эти значения никак не связаны с возрастом структур; нагрузка как молодыми (гора Олимп), так и древними (заполнение равнин Исиды) структурами дает большие значения мощности упругой литосферы. Самая тонкая упругая литосфера оказывается в центральных частях крупных вулканических провинций Фарсида и Элизий, откуда следует, что локально тонкая литосфера и аномально обильный вулканизм тесно связаны между собой.

Фарсида — наиболее высокая область планеты (рис. 7). Широкое поднятие поверхности возвышается приблизительно на 10 км над окружающей местностью, и на больших высотах наблюдаются сильно изрытые кратерами участки. Рои грабенов окружают Фарсиду, образуя приблизительно радиальную систему [71]. Долина Маринера — это крупная система грабенов, протягивающаяся радиально из центральной части Фарсиды. Гребень и склоны Фарсиды отмечены несколькими крупными щитовыми вулканами, часто возвышающимися примерно на 25 км над окружающей местностью. Традиционным объяснением строения Фарсиды является обширное куполообразное воздымание литосферы, которое было вызвано тепловой или химической аномалией в мантии и привело к раскалыванию литосферы и формированию в результате

вулканизма маломощных равнинных лавовых потоков, а позднее и крупных щитов [71, 72]. К данным, которые приводились в поддержку этой модели Фарсиды, относятся обширное поднятие в рельефе, большая высота поверхностных форм, интерпретируемых как относительно древние исходя из плотности распределения кратеров и разломов, и в целом радиальное простираание большинства структур растяжения в Фарсиде и вблизи нее.

Недавно было предложено другое объяснение явлений, происходивших в Фарсиде [73]. В наиболее краткой форме оно сводится к трем положениям:

1) Упругая литосфера Марса на протяжении большей части его истории была неоднородна по мощности (т. е. по температуре). Напряжение, вызванное как глобальными, так и локальными причинами, концентрировалось в зонах с тонкой литосферой, основной среди которых была Фарсида (или, возможно, ее небольшая часть). Поэтому раскалывание сосредоточивалось в таких районах.

2) Интенсивное раскалывание вело к локальному вулканизму. Нагревание, связанное с вулканизмом, поддерживало существование локально тонкой упругой литосферы, тем самым обеспечивая концентрацию в этом же районе раскалывания и вулканизма.

3) Рельеф Фарсиды сформировался главным образом в результате вулканической деятельности. Поднятие в рельефе и приуроченные к ним гравитационные максимумы смогли существовать, несмотря на отсутствие полной изостатической компенсации, благодаря прочности в целом мощной (пусть даже местами тонкой) литосферы.

Основное различие между этим объяснением образования Фарсиды и предыдущим состоит в том, что в данном случае нет необходимости приписывать мантии под крупными вулканическими провинциями Марса какие-либо аномальные свойства. Локализация вулканизма на Марсе определяется прежде всего расположением мест наиболее легкого доступа магмы к поверхности. В этом отношении Фарсида, возможно, похожа на срединно-океанические хребты на Земле. Срединно-Атлантический хребет и Восточно-Тихоокеанское поднятие являются основными вулканическими центрами и почти стационарны в системе отсчета, образуемой горячими точками [74], но при этом мантии под ними не приписывается никаких аномальных свойств. В таком сценарии мантия под океаническими хребтами и под Фарсидой играет пассивную, а не активную роль.

В заключение отметим, что продолжительный период вулканизма на Марсе согласуется с отсутствием крупных глобальных структур сжатия на его поверхности. Латеральные вариации в целом мощной литосферы вызвали концентрацию вулканической активности на единственной литосферной плите. Тектонические движения были вертикальными, а не горизонтальными. По крайней мере некоторые из крупных впадин испытали действие нагрузки и деформацию, подобно тому как это происходило со впадинами на Луне. Возникновение провинции Фарсида может быть связано либо с областями аномальной мантии

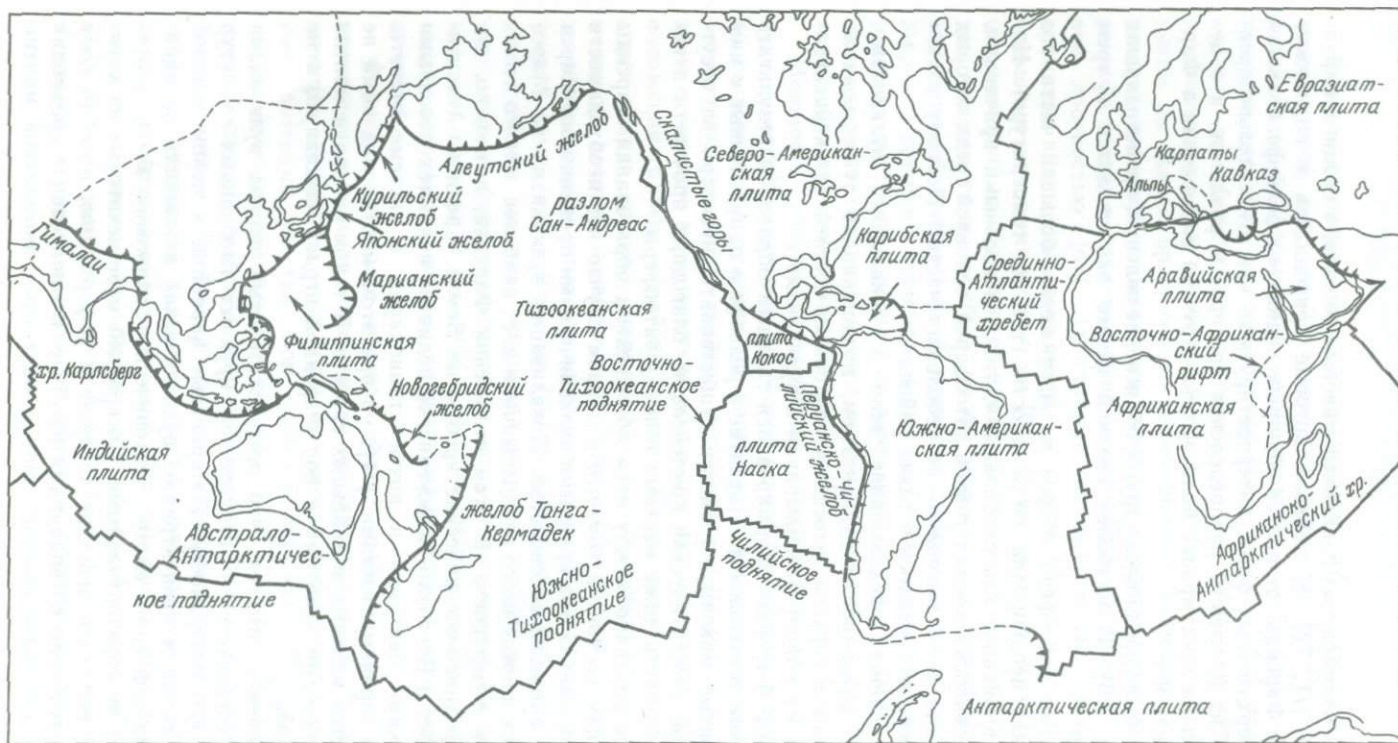


Рис. 8. Тектоническая схема Земли, показывающая границы основных литосферных плит (в меркаторской проекции) [125]. Обозначены береговые линии и границы континентальных шельфов. Границы плит изображены сплошными линиями там, где они установлены надежно, и штриховыми там, где они проведены неуверенно. Желоба показаны линиями с зубчиками, обращенными к надвигающейся плите.

и последующим общим значительным вертикальным поднятием и вулканизмом, либо, напротив, с концентрацией мест образования разломов в районах утонения литосферы и с приуроченными к ним крупномасштабными вулканическими сооружениями.

ЗЕМЛЯ

Земля отличается от других планет земной группы в нескольких отношениях, и особенно существованием обширных океанов, заполненных водой в жидкой фазе, и наличием такой поверхностной температуры и состава атмосферы, которые способствовали появлению и эволюции жизни. Земля коренным образом отличается от меньших планет земной группы и своей тектоникой плит, которая включает крупномасштабную переработку литосферы в подстилающей мантии, распределение литосферы на континентальную и океаническую и образование крупных горных поясов там, где закрываются океаны и сталкиваются континенты [75]. Непрерывные движения плит объясняют большую часть сейсмичности Земли, а границы между расходящимися и сходящимися плитами — это основные места проявления вулканической активности Земли (рис. 8).

Тектоника плит обязана своими главными свойствами латеральной жесткости литосферных плит Земли. Благодаря жесткости плиты с горизонтальными размерами в тысячу километров перемещаются как целые механические единицы. Конечная прочность литосферы играет важную роль в процессе субдукции, в ходе которой общее погружение литосферы в глубоководных желобах приводит к переработке океанической коры и верхней мантии в глубоких недрах. Процесс субдукции, движимый отрицательной плавучестью пластины опускающейся литосферы, возможно, является доминирующим движущим механизмом в плито-тектоническом цикле [76].

На Земле, как и на других планетах, наблюдаются большие систематические вариации мощности и реологических свойств литосферы — вариации, обусловленные главным образом термической структурой океанической мантии. Эффективная упругая литосфера в океанических областях постепенно утолщается с возрастом океанического дна (рис. 9) вследствие устойчивого остывания раздвигающихся океанических плит [77]. Углубление дна океана с возрастом — это самая прямая мера остывания океанической литосферы [78]. Континентальная литосфера несколько толще, чем океаническая [79], вероятно, в целом из-за более низких температур в верхних нескольких сотнях километров [80]. Мощность литосферы на континентах также зависит от времени и места, причем районы молодой тектонической активности характеризуются более высокой температурой и более тонкой литосферой, чем стабильные континентальные щиты [81].

Локальная мощность литосферы играет важную роль в процессах, ведущих к вертикальным тектоническим движениям, включая нагрузку,

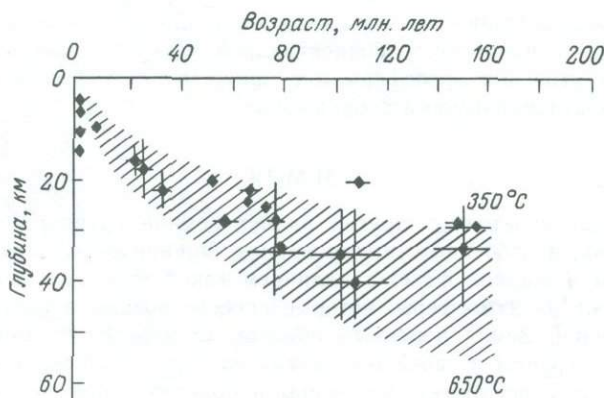
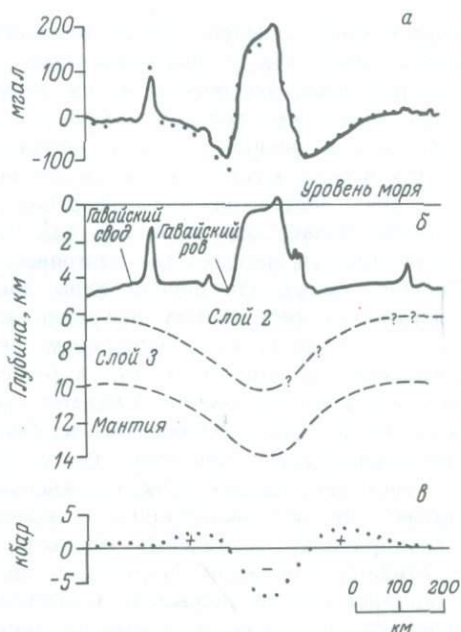


Рис. 9. Оценки зависимости мощности упругой океанической литосферы Земли от возраста, основанные на определении изгиба в ответ на приложенные нагрузки [126]. Заштрихованная область соответствует океанической литосфере с температурой между 350 и 650°C [78].

создаваемую вулканическими и осадочными породами, рифтообразование и последующее погружение. Нагрузка вулканическими сооружениями в океанических бассейнах вызывает изгибание океанической плиты, величина и преобладающие длины волн которого контролируются прежде всего эффективной мощностью упругой литосферы. Нагрузки на молодое океаническое дно локально компенсируются, за исключением длин волн менее ~ 100 км [82], тогда как нагрузки на более древнюю литосферу, как и в случае цепи Гавайских островов (рис. 10), ведут к образованию обширной депрессии, обрамленной внешним выступом, что указывает на существование упругой плиты мощностью в несколько десятков километров [83]. Деформация литосферы под воздействием вулканических нагрузок — это прямой аналог нагружения литосферы других планетных тел базальтовым заполнением больших впадин, как на Луне, или вулканическими постройками, как на Марсе.

Характер литосферы с очевидностью проявляется также в рифтовом расколе с расхождением двух континентальных масс и погружением континентальных окраин и внутренних континентальных бассейнов. Раскрытие нового океана, по-видимому, начинается с растяжения и утонения континентальной литосферы [84]. Погружение литосферы, подвергшейся рифтовому расколу, вызвано сочетанием термического сжатия и нагрузки, обусловленной интрузиями изверженных пород, а затем осадками [84, 85]. Региональная реакция литосферы, проявляющаяся в ее изгибании, представляет собой важный аспект приспособления к таким нагрузкам [86]. Крупные осадочные бассейны внутри континентов во многих отношениях сходны с континентальными окраинами, поскольку в обоих случаях в ответ на осадочную нагрузку, по-видимому, проис-

Рис. 10. Гравитационная аномалия в свободном воздухе (а), модель коры (б) и напряжение при изгибе (в) для цепи Гавайских островов [126]. Изгибная модель (б) позволяет вычислить поверхностные изгибные напряжения (в) и гравитационную аномалию в свободном воздухе (а, точки), хорошо совпадающую с наблюдаемой аномалией (а, сплошная кривая).



ходят как термическая контракция, так и изгибание литосферы [87].

Геологическая летопись, сохранившаяся на поверхности Земли,— это преимущественно продукт ее плитотектонического развития. Океаническая кора повсеместно моложе 200 млн. лет, что свидетельствует об эффективности процесса переработки океанической литосферы в более глубокой мантии. Континентальная кора менее однородна как по составу, так и по возрасту. Древнейшие сохранившиеся породы земной коры имеют возраст приблизительно 3,8 млрд. лет [88], а в стабильных внутренних частях большинства континентов найдены породы с возрастом не менее 3,5 млрд. лет [89].

Когда нам удалось осознать роль субдукции плит и столкновения континентов в формировании ныне активных горных цепей, мы поняли, что более древние горные пояса также образовались в результате сближения плит и закрытия океанических бассейнов при субдукции литосферы [90]. Большую часть истории континентальной коры можно считать последовательностью «циклов Вильсона», каждый из которых отмечен периодом рифтового раскола континента и раскрытием океана путем спрединга, за которым следует период субдукции, закрытия океана, столкновения континентов и горообразования [91].

Дифференциация Земли (см. рис. 3) происходила в различных пространственных и временных масштабах. Пожалуй, наиболее бы-

стрым было отделение ядра от мантии. Как изотопные отношения U/Pb [92], так и палеомагнетизм древних пород, намагниченных, как полагают, внутренним полем, генерируемым в жидком ядре [93], показывают, что основная дифференциация на ядро и мантию происходила в первые несколько сотен миллионов лет истории Земли и что вполне возможно выделение ядра на поздних стадиях аккреции [94]. Отделение коры потребовало больше времени. Очевидный верхний предел 3,8 млрд. лет для радиологического возраста пород коры [89] и результаты изотопных исследований Sm/Nd , указывающие на то, что породы коры древнее 2,5 млрд. лет могли возникнуть из резервуаров нефракционированной мантии с хондритовым относительным содержанием редкоземельных элементов [95], позволяют предположить, что в течение нескольких сотен миллионов лет после формирования планеты на Земле было очень мало или вообще не было стабильной континентальной коры. Объем континентальной коры, вероятно, более или менее быстро увеличивался со временем; данные радиологического определения возраста указывают на возможный пик в скорости формирования коры около 3,0 млрд. лет назад [9]. Несмотря на перемешивание вследствие мантийной конвекции, в течение миллиардов лет в мантии Земли существовали различные в изотопном отношении области — источники океанических и континентальных вулканических пород [96]. Еще не установлено, указывают ли эти отдельные магматические резервуары на химическую и изотопную слоистость мантии [97] или на латеральную неоднородность в более мелком пространственном масштабе [98].

Модели тепловой истории Земли обычно базируются на предпосылке о первоначально высокой температуре Земли. Основанием для этой предпосылки служат данные о ранних высоких температурах на других планетах земной группы, поступлении большого количества энергии, предполагаемого на поздних стадиях аккреции [94], и существенном дополнительном источнике тепла при выделении ядра [99]. Следствием такого большого количества первоначального тепла должны были быть интенсивная конвекция в мантии, высокий поверхностный тепловой поток и существование в целом тонкой и, вероятно, легко деформируемой литосферы на ранних этапах истории Земли. Имеются некоторые признаки того, что это раннее нагревание Земли все еще обеспечивает значительную долю наблюдаемого теплового потока [100].

И объем постоянно существующей коры, и средняя мощность литосферы, вероятно, медленно увеличивались со временем. Как отмечалось выше, радиоизотопные исследования и измеренный возраст континентальных пород свидетельствуют о том, что постоянно существующая кора не могла сформироваться раньше, чем спустя несколько сотен миллионов лет после образования планеты [89, 95]. Сильная конвекция и ударные возмущения могли способст-

вовать быстрому смешиванию любой возникавшей протокры с подстилающей мантией. Возраст древнейших известных земных пород 3,8 млрд. лет достаточно близок к тому времени, когда прекратилась сильная бомбардировка внутренней части Солнечной системы [52]; это позволяет предположить, что ударное воздействие могло сыграть определенную роль в задержке стабилизации земной коры [101].

Утолщение литосферы было необходимой предпосылкой для появления тектоники плит в ее нынешней форме. И субдукция океанической литосферы, и латерально согласованные движения крупных плит связаны с конечной прочностью упругой наружной оболочки толщиной в несколько десятков километров. Не известно, когда литосфера на Земле стала достаточно мощной, но как геологическая летопись [91], так и расчеты древних континентальных геотерм [102] согласуются с той точкой зрения, что тектоника плит приблизительно в ее нынешней форме была важной стороной термической эволюции Земли в последние один — два миллиарда лет.

В заключение следует отметить, что эволюция Земли в отличие от меньших планет земной группы отмечена крупномасштабными горизонтальными движениями и всеобщей повторной переработкой литосферных плит в мантии. Плитотектонический цикл играл доминирующую роль в тепловом бюджете внешней оболочки Земли толщиной в несколько сотен километров и привел к высокому уровню вулканической активности, которая, будучи проинтегрирована во времени, превышает во много раз вулканическую активность, наблюдаемую на Луне, Меркурии или Марсе. Однако с другими планетами земной группы Землю объединяет концепция литосферы как важного регулятора тектонического стиля. Вертикальные тектонические движения на Земле, связанные с вулканической нагрузкой, континентальным рифтогенезом и погружением континентальных окраин и платформенных бассейнов, имеют много прямых аналогов на других планетах.

ВЕНЕРА

Подобно Земле, Венера имеет диаметр, приблизительно вдвое превышающий диаметр Марса, и поэтому можно было ожидать, что она будет больше похожа на Землю, чем на меньшие планеты земной группы. Венера обнаруживает большое сходство с Землей также в отношении плотности и расстояния от Солнца. Однако она остается наименее изученной планетой в земной группе. Ее плотная облачная атмосфера исключает проведение визуальных наблюдений поверхностных форм с разрешением, достаточным для того, чтобы характеризовать ее геологическую природу и эволюцию.

Полет космических станций «Пионер» на Венеру [103—105] в сочетании с ее наблюдениями с Земли [106] позволил получить, хотя и с низким разрешением, картину основных форм рельефа поверхности и

гравитационного поля планеты. Радиовысотомер на КА «Пионер — Венера» закартировал рельеф большей части поверхности Венеры с горизонтальным разрешением около 100 км (что равно приблизительно квадрату со стороной 1° на Земле и Венере) (рис. 11). Рельеф обнаруживает одномодальное распределение высот местности в противоположность двумодальному распределению на Земле, обусловленному различным гипсометрическим уровнем континентов и океанических бассейнов [103]. Отметки высот приблизительно 60% закартированной поверхности лежат в пределах 500 м от модальной высоты. Поверхность Венеры (см. рис. 11) подразделяется на низменности (20% площади), волнистые равнины (70%) и плоскогорья (10%) [104].

Плоскогорья отличаются от любой морфоструктуры, которую можно видеть на меньших планетах земной группы. Плоскогорье Иштар площадью больше, чем континентальная часть США, находится на отметке, которая на несколько километров превышает средний радиус планеты, и отделено от окружающих волнистых возвышенностей зонами относительно крутых склонов; его западную часть занимает широкое плато диаметром 2500 км (плато Лакшми), находящееся на 3,5—4 км выше среднего радиуса. Вдоль краев плато неравномерно расположены горные цепи, возвышающиеся на 3 км над центральными равнинами плато. Восточная часть Иштара имеет менее правильные очертания и включает горы Максвелла — наиболее выдающуюся морфоструктуру на Венере. Эти горы расположены в центре и возвышаются на 11 км над средним радиусом, т. е. по высоте они превосходят гору Эверест, если считать от уровня моря на Земле. Превышение отметок плато Лакшми над средним радиусом сравнимо с превышением Тибета над уровнем моря, но плато Лакшми занимает приблизительно вдвое большую площадь. Плоскогорье Афродиты, по размерам приблизительно равное Африке, самая крупная возвышенная область на Венере, протягивается вдоль экватора более чем на 10 000 км. Рельеф Афродиты более изрезанный и сложный, чем рельеф западной части Иштара (плато Лакшми), и включает крупную, приблизительно кольцевую структуру диаметром около 2 400 км. Несколько выразительных линейных депрессий с глубиной до 3 км и шириной в несколько сотен километров пересекают центральную часть восточного сектора Афродиты; некоторые из них имеют протяженность более 1000 км и обрамляются приподнятыми краевыми валами.

Низменные районы Венеры расположены внутри приблизительно кольцевых областей, например, таких, как большая депрессия восточнее

Рис. 11. Рельеф поверхности Венеры (меркаторская проекция). Большой возвышенный район на севере — плоскогорье Иштар (*Ishtar Terra*) — увенчан горами Максвелла (*Maxwell Montes*) (60° N, 0°), которые возвышаются более чем на 13 км над самой низкой точкой на поверхности Венеры. Плоскогорье Афродиты (*Aphrodite Terra*) вытянуто вдоль экватора на протяжении от 60 до 210° E [103, 104]. Карта охватывает 360° по долготе (нулевой меридиан проходит через западную часть гор Максвелла) и от 70° N до 60° S по широте (экватор проходит через северную часть плоскогорья Афродиты).

Иштара, и очень широких, но линейных депрессий, как, например, депрессия, которая протягивается вдоль южного края Иштара. Эти области относительно ровные и занимают менее 20% поверхности планеты. Обширные срединные районы с высотой поверхности, близкой к средней для планеты, содержат разнообразные морфологические структуры, выявленные по данным КА «Пионер — Венера» и радиолокационных наблюдений с поверхности Земли. В их числе линейные впадины, параллельные хребты и впадины, а также многочисленные неглубокие круговые структуры с центральным куполом. Эти последние структуры с диаметром, варьирующим от 20 до 1700 км, интерпретировались либо как ударные кратеры [107, 108], либо как поверхностные проявления интрузий изверженных пород [109]. Выяснение происхождения этих структур имеет решающее значение. Если они являются ударными кратерами, то их присутствие указывает, что возраст отдельных участков поверхности Венеры составляет несколько миллиардов лет.

Таким образом, наши знания о рельефе поверхности Венеры решительно наводят на мысль о большом разнообразии геологических процессов, которые включают тектонические и вулканические процессы, а также образование ударных кратеров [107, 110]. Хотя крупномасштабная морфология поверхности Венеры теперь известна гораздо лучше, чем раньше, разрешающая способность все еще недостаточна для того, чтобы охарактеризовать геологические процессы, обусловившие формирование ее разнообразного и загадочного рельефа.

Мало известно о внутреннем строении и составе Венеры или ее термической эволюции (см. рис. 3). К данным, свидетельствующим о малоплотной коре с соответствующим химическим составом, относятся по крайней мере частичная изостатическая компенсация рельефа плоскогорий [105] и результаты наблюдений с помощью спускаемых аппаратов [111], указывающие на низкую объемную плотность и высокую концентрацию радиоактивных элементов в поверхностных породах. Хотя средняя плотность Венеры близка к средней плотности Земли, существование металлического ядра в центре ее не доказано. Венера резко отличается от Земли тем, что не имеет измеримого магнитного поля внутреннего происхождения [112].

Измерения химического и изотопного содержания редких газов в атмосфере Венеры, выполненные с помощью КА «Пионер — Венера», позволили получить важную информацию о наличии летучих веществ и эволюции планеты [113]. Количество ^{40}Ar в атмосфере Венеры составляет 1/3 от содержания его в земной атмосфере. Аргон-40 — продукт радиоактивного распада ^{40}K и попадает в атмосферу из недр планеты вследствие вулканических и тектонических процессов и выветривания поверхностных пород. Хотя этот факт можно было бы объяснить неодинаковым начальным содержанием или различной скоростью выделения из поверхностных пород в результате различия процессов выветривания, он также может наводить на мысль, что в предположении одинакового начального состава планет вулканические и тектонические процессы на Венере не были столь эффективными в образовании нового материала поверхности, как на

Земле. С другой стороны, содержание нерадиоактивных редких газов в атмосфере Венеры приблизительно в 100 раз выше, чем в атмосфере Земли [113]. В свете очень низкого содержания этих газов в атмосфере Марса [114] представляется явно недостаточным объяснение происхождения летучих компонентов в планетах земной группы только конденсацией планетообразующих материалов в первичной солнечной туманности с сильными радиальными градиентами температуры [4]. В качестве альтернативных объяснений были предложены модификации моделей ранней термической структуры туманности [114] и либо кометное, либо солнечное происхождение нерадиоактивных редких газов [115].

Еще одной важной особенностью Венеры, которая проливает свет на эволюцию ее недр и поверхности по сравнению с Землей, является более высокая температура ее поверхности (на 450°C выше, чем на Земле). Такая температура должна была привести к более легко деформируемым близповерхностным породам [116] и, возможно, к большей степени частичного плавления и более эффективному отделению базальтового компонента мантии в кору [117]. Ограниченное количество воды в близповерхностных породах, возможно, также играет важную роль в обеспечении прочности и жесткости внешних частей планеты [118]. Влияние повышенных температур поверхности на реологию близповерхностных пород, возможно, уравнивается практически полным отсутствием воды, в результате чего получается мощность литосферы, близкая к земной [116, 118]. Общим результатом действия нескольких из этих факторов могло быть образование более мощной коры, чем в океанических бассейнах Земли, и, следовательно, литосферы меньшей плотности, что могло подавить развитие субдукции и повторной переработки литосферы [117, 119].

Слежение за траекторией КА «Пионер — Венера» при максимальном приближении к планете позволило получить информацию о гравитационном поле Венеры и показало, что между спектрами гравитационного поля и рельефа поверхности существует положительная корреляция [105, 120]. Гравитационные аномалии сравнимы по величине с аномалиями, наблюдаемыми на Земле, и слабее, чем на Луне и Марсе. Высокий уровень корреляции между длинноволновыми гравитационными аномалиями и рельефом убедительно свидетельствует о связи между процессами их формирования. Возможными объяснениями этого явления могут быть следующие [121]: а) рельеф Венеры скомпенсирован, но на большой глубине; б) литосфера ее мощная, и рельеф лишь частично скомпенсирован, а в остальном рельеф поддерживается за счет прочности литосферы; в) литосфера тонкая, и вариации рельефа динамически поддерживаются напряжениями, связанными с конвекцией в мантии.

Наблюдаемые гравитационные аномалии, хотя и коррелируются с рельефом, гораздо меньше по амплитуде, чем аномалии, которых можно ожидать на основе одного лишь рельефа, а это означает, что значительная часть вариаций рельефа изостатически скомпенсирована [105, 120]. Глубина компенсации, по-видимому, менее ~100 км [105, 121], хотя не

известно, связаны ли различия в плотности, обеспечивающие компенсацию, с различиями в составе или температуре. На основе имеющихся данных нельзя сделать выбор между возможными объяснениями корреляции длинноволновых аномалий силы тяжести и рельефа, поэтому мощность литосферы остается неопределенной.

В заключение следует сказать, что на поверхности Венеры, по-видимому, существуют кратероподобные структуры, подобные тем, которые встречаются на древней литосфере малых, одноплитовых планет, но имеются также рифты и плато, аналогичные структурам на Земле. Для объяснения различных вариантов интерпретации морфологических структур было предложено несколько моделей внутреннего строения и термической эволюции Венеры. В одних подчеркивается сходство природы и эволюции с Землей [109], в других — сходство с меньшими, одноплитовыми планетами [104]. Безотносительно к этим моделям мы не располагаем снимками достаточно высокого качества или топографического разрешения, чтобы с уверенностью охарактеризовать геологические процессы и эволюцию рельефа поверхности на Венере. Поэтому у нас остается множество вопросов: каково происхождение возвышенных плато, таких, как Иштар? Сравнимы ли они по происхождению и составу с континентами на Земле или представляют собой поднятия, поддерживаемые динамически? Имеют ли большие горы, например горы Максвелла, плитотектоническое происхождение или же они представляют собой крупные локализованные излияния лавы, сравнимые с внутриплитовым вулканизмом на Земле либо с огромными щитовыми вулканами на Марсе? Образовались ли круговые депрессии на Венере в результате удара метеоритных тел? Как развивалась кора Венеры? Для ответа на эти вопросы нужно подождать дальнейших исследований Венеры.

ОБСУЖДЕНИЕ

Основной аспект истории планеты — это способ, посредством которого в планете генерируется и затем теряется тепло. К источникам внутренней и внешней энергии, создающим тепло, относится энергия, связанная с аккрецией и последующей бомбардировкой, дифференциацией, приливным взаимодействием и радиоактивностью. Бюджет этих источников на протяжении истории планеты помогает определить ее тепловую эволюцию. Мощность и другие свойства литосферы планеты сильно зависят как от теплового потока планеты, так и от механизма, посредством которого планета теряет свое тепло. Геологическая история поверхности дает сведения о характере литосферы на протяжении геологического времени и, таким образом, служит ключом к пониманию тепловой эволюции планеты. Например, крупные вулканические излияния являются свидетельством рифтового раскола литосферы и прямого выноса тепла на поверхность. В качестве второго примера укажем, что изменение во времени сохранности морфологических структур определенной длины волны может давать сведения об изменении мощности упругой литосферы и, следовательно,

количества тепла, вырабатываемого в недрах планеты и выходящего из них.

Основное различие между планетами, возможно, состоит в степени непрерывности их литосфер. На Луне, Меркурии и Марсе — телах, диаметры которых составляют лишь половину или меньше диаметра Земли, сохраняются значительные по размерам кратерированные области, сформировавшиеся на самой ранней стадии истории их развития (см. рис. 1). Итак, эти меньшие планеты земной группы в отличие от Земли не обнаруживают никаких признаков разрушения и обновления литосферных плит на протяжении последних 80% их истории. На этих одноплитовых планетах термическая эволюция помогает контролировать как режим напряжений в литосфере, так и историю поверхностного вулканизма. Общее нагревание недр планеты приводит к появлению растягивающих напряжений в литосфере и обуславливает подъем и излияние магмы. Общее остывание вызывает глобальное сжатие в литосфере и может тормозить подъем магмы к поверхности.

В тектонической эволюции одноплитовых планет преобладают несколько моментов. Рано сформировавшиеся глобальные литосферные плиты подверглись интенсивной метеоритной бомбардировке. Самые крупные удары создали на поверхности воронки диаметром более 1000 км и глубиной больше, чем мощность литосферы. Относительно быстрое сублитосферное течение могло сильно изменить воронку и окружающий рельеф, что привело к развитию кольцевой структуры впадин. Крупные ударные впадины создают топографические, тепловые и структурные аномалии, в которых географически сфокусировалась большая часть дальнейшей тектонической и вулканической истории одноплитовых планет. Последующие излияния вулканического материала, скопившегося в этих низколежащих областях, создавали локальную нагрузку на литосферу, и их результатом часто был и изгиб и разрыв литосферы.

Вторым важным аспектом тектонической эволюции одноплитовых планет является утолщение литосферы со временем. Свидетельства этого наблюдаются в строении древних ударных впадин, которые претерпели значительную вязкоупругую релаксацию, и во временном ходе реакции литосферы на нагрузки. Например, на Луне изостатическая компенсация ранних нагрузок за счет деформации литосферы была почти полной, тогда как позже возникшие нагрузки частично поддерживались в течение нескольких миллиардов лет литосферой с конечной прочностью. Признаки региональных вариаций мощности литосферы, относящиеся к определенному времени, видны на Луне и Марсе, и районы с локально утоненной литосферой часто являются средоточием интенсивной вулканической деятельности.

Влияние сильных изменений обстановки во внутренних и внешних частях планеты часто легко усматривается на одноплитовых планетах. В то время как на Земле изменения количества тепла, исходящего из ее недр, могли проявляться в изменениях скоростей повторной переработки плит в недрах, на одноплитовых планетах такое изменение могло создать

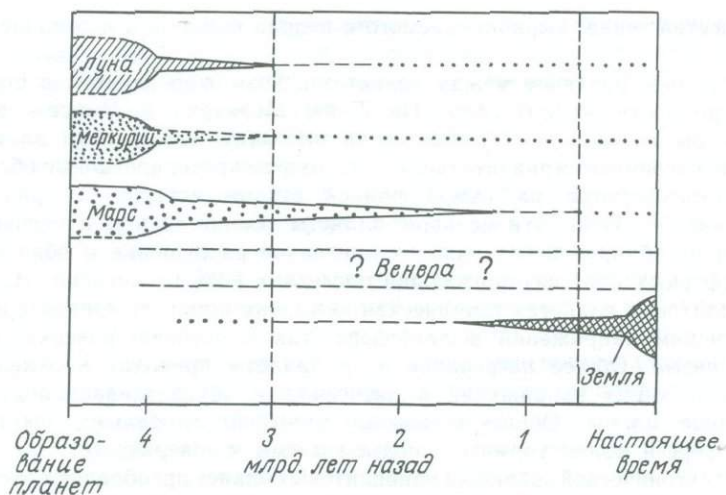


Рис. 12. Возраст поверхности планет. Для каждой планеты нанесена (в %) площадь поверхности с различным возрастом (рис. 1). На Луне 80% современной поверхности образовались в первые 600 млн. лет лунной истории, а оставшиеся почти 20% площади приходятся на морские базальты, излившиеся в интервале между 4 и 3 млрд. лет назад. После этого образовались лишь крайне незначительные участки, в основном ударные кратеры (показаны точечной линией). Картина на Меркурии, по-видимому, сопоставима с Луной [54]. Как долго происходили излияния в кратерах на Марсе, не известно [63]; поэтому не ясно, какой процент поверхности образовался между 3 и 1 млрд. лет назад. Хотя вулканизм на Марсе продолжался и после того, как вулканическая деятельность закончилась на Луне, большая часть обнаженной поверхности планеты сформировалась в первую половину истории Солнечной системы. На Земле более 2/3 ее поверхности (океанические впадины) образовались менее чем за последние 200 млн. лет, а выходы пород с возрастом более 3,5 млрд. лет крайне редки. Возраст поверхностных структур на Венере не известен. Присутствие кратероподобных форм позволяет предполагать, что хотя бы некоторые регионы на Венере являются древними, в то же время плоскогорья, такие, как Иштар и горы Максвелл, по-видимому, достаточно молоды.

глобальную систему определенных структур, таких, как система уступов на Меркурии. Изменения в направлении термической эволюции планеты также могли найти отражение в тектонике ее поверхности. На Луне переход от грабенов растяжения (риллей) в ранних морских образованиях к валам сжатия в более поздних комплексах свидетельствует об изменении глобального режима напряжений в литосфере, отражающем переход от общего нагревания и расширения к общему остыванию и сжатию.

Природа единственной литосферной плиты меньших планет в отличие от многочисленных латерально перемещающихся плит Земли требует, чтобы на одноплитовых планетах развивались преимущественно верти-

кальные тектонические движения. Вертикальная тектоника в целом может быть пассивной, вызванной нагрузкой и погружением литосферы, как в случае впадин лунных морей, или активной, связанной с поднятием литосферы над аномальной мантией, как предполагалось для вздутия Фарсида на Марсе.

Большая по размерам Земля резко отличается от других планет земной группы непрерывным относительным движением многочисленных литосферных плит, характерными структурами, связанными с раздвиганием и сближением плит, и крупномасштабной повторной переработкой литосферы в более глубоких областях мантии. Сравнение возрастов поверхностных структур разных планет (рис. 12) прямо указывает на то, что большая часть активности на меньших планетах земной группы имела место в первой половине истории Солнечной системы. Земля должна была подвергаться воздействию многих процессов, таких, как формирование ударных впадин, следы которого сохраняются на меньших планетных телах, но на Земле они в значительной степени стерлись. Отчетливый контраст в стиле и истории планет можно было бы отнести на счет большего отношения площади поверхности к объему у меньших планет, чем у Земли, что должно было привести к более быстрому остыванию этих планет и более раннему формированию и утолщению их литосфер. Но что тогда будет с Венерой, которая по размерам близка к Земле? Предварительная морфологическая информация (см. рис. 11) свидетельствует о присутствии некоторых форм, не похожих на структуры малых планет земной группы, но сходных с такими структурами Земли, как Тибет. Однако имеются также данные в пользу существования ударных кратеров, предполагающих сохранение обширной древней поверхности на Венере.

Сможем ли мы понять важнейшие процессы, влияющие на тектоническую эволюцию планет земной группы, во многом зависит от будущих исследований Венеры. Если снимки большего разрешения укажут на плитотектоническое происхождение рифтов и горных цепей на Венере, то тогда наиболее вероятной причиной различий в тектоническом стиле планет останется размер планеты. С другой стороны, присутствие обширной древней поверхности на Венере, относящейся к одной-единственной литосферной плите, или свидетельства перехода от многих плит к одной плите, имевшего место в истории Венеры, укажут на то, что другие факторы, такие, как распределение температуры или присутствие воды, возможно, играют более важную роль, чем размер, в тектонической эволюции планет земной группы.*)

*) Работа финансировалась по дотациям Управления программ планетных исследований НАСА — программы планетной геологии и планетной геофизики (NGR-40-002-088 и NGR-40-002-116 для Хеда и NSG-7081 и NSG-7297 для Соломона). Мы благодарим С. Шарптона, К. Джонсона, С. Босуорта, С. Черча, Дж. Уинстона и Д. Храбчака за помощь в подготовке рукописи и М. Кинтала, Н. Хиннерса, Дж. Мелоша, Г. Поллака, Д. Уолкера и Дж. Везерилла за критические замечания.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Head J. W., Wood C. A., Mutch T. A.* Am. Sci., **65**, 21, 1977.
2. *Kaula W. M.* Icarus, **26**, 1, 1975; *Walker D., Stolper E. M., Hays J. F.* Proc. Tenth Lunar Sci. Conf., 1979, p. 1995.
3. *Schubert G., Turcotte D. L., Oxburgh E. R.* Geophys. J. R. Astron. Soc., **18**, 441, 1969.
4. *Cameron A. G. W.* Icarus, **18**, 407, 1973; *Grossman L.* Geochim. Cosmochim. Acta, **36**, 597, 1972; *Lewis J. S.* Earth Planet. Sci. Lett., **15**, 286, 1972.
5. *Solomon S. C. et al.* In: Basaltic Volcanism on the Terrestrial Planets, Pergamon, Elmsford, N. Y. (в печати).
6. *Kohlstedt D. L., Goetze C. J.* Geophys. Res., **79**, 2045, 1974; *Ashby M. F., Verrall R. A.* Philos. Trans. R. Soc. London Ser. A, **288**, 59, 1977.
7. *Turcotte D. L., Oxburgh E. R.* Tectonophysics, **35**, 183, 1976.
8. *Solomon S. C.* Geophys. Res. Lett., **5**, 461, 1978.
9. *Adler I. et al.* Proc. Fourth Lunar Sci. Conf., 1973, p. 2783.
10. *Wasserburg G. J., Papanastassiou D. A., Tera F., Huneke J. C.* Philos. Trans. R. Soc. London Ser. A **285**, 7, 1977.
11. *Papanastassiou D. A., Wasserburg G. J.* Earth Planet. Sci. Lett., **11**, 37, 1971; *Boyce J. M., Dial A. L., Soderblom L. A.* Proc. Fifth Lunar Sci. Conf., 1974, p. 11.
12. *Scott D. H., Diaz J. M., Watkins J. A.* Proc. Sixth Lunar Sci. Conf., 1975, p. 2531.
13. *Muller P. M., Sjogren W. L.* Science, **161**, 680, 1968; *Ferrari A. J.* J. Geophys. Res., **82**, 3065, 1977; *Dvorak J., Phillips R. J.* Geophys. Res. Lett., **4**, 380, 1977.
14. *Russell C. T., Coleman P. J., Jr., Schubert G.* Space Res., **15**, 621, 1975.
15. *Fuller M.* Rev. Geophys. Space Phys., **12**, 23, 1974; *Dyal P., Parkin C. W., Daily W. D.* Ibid., p. 568.
16. *Toksöz M. N., Dainty A. M., Solomon S. C., Anderson K. R.* Ibid., p. 539.
17. *Metzger A. E., Haines E. L., Parker R. E., Radocinski R. G.* Proc. Eighth Lunar Sci. Conf., 1977, p. 949; *Schonfeld E.* Ibid., p. 1149; *Solomon S. C.* Proc. Ninth Lunar Planet. Sci. Conf., 1978, p. 3499.
18. *Wood J. A., Dickey J. S., Jr., Marvin U. B., Powell B. N.* Proc. Apollo 11 Lunar Sci. Conf., 1970, p. 965; *Smith J. V., Anderson A. T., Newton R. C., Olsen E. J., Wyllie P. J.* J. Geol., **78**, 381, 1970.
19. *Wetherill G. W.* In: Origin of Mare Basalts and Their Implications for Lunar Evolution. Lunar Science Institute, Houston, 1975, p. 184.
20. *Philpotts J. A., Schnetzler C. C.* Proc. Second Lunar Sci. Conf., 1971, p. 1101.
21. *Hubbard N. J., Minear J. W.* Proc. Seventh Lunar Sci. Conf., 1976, p. 3421; *Ringwood A. E., Kesson S. E.* Ibid., p. 1697.
22. *Runcorn S. K.* Proc. Eighth Lunar Sci. Conf., 1977, p. 463; *Herbert F., Sonett C. P., Wiskerchen M. J.* J. Geophys. Res., **82**, 2054, 1977.
23. *Tera F., Wasserburg G. J.* Proc. Fifth Lunar Sci. Conf., 1974, p. 1571; *Lugmair G. W., Scheinen N. B., Marti K.* Proc. Sixth Lunar Sci. Conf., 1975, p. 1419.
24. *Solomon S. C., Longhi J.* Proc. Eighth Lunar Sci. Conf., 1977, p. 583; *Minear J. W., Fletcher C. R.* Proc. Ninth Lunar Planet. Sci. Conf., 1978, p. 263.
25. *Toksöz M. N., Hsui H. T., Johnston D. H.* Moon Planets, **18**, 281, 1978.
26. *O'Keefe J. A.* Science, **162**, 1405, 1968.
27. *O'Keefe J. D., Ahrens T. J.* Proc. Sixth Lunar Sci. Conf., 1975, p. 2831; Proc. Eighth Lunar Sci. Conf., 1977, p. 3357.

28. *Wilhelms D. E., Oberbeck V. R., Aggarwal H. R.* Proc. Ninth Lunar Planet. Sci. Conf., 1978, p. 3735.
29. *Hughes H. G., App F. N., McGetchin T. R.* Phys. Earth Planet. Inter., **15**, 251, 1977.
30. *Schultz P. H., Gault D. E.* Moon, **12**, 159, 1975.
31. *Head J. W., Settle M., Stein R. S.* Proc. Sixth Lunar Sci. Conf., 1975, p. 2805; *Dence M., Grieve R., Plant A. G.* Lunar Sci., **5**, 165, 1974.
32. *Head J. W.* Moon **11**, 327, 1974.
33. *Wilhelms D. E., McCauley J.* U. S. Geol. Surv. Map I-703, 1971.
34. *Wilhelms D. E., Hodges C. A., Pike R. J.* In: Impact and Explosion Cratering. *D. Roddy, R. O. Pepin, R. B. Merrill*, Eds., Pergamon, Elmsford, N. Y., 1977, p. 539; *Hodges C. A., Wilhelms D. E.* Icarus, **34**, 294, 1978.
35. *McCauley J. F.* Phys. Earth Planet. Inter., **15**, 220, 1977.
36. *Melosh H. J., McKinnon W. B.* Geophys. Res. Lett., **5**, 985, 1978.
37. *Head J. W., Solomon S. C.* Lunar Planet. Sci., **11**, 421, 1980.
38. *Howard K. A., Wilhelms D. E., Scott D. H.* Rev. Geophys. Space Phys., **12**, 309, 1974.
39. *McGill G. E.* Icarus, **14**, 53, 1971; *Baldwin R. B.* J. Geophys. Res. **76**, 8459, 1971.
40. *Howard K. A., Muehlberger W. R.* NASA Spec. Publ., 330, 1973, p. 31/22; *Lucchitta B. K.* Proc. Seventh Lunar Sci. Conf., 1976, p. 2761.
41. *Solomon S. C., Head J. W.* J. Geophys. Res., **84**, 1667, 1979; Rev. Geophys. Space Phys., **18**, 107, 1980.
42. *Lucchitta B. K., Watkins J. A.* Proc. Ninth Lunar Planet. Sci. Conf., 1978, p. 3459.
43. *Melosh H. J.* Ibid., p. 3513.
44. *Head J. W., Solomon S. C., Whitford-Stark J. L.* Lunar Planet. Sci., **11**, 424, 1980.
45. *Trask N. J., Guest J. E.* J. Geophys. Res., **80**, 2461, 1975.
46. *Strom R. G., Trask N. J., Guest J. E.* Ibid., p. 2478.
47. *Wilhelms D. E.* Icarus, **28**, 551, 1976.
48. *Dzurisin D.* J. Geophys. Res., **83**, 4883, 1978.
49. *Reynolds R. T., Summers A. L.* Ibid., **74**, 2494, 1969; *Siegfried R. W., Solomon S. C.* Icarus, **23**, 192, 1974.
50. *Ness N. F., Behannon K. W., Lepping R. P., Whang Y. C.* Icarus, **28**, 479, 1976.
51. *Murray B. C., Strom R. G., Trask N. J., Gault D. E.* J. Geophys. Res., **80**, 2508, 1975.
52. *Turner G., Cadogan P. H., Yonge C.* Proc. Fourth Lunar Sci. Conf., 1973, p. 1889; *Jessberger E. K., Staudacher T., Dominik D., Kirsten T.* Proc. Ninth Lunar Planet. Sci. Conf., 1978, p. 841; *Bernatowicz T. J., Hohenberg C. M., Hudson B., Kennedy B. M., Podosek F. A.* Ibid., p. 905.
53. *Wetherill G. W.* Proc. Sixth Lunar Sci. Conf., 1975, p. 1539.
54. *Strom R. G.* Space Sci. Rev., **24**, 3, 1979.
55. *Burns J. A.* Icarus, **28**, 453, 1976; *Melosh H. J.* Ibid., **31**, 221, 1977.
56. *Peale S. J., Gold T.* Nature (London), **206**, 1240, 1965.
57. *Cordell B. M., Strom R. G.* Phys. Earth Planet. Inter., **15**, 146, 1977; *Melosh H. J., Dzurisin D.* Icarus, **35**, 227, 1978.
58. *Cordell B. M.* Thesis, University of Arizona, Tucson, 1977.
59. *Solomon S. C.* Icarus, **28**, 509, 1976.
60. *Solomon S. C.* Phys. Earth Planet. Inter., **15**, 135, 1977.
61. *Melosh H. J., Dzurisin D.* Icarus, **33**, 141, 1978.

62. McKinnon W. B. *Eos*, **60**, 871, 1979.
63. Carr M. H. *Space Sci. Rev.*, **25**, 231, 1980; Mutch T. A., Arvidson R. E., Head J. W., Jones K. L., Saunders R. S. *The Geology of Mars*. Princeton Univ. Press, Princeton, N. J., 1976.
64. Binder A. B. *J. Geophys. Res.*, **74**, 3110, 1969 Johnston D. H., Toksöz M. N., Icarus, **32**, 73, 1977.
65. Phillips R. J., Saunders R. S. *J. Geophys. Res.*, **80**, 2893, 1975; Bills B. G., Ferrari A. J. *Ibid.*, **83**, 3497, 1978.
66. Solomon S. C., Chaiken J. *Proc. Seventh Lunar Sci. Conf.*, 1976, p. 3229; Solomon S. C. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **19**, 168, 1979.
67. Sjogren W. L., Wimberly R. N. *Icarus* (в печати).
68. Sjogren W. L. *Science*, **203**, 1006, 1979.
69. Carr M. J. *J. Geophys. Res.*, **78**, 4049, 1973; *Geol. Rom.*, **15**, 421, 1975.
70. Thurber C. H., Toksöz M. N. *Geophys. Res. Lett.*, **5**, 997, 1978; Comer R. P., Solomon S. C., Head J. W. *Lunar Planet. Sci.*, **11**, 171, 1980.
71. Carr M. H. *J. Geophys. Res.*, **79**, 3943, 1974.
72. Wise D. U., Golombek M. P., McGill G. E. *Icarus*, **38**, 456, 1979.
73. Solomon S. C., Head J. W. *Lunar Planet. Sci.*, **11**, 1063, 1980.
74. Morgan W. J. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, **56**, 203, 1972; Minster J. B., Jordan T. H., Molnar P., Haines E. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **36**, 541, 1974; Solomon S. C., Sleep N. H., Richardson R. M. *Ibid.*, **42**, 769, 1975.
75. Hess H. H. *Geol. Soc. Am. Buddington Vol.*, 1962, p. 599; Wilson J. T. *Nature (London)*, **207**, 343, 1965; Morgan W. J. *J. Geophys. Res.*, **73**, 1950, 1968.
76. Forsyth D., Uyeda S. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **43**, 163, 1975; Chapple W. M., Tullis T. E. *J. Geophys. Res.*, **82**, 1967, 1977; Richter F. M. *Tectonophysics*, **38**, 61, 1977.
77. Watts A. B., Bodine J. H., Ribe N. M. *Nature (London)*, **283**, 532, 1980; Caldwell J. G., Turcotte D. L. *J. Geophys. Res.*, **84**, 7572, 1979.
78. Parsons B., Sclater J. G. *J. Geophys. Res.*, **82**, 803, 1977.
79. Cathles L. M. *The Viscosity of the Earth's Mantle*. Princeton Univ. Press, Princeton, N. J., 1975; Peltier W. R. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **46**, 669, 1976.
80. Jordan T. H. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **13**, (No. 3), 1, 1976; Sclater J. G., Jaupart C., Galson D. *Ibid.*, **18**, (No. 1), 269, 1980.
81. Walcott R. I. *J. Geophys. Res.*, **75**, 3941, 1970; Haxby W. F., Turcotte D. L., Bird J. M. *Tectonophysics*, **36**, 57, 1976.
82. McKenzie D. P., Bowin C. *J. Geophys. Res.*, **81**, 1903, 1976; Cochran J. R. *Ibid.*, **84**, 4713, 1979.
83. Walcott R. I. *Tectonophysics*, **9**, 435, 1970; Watts A. B. *J. Geophys. Res.*, **83**, 5989, 1978.
84. McKenzie D. P. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **40**, 25, 1978; Bott M. H. P. *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.*, **29**, 3, 1979.
85. Sleep N. H. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **24**, 325, 1971; Sleep N. H., Snell N. S. *Ibid.*, **45**, 125, 1976.
86. Watts A. B., Ryan W. B. F. *Tectonophysics*, **36**, 25, 1976; Beaumont C. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **55**, 471, 1978.
87. Sleep N. H., Nunn J. A., Chou L. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **8**, 17, 1980.
88. Moorbath S., O'Nions R. K., Pankhurst R. J., Gale N. H., McGregor V. R. *Nature (London)*, **240**, 78, 1972; Moorbath S., O'Nions R. K., Pankhurst R. J. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **27**, 229, 1975.
89. O'Nions R. K., Pankhurst R. J. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **38**, 211, 1978.
90. Dewey J. F., Bird J. M. *J. Geophys. Res.*, **75**, 2625, 1970.

91. *Wilson J. T.* Nature (London), **211**, 676, 1966; *Burke K., Dewey J. F., Kidd W. F. S.* In: The Early History of the Earth. *B. F. Windley*, Ed., Wiley, New York, 1976, p. 113.
92. *Oversby V., Ringwood A. E.* Nature (London), **234**, 463, 1971; *Manhes G., Allegre C. J., Dupre B., Hamelin B.* Earth Planet. Sci. Lett., **44**, 91, 1979.
93. *Cisowski S. M.* Eos, **60**, 816, 1979; *McElhinny M. W., Senanayake W. E.* J. Geophys. Res., **85**, 3523, 1980.
94. *Kaula W. M.* J. Geophys. Res., **84**, 999, 1979.
95. *DePaolo D. J., Wasserburg G. J.* Geophys. Res. Lett., **3**, 249, and 743, 1976.
96. *Schilling G. J.* Philos. Trans. R. Soc. London Ser. A, **286**, 663, 1971; *Sun S. S., Hanson G.* Geology, **3**, 297, 1975.
97. *Wasserburg G. J., DePaolo D. J.* Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A., **76**, 3594, 1979; *O'Nions R. K., Evensen N. M., Hamilton P. J.* J. Geophys. Res., **84**, 6091, 1979.
98. *Davies G. F.* Nature (London), **290**, 208, 1981.
99. *Flasar F. M., Birch F.* J. Geophys. Res., **78**, 6101, 1973.
100. *Sharpe H. N., Peltier W. R.* Geophys. J. R. Astron. Soc., **58**, 171, 1979; *Stevenson D. J., Turner J. S.* In: The Earth, Its Origin, Evolution and Structure. *M. W. McElhinny*, Ed., Academic Press, London, 1979, p. 227; *Davies G. F.* J. Geophys. Res., **85**, 2517, 1980; *Schubert G., Stevenson D., Cassen P.* Ibid., p. 2531.
101. *Grieve R. A.* Precamb. Res., **10**, 217, 1980.
102. *Burke K., Kidd W. F. S.* Nature (London), **222**, 240, 1978.
103. *Pettengill G. H. et al.* J. Geophys. Res., **85**, 8261, 1980.
104. *Masursky H. et al.* Ibid., p. 8232.
105. *Phillips R. J., Sjogren W. L., Abbott E. A., Smith J. C., Wimberly R. N., Wagner C. A.* Science, **205**, 93, 1979.
106. *Campbell D. B., Dyce R. B., Pettengill G. H.* Ibid., **193**, 1123, 1976; *Pettengill G. H., Campbell D. B., Masursky H.* Sci. Am., **243**, 54, 1980.
107. *Schaber G. G., Boyce J.* In: Impact and Explosion Cratering. *D. J. Roddy et al.*, Eds., Pergamon, Elmsford, N. Y., 1977, p. 603; *Malin M. C., Saunders R. S.* Science, **196**, 987, 1977; *Campbell D. B., Burns B. A.* J. Geophys. Res., **85**, 8271, 1980.
108. *Saunders R. S., Malin M. C.* Geol. Rom., **15**, 507, 1976.
109. *Dunham D., Spetzler H.* Lunar Planet. Sci., **11**, 244, 1980.
110. *Pettengill G. H. et al.* Science, **203**, 806, 1979.
111. *Surkov V. A. et al.* Space Res., **17**, 659, 1977; *ibid.*, p. 651.
112. *Russell C. T., Elphic R. C., Slavin J. A.* Science, **205**, 114, 1979.
113. *Hoffman J. H., Hodges R. R., Donahue T. M., McElroy M. B.* J. Geophys. Res., **85**, 7882, 1980; *Oyama V. I., Carle G. C., Woeller F., Pollack J. B., Reynolds R. T., Craig R. A.* Ibid., p. 7891.
114. *Pollack J. B., Black D. C.* Science, **205**, 56, 1979.
115. *Lewis J. S.* Earth Planet. Sci. Res., **22**, 239, 1974; *Wetherill G. W.* Icarus (в печати).
116. *Weertman J.* Phys. Earth Planet. Inter., **19**, 197, 1979.
117. *Anderson D. L.* Geophys. Res. Lett., **7**, 101, 1980.
118. *McGill G. E.* Ibid., **6**, 739, 1979.
119. *Kaula W. M.* Lunar Planet. Sci., **11**, 533, 1980.
120. *Sjogren W. L., Phillips R. J., Birkeland P. W., Wimberly R. N.* J. Geophys. Res., **85**, 8295, 1980; *Ananda M. P., Sjogren W. L., Phillips R. J., Wimberly R. N., Bills B. G.* Ibid., p. 8303.

121. *Phillips R. J., Kaula W. M., McGill G. E., Malin M. C.* Science, **212**, 879, 1981.
122. *Nakamura Y. et al.* Geophys. Res. Lett., **1**, 137, 1974; *Wiskerchen M. J., Sonett C. P.* Proc. Eighth Lunar Sci. Conf., 1977, p. 515.
123. *Gilbert F., Dziewonski A.* Philos. Trans. R. Soc. London Ser. A **278**, 187, 1975.
124. *Scott D. H., Carr M. H.* U. S. Geol. Surv. Misc. Geol. Invest. Map I-1083, 1978.
125. *Dewey J. F.* Sci. Am., **226**, 56, 1972.
126. *Watts A. B., Bodine J. H., Steckler M. S.* J. Geophys. Res., **85**, 6369, 1980.

ДЕСЯТИЛЕТНИЙ ПРОГРЕСС В ИЗУЧЕНИИ СВОЙСТВ ВЕЩЕСТВА И ПРОЦЕССОВ ВНУТРИ ЗЕМЛИ

Орсон Л. Андерсон*)

Крупная составная часть программы Межсоюзной комиссии по Геодинамическому проекту, называемая «Свойства вещества и процессы внутри Земли», включала ряд экспериментальных и теоретических исследований по тектонофизике, сейсмологии, геохимии, петрологии, вулканологии и планетологии. В этом обзоре рассмотрено несколько областей исследования, в которых встретились неожиданности и полностью изменилась ситуация. В частности, описываются попытки рассчитать профиль температуры внутри Земли и свойства вещества земных недр.

Прошло более 4 лет с момента учреждения Межсоюзной комиссии по Геодинамическому проекту (МКГ) и более семи лет со времени опубликования Программы Геодинамического проекта в США [1]. Главная составная часть этой программы, которая привлекла к себе внимание как внутри страны, так и вне ее, была названа «Свойства вещества и процессы внутри Земли». Теперь, когда Геодинамический проект завершен, уместно обозреть успехи, достигнутые в этой области деятельности МКГ.

Исчерпывающий обзор успехов, достигнутых в указанном направлении в тектонике, сейсмологии и геохимии, можно найти в Национальном отчете США Международному геодезическому и геофизическому союзу, составляемому каждые четыре года [2]. Поэтому я не буду давать здесь подробного описания, а остановлюсь на нескольких областях исследований, в которых встретились неожиданности или в которых были опровергнуты представления начала 70-х годов.

В Программе Геодинамического проекта США [1] перечислено несколько проблем, касающихся изучения свойств вещества и процессов внутри Земли, которые лишь намечались в начале 70-х годов. К числу основных были отнесены термическая структура, динамические модели, свойства вещества глубоких недр, теория реологии и природа неустойчивости в глубоких недрах Земли. Из круга этих проблем в качестве важнейшей, заслуживающей ускоренного изучения и сосредоточения усилий была выбрана термическая структура (в частности, распределение температуры T внутри Земли): «Температура, вероятно, является наиболее важным параметром, когда речь идет о движениях в земных недрах» [1, с. 32].

*) Автор — директор Института геофизики и физики планет и профессор факультета наук о Земле и космосе Калифорнийского университета, Лос-Анджелес 90024, США.

ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ

В 1970 г. для будущих исследований теплового состояния было необходимо (или казалось, что необходимо) иметь надежные способы расчета профиля температуры. Другими словами, вычисление не поддающегося прямому измерению профиля T внутри Земли представлялось важной и осуществимой предварительной ступенью в проблеме интерпретации теплового режима.

Те, кто изучает тепловой режим, в настоящее время уже больше не придерживаются этого взгляда. Многие стоят на той точке зрения, что температура имеет второстепенное значение и отступила на задний план как «определяемая, а не определяющая характеристика теплового режима планет земной группы» [3, с. 2]. Как произошло это изменение взглядов, мы опишем ниже.

К 1970 г. многие геофизики уже не придерживались давно укоренившегося представления о том, что тепловой режим планеты контролируется теплопроводностью. Теория кондуктивного теплопереноса встречает две непреодолимые трудности. Во-первых, время τ , требуемое для того, чтобы объект планетных размеров, образовавшийся при каком-то первоначальном распределении T , достиг равновесия, равно

$$\tau = R^2/k,$$

где R — радиус тела, k — теплопроводность. Для Земли $\tau \approx 10^{18}$ с, что превышает ее возраст. Большая часть первоначального тепла не могла диссипировать, и для современных геодинамических процессов теория глобального кондуктивного переноса означала бы, что не происходит значительного выноса тепла из недр в ходе этого процесса. Вторая трудность заключается в том, что должны быть определены точные граничные условия в начале цикла остывания и, следовательно, тепловой режим Земли оказывается тесно связанным с космологией, а также с радиогенной теплогенерацией H .

Теория конвекции преодолела эти трудности. Значительное количество тепла переносится при движении массы в конвективном потоке, и τ может быть сделано достаточно малым, чтобы прийти к согласию с характерным периодом геологических событий. Конвективный процесс стремится дать планете «слабеющую память» о прошлых событиях, и поэтому современный тепловой режим не оказывается привязанным жестко к космологии. Граничные условия для теплового режима в теории конвекции можно увязать с современным движением плит, вместо того чтобы привязывать их к оценке планетарных начальных условий во время образования Земли.

Но хотя считается, что недра Земли находятся в состоянии конвекции, внешняя оболочка Земли, литосфера, по-прежнему представляет собой среду, обладающую теплопроводностью. «Стационарный кондуктивный теплоперенос не удовлетворителен для планетарных объектов с радиусом более нескольких сотен километров ... и при больших размерах [регулируемое теплопроводностью.— Прим. автора] повышение T делает

центральную область столь жидкой, что она становится неустойчивой» [3, с. 17]. Подошву литосферы можно определить как границу между конвективным и кондуктивным тепловым потоком. И тогда глубина литосферы зависит от размера планеты и интенсивности конвекции.

До 1977 г. мало было сделано для определения температурного профиля Земли в ее конвективных областях. До указанного времени все внимание было сосредоточено на описании теплового режима в самой литосфере. Использовались два различных подхода. В геофизическом методе использовался поверхностный тепловой поток, и, учитывая радиоактивность пород на поверхности, исследователи смогли найти надежные методы экстраполяции T до глубины приблизительно 100 км. Типичной для этого подхода является работа [4]. Второй метод, петрологический, получил известность как геотермометрия и геобарометрия. Типичной для этого метода является работа [5]. Недавно составленная сводка геотерм, вычисленных по составу сосуществующих пироксенов, показана на рис. 1 [6]. Основным результатом этих расчетов является подтверждение (в значительной степени поддерживаемое плитотектонической теорией) представления о том, что температурный профиль литосферы очень сильно зависит от тектонического режима на поверхности.

Для вычисления T в конвективных областях Земли нужно определить трудно уловимый параметр, называемый параметром Грюнайзена γ , в зависимости от глубины. В адиабатическом тепловом состоянии, которое близко к условиям, выдвигаемым конвекцией, градиент T связан с градиентом плотности простым выражением:

$$\frac{dT}{T} = \gamma \frac{d\rho}{\rho}, \quad (1)$$

где ρ — плотность.

Определение γ как функции объема V и T занимало физиков-теоретиков в течение многих лет. Было получено несколько формул. Ни одна из них не стала общепринятой, и некоторые теоретики пессимистически оценивали возможность вывода формулы, которая была бы обоснованной теоретически и полезной для вычисления γ . Для расчета T были использованы две различные формулы γ , причем в обеих искомая величина могла быть выражена через параметры, получаемые при сейсмических исследованиях Земли. Обе формулы были представлены в работе Ирвина и Стейси [7] (см. также [8]) и Андерсона [9]. Эти формулы эквивалентны эмпирическому закону

$$q\gamma^q = \text{const}, \quad (2)$$

где q близко к единице, но не обязательно равно ей, так что

$$d \ln T / d \rho = \gamma_0 \rho_0^{1/q} \cdot \rho^{-(1/q+1)},$$

где индекс γ_0 относится к значениям на поверхности, и тогда градиент T в конвективных частях Земли определяется тремя параметрами: γ_0 , ρ_0 и q . Андерсон [9] показал, что определение q по сейсмическим результатам характеризуется недостаточной чувствительностью из-за ограниченного диапазона величин сжатия. Он нашел, что в нижней мантии

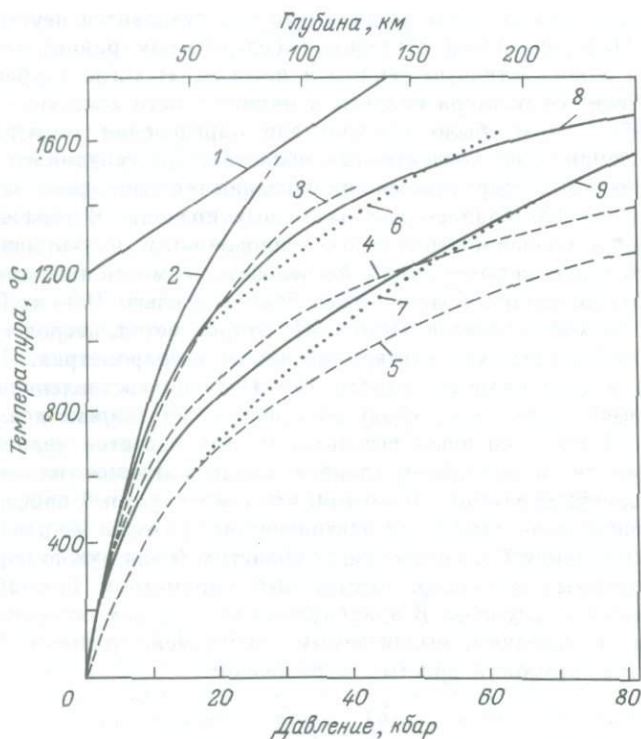


Рис. 1. Геотермы литосферы, вычисленные и собранные Мерсье, с преобладанием кривых для пироксенов [6]. 1 — солидус сухого лерцолита (Куширо, 1973); 2 — палеогеотерма Вуринос (рифт/хребет). Теоретические геотермы: 3 — океаническая литосфера (Григгс, 1972); 4 — континентальная литосфера, тепловой поток 1,5 е. т. п. (Кларк и Рингвуд, 1964); 5 — континентальная литосфера, тепловой поток 1,0 е. т. п. (Кларк и Рингвуд, 1964). Пироксеновые геотермы: 6 — океаническая литосфера (Мерсье и Картер, 1975); 7 — континентальная литосфера (Мерсье и Картер, 1975); 8 — океаническая литосфера по данным настоящего исследования; 9 — континентальная литосфера по данным настоящего исследования.

$0,8 < q < 2,2$, но рекомендовал принять значение $q = 1$. Формула, полученная Ирвином и Стейси, в случае вычисления на основе сейсмических данных о нижней мантии Земли, указывает, что значение q лежит в нижней части диапазона и, возможно, несколько меньше чем 0,8.

Чтобы найти сам профиль T , уравнение (1) интегрируют, но тогда нужно знать постоянную интегрирования. Требуется иметь значение T на некоторой глубине внутри конвективной зоны. Чтобы получить постоянную интегрирования, следует обратиться к экспериментальным результатам по исследованию твердофазовых переходов, к тому из них, который

можно рассматривать как соответствующий переходу, определенному по сейсмическим данным. Было предложено два таких перехода, и в результате было получено несколько значений T для недр Земли [10, 11]. Стейси [10], используя экспериментальные результаты по сжатию систем железо—сера для экстраполяции до давления, соответствующего переходу от внутреннего ядра к внешнему, вычислил T на этой границе (3900°C). Другие исследователи [11] использовали экспериментальные результаты по фазовому переходу в перидотите, происходящему при давлениях, соответствующих сейсмической переходной зоне ($380—670$ км), чтобы вычислить T на глубине 670 км (1960°C). Эти результаты основаны на экспериментах [12,13] с перидотитами. Использование этих двух переходов в качестве основы для определения постоянной интегрирования можно подвергнуть критике, потому что они зависят от предположения о том или ином химическом составе мантии и ядра.

Эти последние результаты попыток определить профиль T в мантии поразительно близки между собой, если принять во внимание, что исходные данные и теоретические основы методов весьма различны. Основной результат состоит в том, что величина $d \ln T/dq$ невелика и, следовательно, значение T на мантийной стороне границы ядро—мантия составляет 3000 К или меньше. Поэтому приходится допускать большой скачок T на термической границе, чтобы профиль T в ядре соответствовал свойствам чистого железа или железа, разбавленного более легкими элементами. Это требует существования термической границы с большим перепадом T на границе ядро—мантия [11], чтобы физические условия в ядре и мантии удовлетворялись одновременно. Большой скачок T на термической границе в свою очередь требует высокого теплового потока из ядра в мантию. Вряд ли дальнейшая работа по определению η может заметно улучшить недавно полученные качественные результаты по тепловому градиенту в конвективных частях Земли. Для дальнейшего существенного уточнения профиля T , вероятно, необходимо лучше узнать природу термического скачка на границе раздела ядро—мантия и понять процесс генерации тепла в ядре.

Однако основной вопрос состоит в том, нужно ли вычислять профиль T до того, как можно будет рассчитать конвекцию в мантии. Тозер [14] упорно придерживался того взгляда, что такое вычисление T не необходимо и что T —это производная условий течения; сейчас многие исследователи разделяют его точку зрения. Гипотеза Тозера заключается в том, что течение вещества в конвективных частях Земли саморегулируется и что скорость деформации почти постоянна и контролируется критической величиной вязкости η , обозначаемой η^* и близкой к 10^{22} П. Эта саморегуляция возникает потому, что η является быстро изменяющейся функцией T . Аргументы Тозера можно резюмировать следующим образом.

Процесс кондуктивного теплопереноса в Земле протекает столь медленно по сравнению с конвективным тепловым потоком, что если конвекция прекратится, то практически исчезнет и тепловой поток и темпе-

ратура недр поднимется. «Если бы температура внутри планеты была изначально «высокой», то зависящая от нее вязкость должна была бы привести к быстрой конвективной потере тепла и падение T уменьшило бы скорость остывания за счет увеличения η . И наоборот, если бы T была первоначально «низкой» и конвективное движение подавлялось чрезвычайно высоким значением η , то должна была бы наблюдаться тенденция к разогреву недр до весьма высокой температуры» [3, с. 16]. Такая саморегуляция конвективного течения внутри планеты возникает из-за сильнейшей зависимости η от T . Значение η^* , обеспечивающее саморегуляцию, зависит от состояния вещества: η^* должно быть больше в безводных породах, чем в водосодержащих породах того же состава.

Планеты обладают несколькими общими свойствами, которые рассмотрены Тозером [3] и могут найти объяснение в рамках этой теории. Одно из них состоит в том, что глубина литосферы связана с размером планеты. Если η^* имеет одно и то же значение для всех планет земной группы и генерация радиогенного тепла в них одинакова, то мощность литосферы d зависит от давления P . Иными словами, η^* достигается при одном и том же давлении внутри каждой планеты. Допустим, например, что на Земле $d = 150$ км, т.е. $P = 4$ ГПа. На Луне при 4 ГПа должно быть $d = 1000$ км. Данная глубина довольно хорошо согласуется с наблюдениями глубинных лунотрясений [15], которые интерпретируют как зоны скалывания [16]. Это может объяснить, почему на больших планетах земной группы удается различить несколько плит, тогда как на малых планетах имеется лишь одна плита. Еще одно следствие состоит в том, что T в центре планеты почти не зависит от H . Величина dT/dZ , где Z — глубина, для литосферы подвержена влиянию H , но η^* не зависит от H , и поэтому в центре профиль T не зависит от H [17].

В 1975 г. Маккензи и Вейсс [18] показали, что сильная зависимость η от T исключает крупномасштабные изменения температуры мантии в течение геологического времени. Хотя это утверждение в основном верно, более подробное рассмотрение показало, что средняя T в мантии может уменьшаться на 50—180 К за миллиард лет [19], а количество тепла в Земле может уменьшаться на 2—4% за миллиард лет. Это означает, что скорость конвекции в мантии в отдаленном прошлом была лишь немногим выше, чем в настоящее время (Ф. Стейси, неопубликованные данные).

Гипотеза Тозера о постоянстве η^* противоречит нескольким, тщательно сохраняемым представлениям о мантии. Ниже приводятся четыре примера таких представлений.

1) Значение T в мантии близко к температуре солидуса T_s ; согласно гипотезе η^* , T никогда не может превышать $\sim 0,8T_s$.

2) Конвекция ограничена верхней частью мантии.

3) Детали физических параметров в законе ползучести (зависимость между скоростью деформации, напряжением и температурой) имеют большое значение для понимания Земли как тепловой машины.

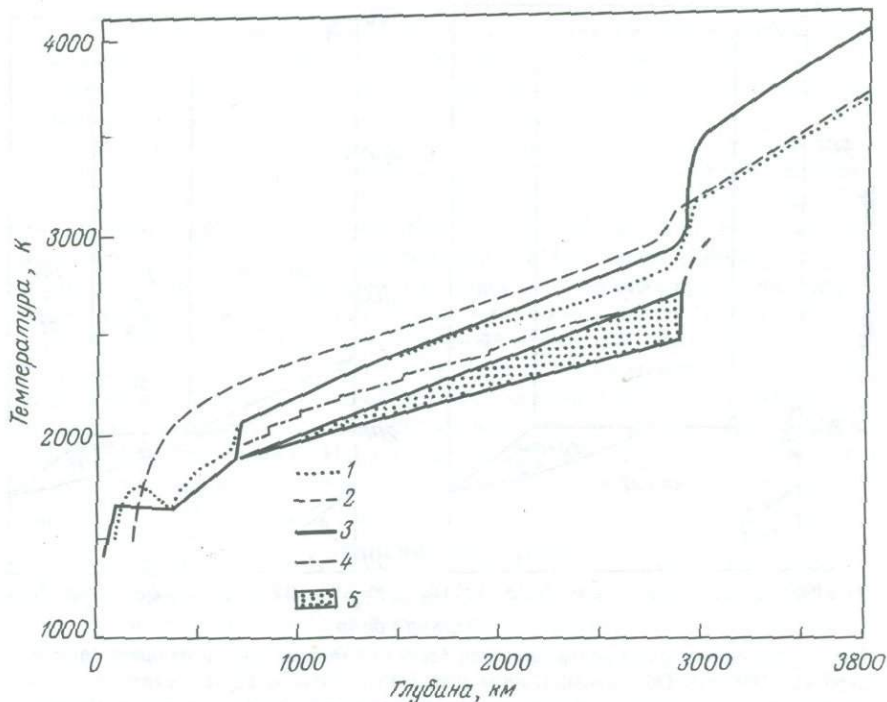


Рис. 2. Недавно рассчитанные геотермы в нижней мантии. Источники приведены в [10, 11, 17]; 1 — Андерсон (в печати); 2 — Стейси (1977); 3 — Баумгарднер и Андерсон (в печати); 4 — Джинлоз и Рихтер (1979); 5 — Браун и Шенкленд (в печати). Температура в центре Земли равна 4800 К, а на границе внутреннего и внешнего ядра 4635 К.

4) Детали начального теплового состояния и палеотермическая история Земли определяют современное распределение в ней температуры. Согласно гипотезе η^* , планета имеет «слабеющую память» о своем начальном тепловом состоянии. На рис. 2 показаны графики зависимости T от Z в мантии согласно нескольким последним теориям.

СВОЙСТВА ВЕЩЕСТВА ГЛУБОКИХ НЕДР

Минералогия при высоких давлениях

Программа исследований по Геодинамическому проекту в США [1, с. 155] следующим образом формулирует проблему в этой области исследования: «Какие ограничения можно наложить на состав, минералогию и температуру земной коры и мантии, сравнивая геологические наблюдения с данными лабораторных измерений на соответствующих материалах?» Измерения постоянной решетки в зависимости от P в минералах быстро продвинулись за последнее десятилетие. В порядке

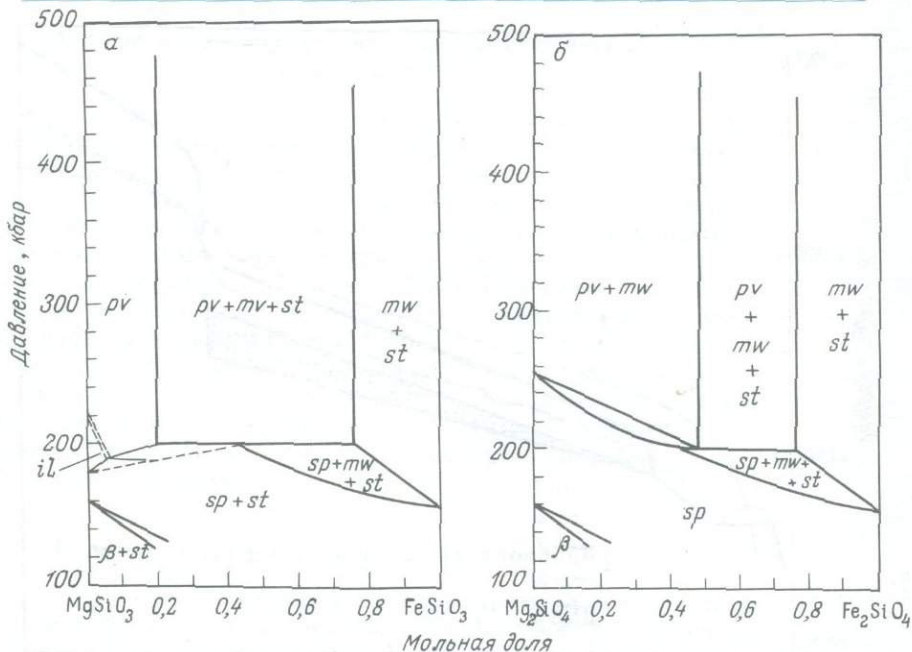


Рис. 3. Псевдобинарные диаграммы для состава пироксена (*а*) и оливина (*б*, температура 1000°C). Обозначения: *pv* — перовскит; *mw* — магнетовүстит; *st* — стишовит; *sp* — шпинель; β — β -фаза (оливинового состава); *il* — ильменит. Воспроизведено из [25]. (С разрешения Института Карнеги, Вашингтон, округ Колумбия.)

ответа на поставленный выше вопрос экспериментаторы теперь уже могут исследовать любую гипотезу химического состава верхней мантии.

В 1973 г. было высказано пожелание начать продолжительную экспериментальную и теоретическую программу исследования упругих констант минералов, пород и агрегатов с минимальными параметрами не менее чем 30 кбар (3 ГПа) и 1000°C [1]. Благодаря поистине взрывному росту исследований, объем которых превзошел все ожидания, существовавшие в начале рассматриваемого периода, материалы в настоящее время исследуются при давлениях более 100 ГПа и температурах свыше 2000°C [20, 21]. Эти впечатляющие успехи вызваны в значительной степени использованием так называемых алмазных ударных боксов [22] в сочетании с лазерной техникой и усовершенствованной методикой рентгеновского анализа, заимствованными из экспериментальной физики. Благодаря этому можно проверить конкретные химические модели мантии на их соответствие профилям ρ , требуемым сейсмическим моделированием. Например, Лиу [23] исключил получающиеся из оливина смеси окислов из числа кандидатов на состав нижней мантии; вместо них он предложил перидотит в перовскитовой структуре ($90\% (\text{Mg}_{0,9} \text{Fe}_{0,1}) \cdot \text{SiO}_3 \cdot 10\% \text{Al}_2\text{O}_3$). Мао и др. [24] также отвергли при-

существование смеси окислов глубже 670 км и вместо них предложили структуру перовскита с небольшим количеством железа и богатого железом магнетовюстита. Яги и др. [25] представили фазовые диаграммы пироксена и оливина до 50 ГПа (рис. 3).

Исследования в этой области быстро продвигаются, и мы можем ожидать сужения диапазона возможного химического состава мантии. В настоящее время актуальны следующие важные вопросы: а) Какова роль соединений кальция в составе и структуре мантии? Как показывает анализ результатов исследований CaO с применением ударных волн, фаза высокого давления В2 имеет такую плотность, что соединения кальция являются кандидатами на включение в состав нижней мантии [26]. б) Является ли образование переходной зоны (380—670 км) результатом фазовых переходов, химических взаимодействий между минералами или изменения вещественного состава [23]? в) Оказывает ли гравитационное разделение существенное влияние на минеральные фазы при фазовых переходах? И наконец, г) учитывая б) и в), является ли эклогит основным компонентом нижней части верхней мантии [27]?

Уравнение состояния

Кроме очень полезных программ исследования упругих постоянных в программе работ по Геодинамическому проекту в США говорится, что необходимо дальнейшее изучение параметра γ (теоретическое и экспериментальное) [1]. В 1973 г. накоплению данных по уравнению состояния (УС) для многих минералов, имеющих отношение к геодинамическим задачам, препятствовала одна трудность: слишком часто не имелось высококачественных кристаллов необходимого размера для проведения экспериментов. Программа рекомендовала рассмотреть имеющиеся в стране технические возможности для выращивания кристаллов. И с помощью двух экспериментальных разработок эта трудность была преодолена.

Применение метода рассеяния света Мандельштама — Бриллюэна для измерения скорости звука в алмазном боксе позволило исследователям измерять очень мелкие кристаллы, благодаря чему сильно увеличился каталог сведений об объемном модуле сжатия K_0 [28]. Таким способом были измерены даже упругие константы в одном крошечном зерне стишовита [29]. Две наиболее важные для УС постоянные — это K_0 и ρ_0 . Другой параметр, $K'_0 = (\partial K_0 / \partial P)_T$, иногда измеряется в алмазном боксе.

Применение метода резонанса на прямоугольном параллелепипеде (РПП) позволило измерять упругие постоянные малых кристаллов при разных T в широком диапазоне T [30]. Измерения на MgO с помощью этого метода недавно были расширены таким образом, что упругие постоянные сейчас известны в диапазоне от -200 до 1000°C [31]. В принципе проблема получения данных о температуре сейчас решена. Новым успехом в составлении каталога данных об УС было

возрождение интереса к измерению коэффициента теплового расширения минералов при высоких температурах, выполненному Судзуки [32].

В последнее десятилетие намечился некоторый прогресс в понимании γ . В настоящее время используются две теоретические формулы для γ [7, 9], но против обеих были выдвинуты принципиальные возражения, которые пока еще не опровергнуты. Однако недавно выполненные по этим формулам расчеты γ для ядра и мантии согласуются между собой в пределах 15%, благодаря чему вычисление градиентов температуры с помощью уравнения (1) с применением двух формул для γ не дает сильно различающихся результатов. Термодинамические исследования Земли, основанные на современных оценках γ , представляются обоснованными по сравнению с другими, гораздо большими неопределенностями.

В экспериментальном отношении важный успех в измерении γ достигнут Кеннеди с сотрудниками [33]. Они непосредственно определили γ посредством адиабатической декомпрессии, используя формулу

$$\gamma = \frac{T}{K_T} \left(\frac{\partial P}{\partial T} \right)_S, \quad (3)$$

где K_T — изотермический объемный модуль сжатия при определенных значениях P и T , а S — постоянная энтропия. Этот важный эксперимент очень обнадеживает. Изотермы в плоскости $V - P$ для двух твердых тел, которые измерялись до сих пор (NaCl и LiF) до 3 ГПа и 500°C (пределы измерения), параллельны друг другу. Легко показать, что изотермы параллельны тогда, когда тепловое давление (P_T) не зависит от V . Это приводит к значительному упрощению общего уравнения состояния.

Имеются термодинамические эквиваленты для случая параллельных изотерм, которые допускают предварительную проверку зависимости P_T от V для других материалов. Один из примеров имеет вид

$$\left(\frac{\partial K_T}{\partial T} \right)_V = 0, \quad \text{где } T > \theta \quad (4)$$

(θ — дебаевская температура). Другим примером является случай, когда в уравнении (2) $q = 1$. Данные об упругих константах при высоких T , полученные с помощью метода РПП, и данные о тепловом расширении при высоких T позволяют проверить уравнение (4). Андерсон [34] осуществил эту проверку и пришел к выводу, что для многих плотных минералов, играющих важную роль в геодинамических задачах, уравнение (4) справедливо и, следовательно, $P_T \neq f(V)$. Этот результат оправдывает предположение о том, что для планетных недр может быть справедливым упрощенное УС типа уравнения Хильдебранда

$$P(V, T) = P_1(V) + P_2(T), \quad (5)$$

где $P_1(V)$ — это решение изотермического УС при $T = 0$; примером такого УС является хорошо известное уравнение Берча — Мурнагана. Величина $P_2(T)$ равна P_T и может быть вычислена из аппроксимации [34]

$$P_T = aT + b. \quad (6)$$

Уравнение (5) довольно успешно применялось для расчета профилей T планет [17]; рассчитанный таким образом профиль T для Земли представлен на рис. 2. Величина P_T была вычислена на основе теории Дебая, в нижней мантии она изменяется приблизительно от 12 до 15 ГПа [35]. Эти значения P_T были получены также путем непосредственного обращения сейсмических данных параметрической модели Земли РЕМ (в сочетании с использованием УС Берча — Мурнагана) [36].

Важным достижением в разработке теории УС была работа Буковинского, который на основе законов квантовой механики вычислил энергию E в зависимости от объема V для железа, калия и нескольких простых окислов. Величина P находится по E простым дифференцированием. Этот новый подход выглядит весьма обнадеживающим для будущих исследований УС.

Реология и разрушение

В этой важной области достигнуты большие успехи в экспериментальных исследованиях благодаря ее связи с землетрясениями. Имеются прекрасные обзоры [38], и поэтому я лишь коротко упомяну несколько положений.

Реология имеет два аспекта: реология мантии и реология литосферы. Последняя характеризуется более низкой T и очень высокой η ($\eta \gg 10^{22}$ П). Экспериментальные измерения скорости деформации ($\dot{\epsilon}$) в лаборатории показывают, что $\dot{\epsilon} = c\sigma^n$, где σ — напряжение сдвига, $n \approx 3$, а c — величина, которая экспоненциально зависит от T , являющейся мерой энергии активации. Гуллис [39] дал обзор положения в экспериментальной области и параметров для различных случаев степенного закона ползучести. Детали этих вариантов степенного закона ползучести, хотя и очень важные для верхних частей Земли, не применялись к глубокой мантии в такой степени, как ожидалось на заре работ по Геодинамическому проекту. Колстадт и др. [40] показали, что один из законов ползучести — термически активируемое перемещение дислокаций — характеризуется ньютоновским поведением при очень низких скоростях деформации и согласуется с результатами исследований реакции на снятие ледниковой нагрузки.

В качестве примера исследований по теории реакции на снятие ледниковой нагрузки укажем работу Кэтлза [41], который пришел к выводу, что η близко к 10^{22} П и практически постоянно во всей мантии, за исключением возможного, близкого к поверхности канала низкой вязкости, где η может быть меньше. Последледниковое восстановление часто рассматривается как самое важное свидетельство того, что вещество земной мантии может течь. Небольшие вариации гравитационного поля, подтверждаемые данными спутниковой геодезии, указывают на то, что сдвиговые напряжения, поддерживаемые конвекцией в мантии, составляют лишь несколько десятков бар [42]. Таким образом, теперь, спустя десятилетие, все еще остаются убедительные аргументы в пользу того, что реология мантии в основном ньютоновская (хотя и слегка отклоняется от линейной) и что η практически постоянно во всей нижней мантии.

ДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Программа работ по Геодинамическому проекту в США [1, с. 43] рекомендовала, чтобы «интенсивные усилия прилагались для стимулирования координированной работы специалистов в области прикладной математики, численного анализа и геофизики с целью создания реалистических моделей циркуляции вещества в недрах Земли». Результаты в этой области исследований вознаграждали усилия ученых, особенно во второй половине рассматриваемого периода. Недавно были опубликованы прекрасные обзоры по конвекции в мантии [43], поэтому мои комментарии ограничатся несколькими общими замечаниями.

Литосфера — это тонкий тепловой погранслои на конвективной ячейке в земной мантии. Плиты на поверхности Земли являются частью конвективной ячейки и поэтому создают очень важные граничные условия для динамической модели.

Полученные на протяжении последнего десятилетия решения динамических проблем относились в основном к ограниченным частям земного шара или представляли собой несферические, двумерные модели. Однако совсем недавно были разработаны сферические и глобальные модели, в которых адекватно учитываются граничные условия поверхностных плит. Примером такого общего подхода является модель Хагера и О'Коннела [44].

Большой прогресс, несомненно, будет достигнут, как только эти обобщенные модели будут усовершенствованы. Результаты, полученные по общей модели Хагера и О'Коннела, поддерживают представление о том, что конвективные ячейки распространяются на всю мантию. Но даже в этом случае остается нерешенным вопрос о том, распространяется ли верхняя конвективная ячейка только до границы раздела на глубине 670 км, и имеются данные о том, что фазовые переходы в мантии могут препятствовать вертикальному течению через фазовую границу. Данные изотопных исследований указывают на существование расслоенной системы конвективных ячеек [45].

НЕУСТОЙЧИВОСТИ

Зона пониженных скоростей

В программе работ по Геодинамическому проекту в США [1, с. 30] констатируется: «Существует общее мнение, что вблизи границы между литосферой и астеносферой имеется минимум скорости поперечных волн. Ряд признаков указывает на то, что появление его обусловлено зоной частичного плавления. Что представляют собой неоднородности... где находится подошва зоны пониженных скоростей?» За последнее десятилетие произошел заметный сдвиг во взглядах на причины, вызывающие образование зоны пониженных скоростей (ЗПС). В начале 70-х годов большинство придерживалось той точки зрения, что минимум скорости поперечных волн обусловлен частичным плавлением пород [46]. Меньшинство

считало, что он в значительной степени вызван резким изменением градиента температуры вблизи кровли верхней мантии [47].

Аргументация в пользу частичного плавления базировалась главным образом на установленном низком значении фактора Q (высокое поглощение сейсмических волн) в ЗПС, которое, как считали, обусловлено акустическим поглощением в оплавленных зернах пород. Но сейчас модели затухания волн в ЗПС более не требуют частичного плавления в верхней мантии. Современное представление состоит в том, что низкое Q , вероятно, возникает в процессе поглощения в субсолидусном твердом состоянии [48]. Недавно появились две новые точки зрения на ЗПС. Согласно первой, минимум скорости поперечных волн (v_s) образуется в результате резкого излома профиля T , когда тепловой режим кондуктивного типа в литосфере сменяется режимом конвективного типа в астеносфере [49]. Вторая точка зрения состоит в том, что полоса акустического поглощения, связанная с субсолидусными механизмами канала с низким Q , влияет на поведение v_s [50]. Дальнейшая работа в этой области в настоящее время тормозится недостаточной разрешающей способностью сейсмических исследований ЗПС.

Плавление

В 1973 г. построение адекватной теории плавления казалось делом отдаленного будущего, хотя многие исследователи принимали закон плавления Линдемана [51], который был выведен на основе крайне упрощенной модели кристаллической решетки. Два достижения создали хорошую основу для подтверждения закона Линдемана, который, как теперь представляется, базируется на гораздо более общих предположениях, чем было при его первоначальном выводе. Стейси и Ирвин [52] вывели закон плавления, используя четкую термодинамическую основу, включая уравнение Клапейрона — Клаузиуса. Их результат очень близок к формуле Линдемана, но обладает тем важным преимуществом, что базируется на термодинамическом равновесии, а не только лишь на теории неустойчивости.

Закон Линдемана, выраженный через γ , имеет вид

$$\frac{d \ln T_m}{d \ln p} = 2 \left(\gamma - \frac{1}{3} \right), \quad (7)$$

где T_m — температура плавления. Формула Стейси и Ирвина для твердых тел имеет такой же вид, как уравнение (7), только в правой части в скобках $1/3$ заменяется членом $\Delta V/V(1 + \gamma) = a$, где $\Delta V/V$ — это изменение объема при плавлении (составляющее несколько процентов); итак,

$$\frac{d \ln T_m}{d \ln p} = 2 (\gamma - a). \quad (8)$$

Сравнивая уравнения (8) и (1), мы видим, что адиабатический градиент равен градиенту температуры плавления, когда $\gamma = 2a$. При $\gamma > 2a$ в зоне конвективного течения T растет с глубиной медленнее, чем T_m . Та-

ким образом, T в глубокой мантии должно быть много ниже температуры солидуса, если принимаемые в настоящее время значения γ в мантии достаточно точны [7, 9].

Стивенсон [53], используя теорию жидкости, вывел формулу плавления, которая также очень похожа на закон Линдемана:

$$\frac{d \ln T_m}{d \ln p} = (\gamma C_V - k) / (C_V - \frac{3}{2}k), \quad (9)$$

где k — постоянная Больцмана, C_V — теплоемкость при постоянном объеме. Уравнение (9) приближается к (7), когда C_V приближается к классическому значению $3k$. Становится ясно, что закон Линдемана с незначительными изменениями войдет как составная часть в будущие теории теплового состояния мантии и ядра Земли.

Экспериментальные детали процесса плавления в 1973 г. казались более ясными, чем сейчас. Было известно, что CO_2 и H_2O обладают высокой растворимостью в силикатных жидкостях при давлениях, эквивалентных глубинам более 50 км [54]. Отсюда допускалось, что в начале плавления точка плавления была значительно понижена из-за предполагаемого содержания летучих веществ в верхней мантии [55]; эта идея представлялась подходящей в те времена, когда ЗПС связывали с частичным плавлением. Отдельное и совместное влияние H_2O , CO_2 и других летучих веществ на плавление и другие фазовые переходы ныне довольно хорошо изучены [56]. Степень понижения T зависит от деталей химического состава, особенно летучих. Однако было бы явным упрощением принимать единую геохимическую модель для всей мантии, в особенности из-за неоднородного распределения летучих, щелочей, железа и других компонентов [57].

Фазовые переходы твердое тело — твердое тело

В программе работ по Геодинамическому проекту в США подчеркивалась необходимость создания адекватной теории фазовых переходов в твердом теле [1]. Но сейчас можно говорить лишь о небольшом продвижении в этом направлении. В 1973 г. в общем предполагали, что фазовый переход в твердом теле связан с обращением в нуль одной из сдвиговых упругих констант при высоких давлениях. Дальнейшие исследования показали, что переходы, по крайней мере в простых двухатомных ионных кристаллах, происходят тогда, когда, в частности, сдвиговая упругая константа не равна нулю, но мала. Переход происходит, когда отношение сдвиговой упругой константы c_{ij} к модулю сжатия K принимает некоторое конкретное значение ($c_{ij}/K = 0,15 \div 2,0$ [56]). Было получено экспериментальное подтверждение этого критерия, например для CaO [58].

Усилия ученых-экспериментаторов были вполне вознаграждены. Особое значение имеют выполненные Акаоги и Акимото [12] измерения фазового равновесия в гранатовом лерцолите, и в частности поля устойчивости оливина в его различных фазах. В своем исследовании они устано-

вили, что давление, соответствующее первому скачку v_s в зоне перехода, приуроченной к глубине 380 км, имеет соответствующую температуру $T = 1400^\circ\text{C}$. Эта T связана с переходом $\alpha + \gamma > \alpha + \beta$ (оливин переходит в структуру модифицированной шпинели). Следовательно, для перидотитовой модели мантии хорошей оценкой T является значение 1400°C в начале переходной зоны.

Мао и др. [24] показали, что железо распределяется между перовскитом и магнетовюститом так, что содержание его в тироксене и оливине нижней мантии лежит в определенных пределах. Мао и его коллеги и Лиу [23] получили убедительный результат для перовскитовой структуры $(\text{Mg}, \text{Fe}) \text{SiO}_3$ пород нижней мантии. Это один из наиболее впечатляющих результатов, полученных за рассматриваемое десятилетие. Передовой фронт исследований в данной области в настоящее время проходит в сфере изучения возможности гравитационного разделения перовскита и магнетовюstitа в нижней мантии и возможности фазовых переходов или химических реакций с образованием более плотных фаз, чем перовскит, в глубоких частях нижней мантии.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ

Обзор вклада, внесенного сейсмологическими исследованиями в понимание глубинного строения Земли, дан в работе [59]. Здесь мы упомянем о результате решения сейсмической задачи, который был особенно полезен для теорий термической структуры, описанных в этой статье. Параметрическая модель Земли РЕМ [60] неоднократно использовалась для получения распределения плотности, скорости и давления в Земле. Эти распределения служили исходными данными во многих термических моделях.

РЕМ сглаживает сейсмические данные таким образом, что облегчается их термодинамическое использование, но в то же время затемняет данные, свидетельствующие о гетерогенности мантии. Сейчас накапливается все больше данных о том, что в мантии могут существовать несколько тонких переходов, и в настоящее время ведется дальнейшая работа в этом направлении [61]. Выявление возможных горизонтальных неоднородностей является одной из наиболее острых и насущных проблем, стоящих перед сейсмологами.

Представление о постоянстве средней атомной массы m в нижней мантии серьезно не оспаривалось в последнее десятилетие. Обзор данных, свидетельствующих в пользу постоянства m , был сделан Уолтом и др. [62]. Поэтому неоднородности в нижней мантии, вероятно, вызваны не вариациями концентрации железа, а скорее относительными изменениями в обогащенных кальцием минералах и гранатовых структурах, поскольку m нечувствительно ко многим минералам кальция и минералам, богатым алюминием, таким, как гранат, смешанный с минералами, существование которых принимается для мантии.

ЯДРО

Интересно, что в программе работ по Геодинамическому проекту в США [1] было мало упоминаний о физике земного ядра. Из новых результатов, полученных в изучении термической структуры Земли, ясно, что мантию нельзя понять, не рассматривая ядро. Ядро должно создавать интенсивный тепловой поток из-за предполагаемого большого термического скачка на границе раздела ядра и мантии.

Чтобы понять этот интенсивный поток, нужно знать основные особенности химического состава ядра. Десятилетие назад было принято считать, что ядро состоит в основном из железа с добавлением более легких элементов. Это представление не изменилось. Множество исследований было посвящено изучению вопроса о том, что представляют собой эти элементы или элемент. Недавно предложенными кандидатами на эту роль были сера, калий и кислород [63].

ВЫВОДЫ

В 1970 г. основные черты «анатомии» Земли были известны. Успехи в последнем десятилетии касались уточнения земной «анатомии», но, что еще важнее, они позволили получить некоторое представление о «физиологии» планеты. Удалось узнать достаточно, чтобы увериться в том, что проблемы динамики планеты будут занимать центральное место в предстоящем десятилетии.

Результаты изучения геодинамики мантии и ядра оказывают влияние и на современную философскую основу геофизики — униформизм. Согласно этому принципу, настоящее является ключом к прошлому и в принципе ранние этапы формирования Земли как планеты можно реконструировать, если достаточно хорошо изучено современное состояние Земли. Если тепловой режим глубоких недр определяется фиксированной вязкостью, как считал Тозер [3, 14], то физические свойства планетных недр обладают лишь «слабеющей памятью» о начальных условиях, существовавших во время формирования планеты. Этот вывод является ударом по униформизму, потому что в этом случае настоящее, сколь бы хорошо оно ни было изучено, не является надежным ключом к отдаленному прошлому.*)

ЛИТЕРАТУРА

1. U. S. Program for the Geodynamics Project: Scope and Objectives. National Academy of Sciences, Washington, D. C., 1973.

*) Я благодарю д-ров А. Бетчера, Л. Лиу, Ф. Стейси, П. Белла и У. Каулу. Я особенно признателен д-ру Ч. Дрейку за его руководство в течение всего десятилетия выполнения Геодинамического проекта. Работа поддерживалась дотациями Национального научного фонда США EAR 800-8272 и EAR 79-11212. Публикация 2091 Института геофизики и физики планет, Калифорнийский университет, Лос-Анджелес, США.

2. U. S. National Report to the 17th General Assembly, International Union of Geodesy and Geophysics, 1979. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **17**, 303, 744, 1010, 1352, 1591, 1979.
3. *Tozer D. C.* *Sci. Prog.* London, **64**, 1, 1977.
4. *Lachenbruch A. H., Sass J. H.* *Geol. Soc. Am. Mem.* 132, 1978, p. 209.
5. *Boyd F. R.* *Geochim. Cosmochim. Acta*, **37**, 2533, 1973; *MacGregor I. D.* *Am. Mineral*, **59**, 110, 1974.
6. *Mercier J. C. J.* *Geophys. Res.* (в печати).
7. *Irvine R. D., Stacey F. D.* *Phys. Earth Planet. Inter.*, **11**, 157, 1975.
8. *Ващенко В. Я., Зубарев В. Н.* *Физика твердого тела*, **5**, № 3, 886, 1963
9. *Anderson O. L.* *Phys. Earth Planet. Inter.*, **18**, 221, 1979; *J. Geophys. Res.*, **84**, 3537, 1979.
10. *Stacey F. D.* *Phys. Earth Planet. Inter.*, **15**, 341, 1977.
11. *Jeanloz R., Richter F. M.* *J. Geophys. Res.*, **84**, 5497, 1979; *Brown J. M., Shankland T. J.* *Geophys. J.* (в печати); *Anderson O. L.*, *Am. Geophys. Union Monogr.* (в печати).
12. *Akaogi M., Akimoto S.* *Phys. Earth Planet. Inter.*, **19**, 31, 1979.
13. *Liu L.* *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 237, 1977.
14. *Tozer D. C.* *Phys. Earth Planet. Inter.*, **6**, 182, 1972.
15. *Nakamura Y., Latham G., Lammler D., Ewing M., Duennebier F., Dorman J.* *Geophys. Res. Lett.*, **1**, 137, 1974; *Toksöz M. N.* *Rev. Geophys. Space Phys.*, **17**, 1641, 1979.
16. *Koyama K., Nakamura Y.* *Eos*, **61**, 283, 1980
17. *Baumgardner J., Anderson O. L.* *In: Advances in Space Exploration.* Pergamon, New York (в печати).
18. *McKenzie D. P., Weiss N.* *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **42**, 131, 1975.
19. *Schubert G., Stevenson D., Cassen P. J.* *Geophys. Res.*, **85**, 2531, 1980.
20. *Mao H. K., Bell P. M.* *Science*, **200**, 1145, 1978.
21. *Liu L., Bassett W. A. J.* *Geophys. Res.*, **80**, 3777, 1975.
22. *Mao H. K., Bell P. M.* *Carnegie Inst. Washington Yearb.*, **76**, 904, 1977; *Bell P. M.*, *Rev. Geophys. Space Phys.*, **17**, 788, 1979.
23. *Liu L.* *Earth Planet. Sci. Lett.*, **42**, 202, 1979.
24. *Mao H. K., Bell P. M., Yagi T.* *Carnegie Inst. Washington Yearb.*, **77-78**, 625, 1978-1979.
25. *Yagi T., Bell P. M., Mao H. K.* *Ibid.*, p. 617.
26. *Jeanloz R., Ahrens T. J., Bell P. M., Mao H. K.* *Ibid.*, p. 628.
27. *Anderson D. L.* *Geophys. Res. Lett.*, **6**, 433, 1979.
28. *Bassett W. A., Brody E. M.* *High Pressure Research — Applications in Geophysics.* M. H. Manghnani and S. Akimoto, Eds., Academic Press, New York, 1977, p. 519; *Weidner D. J., Swyler K., Carleton H. J.* *Geophys. Res. Lett.*, **2**, 189, 1975; *Weidner D. J., Wang H., Ito J.* *Phys. Earth Planet. Inter.*, **16**, P7, 1978.
29. *Weidner D. J., Bass J. D., Ringwood A. E., Sinclair W.* *Eos*, **61**, 379, 1980.
30. *Sumino Y., Ohno I., Goto T., Kumazawa M.* *J. Phys. Earth*, **24**, 263, 1976; *Sumino Y.* *Ibid.*, **27**, 209, 1979.
31. *Anderson D. L., Sumino Y.* *Geophys. Res. Lett.* (в печати).
32. *Suzuki I. J.* *Phys. Earth*, **27**, 53, 1979.
33. *Boehler R., Getting I., Kennedy G. C. J.* *Phys. Chem. Solids*, **38**, 233, 1977; *Boehler R., Ramakrishnan J. J.* *Geophys. Res.* (в печати).

34. Anderson O. L. *Phys. Chem. Minerals*, **5**, 33, 1979.
35. Zharkov V. N., Trubitsyn V. P. *Physics of Planetary Interiors*. Pachart, Tucson, Ariz., 1977. [Имеется русское издание: Жарков В. Н., Трубицын В. П. Физика планетных недр.— М.: Наука, 1980].
36. Anderson O. L., Sumino Y. *Phys. Earth Planet. Inter.* (в печати).
37. Bukowinski M. S. T. *Ibid.*, **13**, 333, 1977.
38. Carter N. L. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **14**, 301, 1976; *Martin III R. J. Ibid.*, **17**, 1132, 1979; *Logan J. M. Ibid.*, p. 1121.
39. Tullis J. A. *Ibid.*, p. 1137.
40. Kolstadt D. L., Goetze C., Durham W. B. *The Physics and Chemistry of Minerals and Rocks*. R. G. J. Strens, Ed., Wiley, London, 1979, p. 35.
41. Cathles L. M. *The Viscosity of the Earth's Mantle*. Princeton Univ. Press, Princeton, N. J., 1975.
42. Kaula W. M. *J. Geophys. Res.*, **68**, 4967, 1963.
43. Oxburgh E. R., Turcotte D. L. *Rep. Prog. Phys.*, **41**, 1249, 1978; *Richter F. Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **6**, 9, 1978; *Turcotte D. L. Rev. Geophys. Space Phys.*, **17**, 1090, 1979.
44. Hager B. H., O'Connell R. C. *Eos*, **60**, 391, 1979.
45. DePaolo D. J. *Eos*, **61**, 207, 1980, аннотация U9; *Geochim. Cosmochim. Acta*, **44**, 1185, 1980; *Wasserburg J., DePaolo D. J. Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **76**, 3594, 1979.
46. Anderson D. L., Sammis C., Jordan T. *Science*, **171**, 1103, 1971.
47. Anderson O. L. *J. Geophys. Res.*, **70**, 1457, 1965; *Liebermann R. C. Schreiber E. Earth Planet. Sci. Lett.*, **32**, 77, 1969.
48. Anderson D. L., Hart R. S. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **16**, 289, 1978.
49. Anderson O. L. *J. Geophys. Res.*, **85**, 7003, 1980.
50. Anderson D. L., Kanamori H., Hart R. S., Liu H. P. *Science*, **196**, 1104, 1977.
51. Lindemann F. A. *Phys. Z.*, **11**, 609, 1910.
52. Stacey F. D., Irvine R. D. *Aust. J. Phys.*, **30**, 641, 1977.
53. Stevenson D. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **22**, 42, 1980.
54. Hill R. E. T., Boettcher A. L. *Science*, **167**, 980, 1970.
55. Kusairo I. *Am. J. Sci.*, **267**, 269, 1979.
56. Wyllie P. J. *Am. Mineral.*, **64**, 469, 1979.
57. Boettcher A. L., O'Neil J. R. *Am. J. Sci.*, 280-A, 594, 1980.
58. Demarest H. H., Ota J. R., Anderson O. L. *High Pressure Research — Applications in Geophysics*. M. H. Manghnani and S. Akimoto, Eds., Academic Press, New York, 1977, p. 281.
59. Dziewonski A. M., *Rev. Geophys. Space Phys.*, **17**, 303, 1979.
60. Dziewonski A. M., Hales A. L., Lapwood E. R. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **10**, 12, 1975.
61. Hales A. L., Muirhead K., Ryan J. M. *Tectonophysics*, **63**, 309, 1980.
62. Walt J. P. et al. *Geology*, **3**, 92, 1975.
63. Brett R. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **37**, 165, 1973; *Rev. Geophys. Space Phys.*, **14**, 375, 1976; *Ringwood A. E. Origin of the Earth and Moon*. Springer-Verlag, New York, 1979.

ГОРЯЧИЕ ТОЧКИ, БАЗАЛТЫ И ЭВОЛЮЦИЯ МАНТИИ

Дон Л. Андерсон*)

Распределение концентраций рассеянных элементов в базальтах континентов и океанических островов и в базальтах срединно-океанических хребтов комплексно. Относительные размеры областей источников этих фундаментально различных типов базальтов можно вычислить по закономерностям обогащения — обеднения (истощения) рассеянными элементами. Их общий объем занимает большую часть мантии выше границы на глубине 670 км. Такие родоначальные области-источники выделились в результате ранней дифференциации мантии и фракционирования кристаллов из образовавшегося расплава. Источник базальтов срединно-океанических хребтов развился из эклогитового кумулята, который в различное время отдавал свои обогащенные на поздней стадии флюиды в вышележащую мантию и континентальную кору. Источник этих базальтов обогащен гранатом и клинопироксеном, тогда как источником континентальных базальтов и базальтов океанических островов был гранатовый перидотит, который претерпел вторичное обогащение. Эти соотношения согласуются с эволюцией земного океана магмы.

Горячие точки, или плюмы (мантийные струи), еще полностью не вписались ни в тектоническую, ни в геохимическую схему эволюции мантии. Горячая точка — это относительно стационарная и долгоживущая тепловая аномалия в мантии, являющаяся источником различных магм, обогащенных рассеянными элементами и питающих вулканы океанических островов и внутренних частей континентов. С точки зрения мантийных процессов и химической эволюции мантии щелочной вулканизм, приуроченный к горячим точкам, является очень важным процессом даже несмотря на то, что количество продуктов этого вулканизма мало по сравнению с объемом абиссальных толеитов [1]. Процессы формирования и субдукции океанической коры и литосферы, несомненно, объясняют подавляющую часть переноса вещества в верхнюю мантию и из нее, а изучение базальтов срединно-океанических хребтов (БСОХ) позволило наложить важные ограничения на ту часть мантии, в которой генерируются магмы — источники этих базальтов. Однако результаты исследования рассеянных элементов и изотопов показывают, что область источника БСОХ не может характеризовать средний состав мантии, а кроме того, что она не могла существовать как нечто самостоятельное со свойственными ей ныне характеристиками в продолжение всего времени жизни Земли.

Состав, расположение и объем этого источника БСОХ, который я обозначаю как ИБСОХ, все еще не вполне ясны. По-видимому, эта область

*) Автор — директор Сейсмологической лаборатории Калифорнийского технологического института, Пасадена 91125, США.

очень велика, однородна, глобальна по протяженности и является результатом более раннего процесса дифференциации или фракционирования, который привел к обеднению ее, по сравнению с другими областями-источниками, большинством некогерентных элементов, т. е. тех рассеянных элементов, которые интенсивно концентрируются в расплавах, возникающих при частичном плавлении. С другой стороны, ясно, что в нем присутствует базальтовый компонент. Континентальная кора и БСОХ являются комплексными по отношению как рассеянных элементов, так и изотопов [2, 3]. Образование континентов, по-видимому, по крайней мере частично, было причиной истощения так называемой океанической мантии. Если континентальная кора является единственным обогащенным резервуаром, то, как показывают расчеты баланса массы, лишь около 30% мантии подверглось воздействию указанных выше процессов, а остальная часть осталась недифференцированной и сохранила первичный состав [3, 4].

Существование большого первоначального резервуара трудно увязать с другими данными о ранней термической эволюции планетных недр. Однако имеются признаки дополнительного обогащенного резервуара в мантии. Магмы из внутренних районов континентов, рифтовых зон, океанических островов, аномальных участков срединных хребтов и островных дуг, мантийные ксенолиты из кимберлитов и щелочных базальтов и сами кимберлиты — все это указывает на существование мантийного резервуара, в котором концентрация рассеянных элементов также является комплексной по отношению к содержанию их в БСОХ. Этот резервуар, по-видимому, также является глобальным и может поставлять магмы в разнообразные тектонические обстановки, включая все типы границ плит, а также внутренние части последних. Эти магмы, одним из примеров которых являются щелочные базальты, не столь обильны, как БСОХ, но указывают на присутствие обогащенной области или слоя, который может быть существенно большим по объему, чем континентальная кора. Я буду называть его резервуаром горячих плюмов либо просто ПЛЮМ (PLUME)^{*)} и допускаю, что он является источником щелочных базальтов, нефелинитов, мелилититов, базанитов, кимберлитов и континентальных толеитов, которые формируются в нем при различной степени частичного плавления [6, 7]. Одним из диагностических признаков этих базальтов является характерное распределение редкоземельных элементов, которое подразумевает приблизительно десятикратное обогащение источника легкими редкоземельными элементами и трехкратное обогащение тяжелыми редкоземельными элементами по сравнению с хондритами [6—8].

Базальты ПЛЮМ также характеризуются высокими отношениями

^{*)} Для тех, кто настаивает на акронимах, PLUME можно рассматривать как сокращение, образованное из начальных букв английских слов «основной слой обогащения верхней мантии» (principal layer of upper mantle enrichment). Другие, возможно, захотят рассматривать его просто как английское слово с французским, латинским и немецким корнями, как говорилось в работе [5].

Rb/Sr, Rb/K, Ba/K, Nd/Sm, Ba/Nd, Ba/Sr, Nb/Zr, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ и высокими концентрациями H_2O , CO_2 , Ti, K, Rb, Sr, Ba, La, Nd, Th, U по сравнению с БСОХ. Эти характеристики свойственны как континентальным базальтам, так и базальтам океанических островов и, очевидно, проявляются, хотя и в ослабленной форме, также у базальтов тыловых бассейнов, островных дуг, переходных или аномальных участков срединных хребтов. К другим характерным особенностям, которые могут быть общими для обоих типов базальтов, относится высокое содержание Cl, F, Вг и первичного гелия [9], хотя эти элементы изучались в местах расположения лишь нескольких горячих точек. Процесс, который привел к обогащению базальтов ПЛЮМ, должен был истощать другие, предположительно более глубокие области мантии. Абсолютные и относительные размеры этих обогащенных и истощенных резервуаров имеют прямое отношение к проблемам эволюции мантии, и в частности к вопросу о том, имеется ли в мантии большой резервуар первоначальной магмы.

ИСТОЧНИКИ БАЗАЛЬТОВ

Континентальная кора исключительно богата некогерентными рассеянными и второстепенными элементами. Ими также обогащены и континентальные толеиты, базаниты, нефелиниты, щелочные базальты, кимберлиты и базальты океанических островов. Поэтому комплементарными по отношению к истощенному ИБСОХ могут быть гораздо большие по объему области, чем одна лишь континентальная кора. То, что все эти породы одинаковы по содержанию рассеянных элементов и изотопов, позволяет предположить, что все они независимо от их тектонической обстановки образовались из одного источника. В качестве такого резервуара ПЛЮМ рассматривалась континентальная мантия, некая обогащенная область или первичная мантия. Его положение точно не известно, но представляется, что это глобально развитый слой. Высказывались предположения, что этот резервуар расположен либо в самой верхней [6, 10], либо в самой нижней части мантии [11]. Наблюдается постепенное увеличение отношений рассеянных элементов, таких, как Ba/Nd, Nd/Sm, Ba/Sr, Ba/K и Rb/K, от базальтов океанических островов и островных дуг через базальты из аномальных участков срединных хребтов, континентальные толеиты и щелочные базальты до кимберлитов. БСОХ характеризуется значительно меньшими отношениями, чем базальты ПЛЮМ, а толеиты из тыловых бассейнов — в целом несколько большими отношениями, чем БСОХ. Концентрации рассеянных элементов закономерно изменяются в ряду: оливиновый мелилит, оливиновый нефелинит, базанит, щелочной базальт и оливиновый толеит, что можно объяснить различной степенью частичного плавления, изменяющейся от 4 до 25% в общей для них области источника, обогащенной в 10 раз по сравнению с хондритами сильно некогерентными элементами (Ba, Sr, Th, U и легкими редкими землями) и приблизительно в 3 раза — умеренно некогерентными элементами (Ti, Zr, Hf, Y и тяжелыми редкими землями) [6—8].

БСОХ поступают из совершенно иного источника, который обеднен литофильными элементами с большими ионными радиусами (элементами БИР). Комплементарный характер двух разных источников формирования базальтов, возможно, обусловлен миграцией из ИБСОХ расплава или флюида с концентрациями некогерентных элементов, близкими к их концентрациям в кимберлитах. Уход этой жидкости истощает ИБСОХ и обогащает комплементарный резервуар мантии. Верхняя мантия, и в частности зона пониженных скоростей (ЗПС), вероятно, является вместилищем этих жидкостей, обогащенных летучими и рассеянными элементами и, следовательно, возможно, областью формирования обогащенных магм, которые характерны для источника ПЛЮМ, или горячих точек. Кимберлиты поступают с глубин, достигающих 220 км, что согласуется с их формированием вблизи подошвы ЗПС. Ксенолиты в кимберлитах и щелочных базальтах представляют собой фрагменты мантийного вещества из разных, но меньших глубин и в целом также обнаруживают обогащение того типа, который установлен для ПЛЮМа. В настоящее время собрано большое количество данных о метасоматозе верхней мантии [12—14] и эпизодах обогащения, имевших место в различное время. Источник обогащения флюидов подробно не изучался.

Комплементарный характер континентальных и океанических толеитов иллюстрируется графиками в нижней части рис. 1. Распределение элементов в щелочных базальтах, нефелинитах, мелилититах и базанитах почти такое же, как в континентальных толеитах, и характеризуется их повышенными концентрациями, что согласуется с представлением об их образовании из того же источника, но в результате меньшей степени частичного плавления. Континентальные и абиссальные толеиты располагаются симметрично относительно прямой (горизонтальной на рис. 1), соответствующей 6—7-кратному обогащению по сравнению со средней концентрацией в мантии.

Базальты континентов и океанических островов относительно обеднены теми элементами, которые удерживаются в гранате и клинопироксене. Абиссальные толеиты, напротив, обогащены ими. Поскольку количество граната и клинопироксена уменьшается вплоть до полного исчезновения во время интенсивного частичного плавления, при котором, как обычно предполагают, образовались толеиты [6], обратные к гранату и клинопироксену распределения элементов в базальтах ПЛЮМ следует связывать с предшествующей историей, которая включает фракционирование эклогита и внедрение в ПЛЮМ какого-то флюида, например кимберлита, находившегося в равновесии с гранато-клинопироксеновой ассоциацией.

Представления о происхождении базальтов островных дуг все еще остаются противоречивыми, но они похожи на ПЛЮМ по отношениям таких рассеянных элементов, как Rb/K, Rb/Sr, Ba/K, Ba/Sr и Ba/Nd. Эти отношения у них более близки к отношениям в базальтах океанических островов, щелочных базальтах и континентальных платобазальтах, чем в БСОХ. Базальты тыловых бассейнов являются промежуточными между магмами БСОХ и горячих точек. Это говорит о том, что они пред-

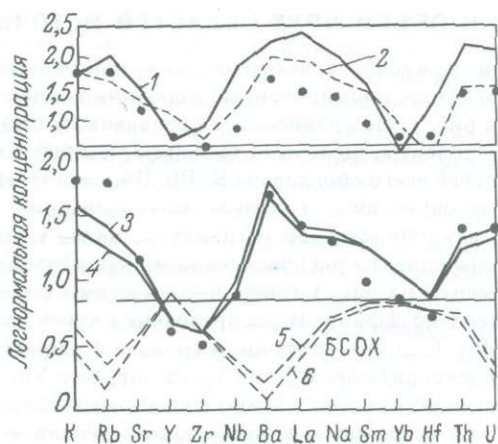


Рис. 1. Нормированные концентрации рассеянных элементов в континентальной коре (точки), континентальных базальтах (1 — кимберлитах, 2 — щелочных базальтах, 3 и 4 — континентальных толитах) и базальтах срединно-океанических хребтов (БСОХ, кривые 5, 6) [2, 6, 8, 41]. Все концентрации нормированы путем деления их на значения концентрации на Земле по Ганапати и Андерсу [20], пересчитанные в мантийные эквиваленты. Кривые 4 и 6 нормированы путем деления концентраций на мантийные концентрации после вычитания вклада континентальной коры, как и кривые 1 и 2. Комплементарный характер БСОХ и других типов магмы очевиден. Континентальная кора не является единственным «обогащенным» резервуаром.

ставляют собой результат смешения продуктов более глубокого источника БСОХ и вышележащего обогащенного источника. По отношениям рассеянных элементов и изотопов толита океанических островов, по-видимому, также являются продуктом смешения [2]. Тот факт, что присутствие как БСОХ, так и базальтов с континентальными свойствами или ПЛЮМ возможно в срединных хребтах, в островных дугах, на океанических островах и в хорошо развитых континентальных рифтах, свидетельствует о стратифицированной (по составу) мантии. Порядок появления этих типов базальтов согласуется с обогащением более близкого к поверхности слоя некогерентными рассеянными элементами. В стратифицированной мантии более глубокий слой должен быть более плотным и, следовательно, обогащенным гранатом. Отношение концентраций в БСОХ к таковым в континентальных толитах показывает, что ИБСОХ, хотя и источник в отношении многих некогерентных рассеянных элементов, избирательно удерживает наиболее подходящие к кристаллическим решеткам граната и клинопироксена. Это свидетельствует о том, что ИБСОХ представляет собой эклогитовый или гранат-пироксенитовый кумулят. Это может быть оливниновый или пикритовый эклогит.

СОСТАВ И ОБЪЕМ ДВУХ ОБЛАСТЕЙ ИСТОЧНИКОВ

Концентрации важнейших некогерентных рассеянных элементов в магмах различного типа, нормированные к средним концентрациям в мантии, показаны на рис. 1. По сравнению с осредненным веществом мантии континентальные толеиты, щелочные базальты, кимберлиты и континентальная кора сильнее всего обогащены K, Rb, Ba, La и U. Именно эти элементы наиболее несовместимы с главными минералами мантии: оливином, ортопироксеном, клинопироксеном и гранатом; иначе говоря, они имеют самые низкие коэффициенты распределения минерал/расплав. Другие некогерентные элементы на рис. 1 также несовместимы с оливином и ортопироксеном и имеют коэффициент распределения менее 0,03 в отношении этих минералов [6]. С другой стороны, в гранате и клинопироксене коэффициенты распределения более 0,1 для Y, Nd, Sm, Sg и Yb. Эти элементы в наименьшей степени обогащают магмы со свойствами базальта континентов и океанических островов и в наибольшей степени — магмы БСОХ. Представляется, что гранат и клинопироксен являются широко распространенными минералами в ИБСОХ и что жидкость, которая обогащала ПЛЮМ, ранее находилась в равновесии с резервуаром, богатым гранатом и клинопироксеном.

Особенно важна высокая концентрация Y и Yb в БСОХ (см. рис. 1) по сравнению с другими элементами и с их концентрацией в базальтах из ПЛЮМа — обогащенной области формирования. У этих элементов коэффициенты распределения минерал/расплав больше единицы для граната. Расчеты баланса массы показывают, что наибольшая часть имеющихся на Земле Y и Yb, по-видимому, находится в ИБСОХ. Это возможно только в том случае, если гранат является доминирующей фазой и если большая часть мантии или вся она испытала дифференциацию. Частичное плавление изначальной мантии приводит к концентрации Y и Yb в расплаве; кристаллизация этого расплава при умеренном давлении должна вести к концентрации этих элементов в эклогитовом кумуляте.

Представление об относительном объеме двух областей источников можно получить из рис. 1, если допустить, что эти источники плюс континентальная кора в совокупности дают недифференцированное распределение сильно некогерентных элементов на Земле. Приняв массу континентальной коры равной 0,56% от массы мантии [3], я вычислил, что масса БСОХ должна в 12—15 раз превышать массу толеитов, содержащихся в ПЛЮМе. Континентальные толеиты соответствуют приблизительно 20%-ному плавлению области формирования перидотитов [6], и БСОХ должны быть смешаны не менее чем с 15% оливина, чтобы был воспроизведен состав их материнской магмы [15, 16]. Допускается, что остаточные кристаллы в обоих случаях истощены из-за их очень низких коэффициентов распределения [6, 8]. Следовательно, масса ИБСОХ по крайней мере в 2,8—3,5 раза превышает ПЛЮМ, а объединенный источник обогащен по сравнению с исходной мантией приблизительно в 3,3—3,8 раза. Отметим, что БСОХ истощены лишь относительно: по сравнению со средними ман-

тийными концентрациями БСОХ обогащены. Это позволяет предположить, что область ИБСОХ плюс ПЛЮМ является комплементарной по отношению к остальной мантии, из которой она, по-видимому, выделилась в результате частичного плавления. Степень обогащения указывает на дифференциацию всей мантии и на то, что объем остаточной мантии приблизительно в 2,5 раза больше, чем объединенных резервуаров. Далее я покажу, что он равен объему нижней мантии.

Если допустить, что сильно некогерентные элементы были полностью фракционированы между двумя областями, то можно вычислить общую массу этих областей. Например, если нижняя мантия обеднена La, то объединенный источник составляет 26—30% объема мантии. Это соответствует мощности 560—640 км в верхней мантии, или области, протягивающейся вверх от границы раздела на глубине 670 км до глубины 27—110 км. Если мы примем, что переходная область на глубине 220—670 км отвечает источнику [17], то ПЛЮМ будет иметь мощность 130—160 км, что близко к средней мощности слоя пониженных скоростей.

Аналогичные вычисления по другим сильно некогерентным элементам (K, Rb, Ba, U) помещают область ИБСОХ плюс ПЛЮМ в диапазон от 21 до 38% объема мантии. Это верхняя граница, поскольку допускалось, что вся мантия претерпела фракционирование и истощилась. Однако данную оценку можно считать хорошим приближением, если оливин и ортопироксен являются основными остаточными фазами. Существенно, что приведенные выше оценки относительного и абсолютного размеров главных мантийных резервуаров согласуются с основными подразделениями верхней мантии: зоной пониженных скоростей (ЗПС) и переходной зоной. Глубина 670 км соответствует важной сейсмической границе и максимальной глубине землетрясений. Сейсмические данные указывают на изменения химического состава вблизи этой глубины [17, 18].

Для вычисления размеров отдельных резервуаров можно использовать другие элементы. Коэффициенты распределения Yb и Y таковы, что эти элементы сильно тяготеют к гранатовой структуре [19]. Концентрации обоих элементов в БСОХ повышены по сравнению с ПЛЮМом, и это означает, что в первом содержится большая доля граната, чем во втором. Если вся комплементарная мантийная часть Y и Yb сосредоточена в ИБСОХ, последний должен занимать 14—17% мантии, что эквивалентно мощности верхней мантии 300—364 км. Скандий содержится в гранате и клинопироксене в количестве в 8 раз большем, чем в оливине и ортопироксене. Если мы примем это отношение обогащения ИБСОХ по сравнению с остальной мантией, то ИБСОХ составит 26% мантии.

K, Rb, Ba, La и U имеют наиболее высокие относительные концентрации в ПЛЮМе. Это элементы, которые имеют самые низкие коэффициенты распределения в основных минералах мантии и, вероятнее всего, концентрируются в ПЛЮМе в результате переноса расплавами или метасоматическими флюидами. Содержание этих элементов в ПЛЮМе может охватывать все их количество в мантии, если ПЛЮМ составляет 9—19% объема мантии.

Теперь, используя приведенные выше оценки относительных размеров областей двух источников и значений концентрации элементов в Земле по данным Ганапати и Андерса [20], мы можем вычислить общее содержание рассеянных элементов в различных резервуарах. Континентальная кора содержит более 26% имеющегося в мантии — коре количества K, Rb и Ba и менее 8% Sr, Y, Zr, Nb, Sm, Yb и Hf. «Истощенный» ИБСОХ содержит более 50% имеющегося на Земле количества Y, Zr, Nd, Sm, Yb, Hf и Th и более 20% Nb, La и U. Хотя ПЛЮМ и генерирует сильно обогащенные магмы, он содержит лишь около 10—20% планетарного количества K, Rb, Sr, Nd, Sm, Yb, Th и U. Он представляет собой основное хранилище Ba и La и характеризуется небольшим общим содержанием Y, Zr, Nb и Hf (менее 7%). Кора и два резервуара в верхней мантии ответственны за 75% земного теплового потока. Следовательно, только 25% теплового потока Земли исходит из нижней мантии, ядра или образуется при остывании от первоначально высоких температур. Около 40% приходится на ИБСОХ. Вклад континентальной коры и ПЛЮМа составляет приблизительно 18%. Нижняя мантия может быть практически лишена K, Th и U.

Это распределение источников тепла влияет на режим конвекции в двух резервуарах. Если ПЛЮМ — более близкий к поверхности резервуар, то он нагревается главным образом снизу и, следовательно, для него будут характерны узкие восходящие струи. В противоположность ему ИБСОХ нагревается в основном изнутри самого себя, и для него будут характерны более широкие восходящие течения и узкие нисходящие струи или «пластины». Если ИБСОХ подстилается обширной неистощенной, т. е. первоначальной, мантией, то можно ожидать, что БСОХ будут изливаться в узких струях из-за сильного нагревания снизу.

МИНЕРАЛОГИЯ ДВУХ ОБЛАСТЕЙ ИСТОЧНИКОВ

Если два источника связаны между собой, то можно определить кажущийся коэффициент распределения, находя отношение концентраций в БСОХ к таковым в континентальных толеитах или континентальных плато-базальтах. Это отношение показано на рис. 2 наряду с коэффициентами распределения минерал/расплав для граната, клинопироксена, ортопироксена и оливина. Толенты участвуют в этом сравнении потому, что они, вероятно, являются продуктами высокой степени частичного плавления. Поэтому распределение рассеянных элементов в них будет таким же, как и в их источнике, и будет наблюдаться относительно равномерное обогащение. Отношение концентраций в двух резервуарах можно объяснить, если ИБСОХ состоит в основном из граната и клинопироксена, а ПЛЮМ обогащен флюидами, которые были в равновесии с этим слоем, и, следовательно, истощен в отношении таких элементов, как Zr, Nb, Y, Yb, Hf и тяжелые редкие земли.

БСОХ обогащены Y и Zr по сравнению с континентальными толеитами и лишь слегка обеднены Hf и Yb. Как БСОХ, так и континентальные толеиты представляют собой продукты высокой степени частичного плавления

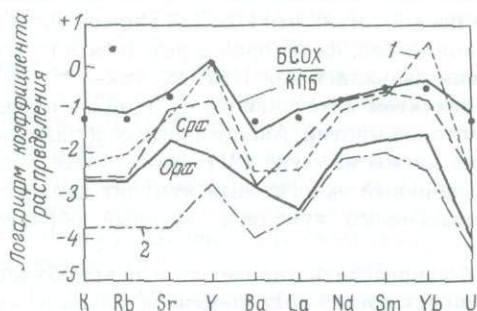


Рис. 2. Коэффициенты распределения кристалл/жидкость для граната, клинопироксена, ортопироксена и оливина [6]. Жирная линия показывает отношение концентраций в первичных БСОХ [42] к концентрациям в континентальных толеитах [2, 6]. Отсюда следует, что БСОХ возникли в результате плавления области источника с высоким содержанием граната и клинопироксена и что из источника континентальных толеитов или платобазальтов (КПБ) был удален эклогит. Точки соответствуют модели (см. примечание на стр. 206), в которой протоисточник БСОХ представлен эклогитовым ортокумулятом из фракции начального расплава при первоначальной дифференциации мантии. Источник базальтов континентов и океанических островов, или ПЛЮМ, представляет собой неглубокий кумулят, обогащенный расплавом поздней стадии дифференциации из протоисточника БСОХ-кумулятного слоя. *Срх* — клинопироксен, *Орх* — ортопироксен; 1 — гранат, 2 — оливин.

соответствующих им областей формирования. Можно ожидать, что в этих условиях гранатовый перидотит теряет большую часть содержащегося в нем граната и клинопироксена. Приведенные выше результаты показывают, что первичный гранат должен быть второстепенным минералом в ПЛЮМе, но главным компонентом в ИБСОХ. БСОХ истощены в отношении большинства таких некогерентных элементов, как K, Rb, Ba и U, но не настолько, насколько можно было ожидать в том случае, если бы источник этих базальтов состоял целиком из остаточных кристаллов. Это позволяет предположить, что ИБСОХ развился из расплава, по-видимому в результате какого-то эпизода ранней дифференциации, и состоит из смеси расплава с избыточным гранатом, который появился здесь во время кристаллизации, т. е. он является ортокумулятом. Верхняя часть мантии должна состоять из более легких кумулятных и остаточных кристаллов и поздних флюидов, которые обеднены элементами, удерживаемыми гранатом.

Эта последовательность событий, основанная на анализе рассеянных элементов, в точности совпадает с той, которую предложили О'Хара и др. [16] на основе петрологических соображений и исследований главных элементов. Эти авторы пришли к выводу, что материнская магма для толеитов океанических островов прошла этап выделения эклогита. Оставшаяся магма эволюционировала до толеитов океанических островов путем фракционирования оливина. На основе концентраций главных [17] и рассеян-

ных элементов я предполагаю, что ИБСОХ сложен эклогитовыми кумулятами. Материнская магма, из которой в результате кристаллизационного фракционирования развились как ИБСОХ, так и ПЛЮМ, должна быть пикритовой — продуктом интенсивного частичного плавления первичной гранато-перидотитовой мантии. Аналогичные соображения привели к концентрации океана магмы на Луне [21]. Из-за более высоких давлений в мантии Земли глубинный эклогитовый кумулят является аналогом плавающего плагноклазового кумулята, который образует кору лунных возвышенностей.

Для того чтобы определить, справедливо ли это объяснение в количественном отношении для рассеянных элементов, рассмотрим следующую модель. Первичная мантия разделяется на два резервуара за счет 15%-ного частичного плавления и выхода расплава на поверхность. Резервуар расплавленной фракции приблизительно в 6 раз обогащается некогерентными элементами, но из-за низких значений коэффициентов распределения характеризуется отношениями Rb/Sr и Sm/Nd , близкими к первоначальному. Кристаллизация расплава создает слой эклогитового кумулята, который моделируется смесью равных количеств граната и расплава; эта пропорция подходит для ортокумулята. Часть конечной 5%-ной фракции расплава (расплав, который находится в равновесии с эклогитом) удаляется, что влечет за собой истощение кумулятного слоя и обогащение вышележащей мантии. Отношения перемешивания были отрегулированы таким образом, чтобы первый мог образовать БСОХ при 15%-ном фракционировании оливина, а последняя могла образовать континентальные платобазальты при 20%-ном частичном плавлении*). Детальные расчеты баланса массы, приведенные в других работах, показывают, что ИБСОХ может содержать до 50% оливина. Следовательно, он может быть пикритовым эклогитом.

Результаты этого моделирования показаны точками на рис. 2. Они согласуются с представлением о том, что БСОХ — это результат интенсивного плавления области источника, которая представляет собой кумуляты высокого давления из фракции расплава первичной дифференциации, т. е. эклогит или гранатовый пироксенит.

*) Два источника (ИБСОХ и ПЛЮМ) построены следующим образом. Для первичной мантии (ПМ) мы используем величины, взятые из работы [20], и вычитаем 15% расплава (РА). Концентрации литофильных элементов БИР в РА и остаточной мантии (ОМ) вычислены с использованием коэффициентов распределения, пригодных для перидотитового остатка [3,6]. Эклогитовый кумулят (ЭК) — это смесь граната и равновесной межкумулятной жидкости в равных количествах. Чтобы получить распределение в ИБСОХ элементов БИР в случае истощения, удаляется половина из последних 5% расплава (ПР). Коэффициенты распределения для эклогитового остатка используются на этой стадии; ПР — это обогащающая или метасоматическая жидкость для ПЛЮМа, которая состоит из 10% ПР и 90% ОМ. Итак, ПМ развивается в РА и ОМ путем частичного плавления; РА развивается в ЭК и кремнийнедосыщенную жидкость при фракционировании эклогита. Наконец, ЭК минус ПР дает ИБСОХ; ОМ плюс ПР дает ПЛЮМ.

До формирования истощенных БСОХ эта область утратила содержащиеся в ней флюиды поздней стадии или, наоборот, кристаллизовалась полностью и затем утратила содержащуюся в ней фракцию раннего плавления в последующем цикле повторного нагревания. Перемещение этого флюида вверх обогатило ПЛЮМ. Таким образом, для концентрации литофильных элементов БИР в двух резервуарах верхней мантии требуются две стадии дифференциации и фракционирования. По изотопной характеристике ИБСОХ развивался почти как первичная мантия до тех пор, пока не отдал свои некогерентные элементы в ПЛЮМ. Затем он стал развиваться как истощенный резервуар. Базальты из ПЛЮМа должны иметь проинтегрированные по времени изотопные отношения, отвечающие истощенному, обогащенному или «первичному» состоянию в зависимости от того, когда произошло обогащение и до какой степени базальты ПЛЮМа смешались с БСОХ. Поскольку резервуар БСОХ содержит многочисленные конвективные ячейки, он не обязательно истощается во всех местах одновременно. Если кимберлиты представляют собой истощающий флюид, то может оказаться, что они поступали из относительно нефракционированного или «первичного» резервуара.

РАСПОЛОЖЕНИЕ ДВУХ ОБЛАСТЕЙ ИСТОЧНИКОВ

Разнообразные данные свидетельствуют о том, что ПЛЮМ расположен на небольшой глубине. Аномально низкие скорости сейсмических волн можно проследить до глубины около 250 км под Йеллоустоном, но глубже скорости имеют, по-видимому, нормальные значения [22]. Различная и небольшая степень частичного плавления, требуемая для образования мелилитов, нефелинитов, базальтов и щелочных базальтов [6] из общего источника, согласуется с представлением о диапирах, поднимающихся с различных, но небольших глубин. Толейты являются продуктом более высокой степени плавления, согласующейся с адиабатическим подъемом магмы с более глубоких уровней. Ксенолиты, захваченные кимберлитами и щелочными базальтами, содержат большое количество летучих и рассеянных элементов и характеризуют верхние 200 км мантии [12]. Интуитивно можно ожидать, что летучие вещества будут мигрировать вверх и захватываться холодной верхней мантией. Магмы, обогащенные летучими веществами и элементами БИР, встречаются не только под континентами, но и на островных дугах, где погружающаяся плита возмущает верхнюю мантию. Базальты типа ПЛЮМ встречаются в континентальных рифтах. Эти рифты со временем переходят в океанические хребты с изолированными горячими точками океанических островов там, где рифтогенез привел к формированию океанического бассейна.

Имеются также предположения о существовании некоторых геометрических ограничений. Объем ЗПС достаточен для образования базальтов ПЛЮМ, но не гигантских по объему БСОХ [10]. Предпочтительный режим конвекции в области с высоким градиентом температуры и быстро изменяющейся вязкостью принимает форму шестиугольных ячеек с поднимаю-

щимися центрами [23]. Это, по-видимому, согласуется с распределением [24] и небольшим площадным распространением горячих точек. В более однородных частях мантии, где градиент температуры меньше и вязкость более однородна, возможен режим переноса тепла линейно вытянутыми ячейками. Поэтому системы линейных хребтов и однородность океанических толщ указывают на более глубокий источник, который расположен ниже зоны больших вертикальных и горизонтальных вариаций, наблюдающихся в верхних 200 км. Погружение океанической литосферы в мантию, судя по распределению землетрясений на глубине, по-видимому, происходит между 200 и 670 км. Изотопная и геохимическая характеристика ИБСОХ может сохраняться, если этот источник также расположен между этими глубинами. Температура верхней мантии ближе всего к точке плавления на глубинах от ~ 150 до 250 км, и, следовательно, именно в этом диапазоне глубин наиболее вероятно образование диапиров.

Трудно вычислить глубину, на которой происходит новое частичное плавление. Сейсмические данные по нескольким горячим точкам указывают на низкие скорости до глубины по крайней мере 150 км [22, 25]. Температура излияния 1300°C и высокая степень частичного плавления требуют, чтобы плавление началось глубже 150—200 км [26]. Имеются некоторые признаки кристаллизационного фракционирования в расплавах на глубине 280 км [27]. Фрагменты мантии, вынесенные к поверхности щелочными базальтами и кимберлитами, в целом не обладают таким распределением рассеянных элементов, какое необходимо для ИБСОХ. Следовательно, магмы ПЛЮМ могут образоваться на малых глубинах, но ИБСОХ должен находиться глубже 200 км. Можно ожидать, что в гравитационно-стратифицированной мантии более глубокие слои будут плотнее и, следовательно, богаты гранатом. Неспособность молодой плавучей литосферы погружаться при субдукции глубже 220 км свидетельствует об увеличении плотности на этой глубине, и здесь может находиться граница между областями двух источников [17]. Если принять во внимание все имеющиеся данные, то окажется, что ПЛЮМ может совпадать с ЗПС, а диапиры, поднимающиеся от кровли переходной области, поставляют магмы, из которых образуются БСОХ.

МАГМАТИЧЕСКИЙ ОКЕАН ЗЕМЛИ

Комплементарное распределение элементов БИР в основных типах магм на Земле напоминает данные по Луне, которые привели к широкому признанию концепции о кристаллизационном фракционировании и образовании кумулятов в океане магмы или обширных лавовых озерах [21]. Появление различных источников связывается со слоем кумулятов и остаточным жидким слоем, которые образовались при кристаллизации магматического океана мощностью около 300 км; этот океан в свою очередь образовался в результате самого раннего плавления по крайней мере половины Луны. Если столь малое тело, как Луна, претерпело такую интенсивную дифференциацию и фракционирование, то Земля тем

более должна была пройти через них. Степень частичного плавления ~15—25%, которая требуется, чтобы объяснить обогащение резервуаров верхней мантии на Земле, на самом деле относительно умеренна. Хотя энергия аккреции Земли гораздо больше, чем Луны, большой размер Земли обуславливает конвекцию с большим числом Рэлея и быстрый рост температуры плавления с глубиной. Это, а также скрытый тепловой буфер и высокая температура плавления оливина могли предотвратить более интенсивное плавление в глобальном масштабе. 15%-ный расплав означает, что мощность магматического океана была близка к 400 км. Давление внутри Земли выше, чем на Луне. Поэтому раннее фракционирование эклогита на глубине не дало развиться обширному фракционированию плагиоклаза, которое на Луне привело к раннему формированию анортозитовой коры.

Кристаллизация магматического океана должна начинаться от его основания из-за относительных наклонов адиабаты и линии ликвидуса. Фазы, близкие к ликвидусу, на глубинах свыше 60 км представлены гранатом и клинопироксеном [16, 28] и будут формировать эклогитовый или гранат-пироксенитовый кумулятивный слой. Хотя в мантии имеется сейсмическая граница вблизи глубины 400 км, эклогит имеет большую плотность, чем остаточный перидотит, до глубин порядка 670 км [17]. Поэтому такие кумуляты будут погружаться до указанной глубины, вытесняя остаточную мантию вверх. Итак, самая верхняя часть мантии будет состоять из оливиновых и пироксеновых кумулятов, а также из остаточного флюида из магматического океана и вытесненной остаточной нижней мантии. Из соображений, изложенных в этой статье, вытекает, что кровля эклогитового слоя может залегать на глубине всего лишь 220 км [17] или, наоборот, на глубине 370 км. Следовательно, граница раздела в мантии вблизи 400 км, которую обычно отождествляют с оливино-шпинелевым фазовым переходом, может быть либо химической границей, либо соответствовать завершению фазового перехода от гранатового пироксенита (эклогита) в гранатит (твердый раствор граната) [29].

ИЗОТОПНЫЕ ОТНОШЕНИЯ В ОБЛАСТЯХ ДВУХ ИСТОЧНИКОВ

Исследования изотопов Sr и Nd накладывают важные временные ограничения на эволюцию мантийных резервуаров [30—32]. Континентальная кора и истощенный резервуар имеют средний возраст 1,5 млрд. лет [3]. Хотя кимберлиты и континентальные платобазальты обогащены элементами БИР, их относили к первичному резервуару [2, 3, 30, 33]. Как будет показано далее, данные не требуют такой интерпретации. Некоторые мантийные фрагменты могут происходить из древних обогащенных резервуаров [14], а некоторые — из резервуаров, которые были обогащены лишь недавно [14, 34, 35].

Рассмотрим первичную мантию, которая частично плавится и раз-

деляется на два резервуара, как и прежде, в результате вынесения расплава вверх. Нижняя мантия состоит из остаточных кристаллов и поэтому обеднена некогерентными элементами. Расплав фракционирует на более глубокий, обогащенный гранатом кумулятивный слой и неглубокий перидотитовый слой. 5%-ная фракция расплава переносится из более глубокого в менее глубокий слой в разное время^{*)}. Изотопные отношения Nd и Sr для двух резервуаров показаны на рис. 3. Горизонтальная шкала в центре рисунка показывает возраст эпизодов истощения и обогащения. Теоретические линии корреляции $\epsilon_{Nd} - \epsilon_{Sr}$ согласуются с данными и указывают, что ИБСОХ был истощен в какое-то время между 1,5 и 2,5 млрд. лет назад. Перераспределение элементов БИР позволяет удовлетворить изотопным данным по мантии, даже если первоначальная дифференциация происходила на раннем этапе истории Земли. Получающиеся возрасты эпизодов обогащения можно привести в соответствие с возрастом эпизодов истощения, если обогащение нарастало с постоянной времени около 2 млрд. лет. Отношения Rb/Sr и Nd/Sm для остаточной жидкости в кристаллизующемся эклогитовом кумуляте будут на самом деле увеличиваться со временем.

Таким образом, ограничения, накладываемые результатами исследования рассеянных элементов, петрологическими и термическими исследованиями на эволюцию мантии и различных резервуаров, не противостоят изотопным данным. Модель исследованного здесь типа близка к предшествующим представлениям о метасоматозе мантии и перераспределении рассеянных элементов [13, 14]. На основании изотопных данных часто допускают, что обогащение является близким предшественником извержения. Обогащенные магмы, обнаруживающие интегрированное по времени истощение, также могут представлять собой смеси обогащенных и истощенных магм.

СЛЕДСТВИЯ ДЛЯ ЭВОЛЮЦИИ МАНТИИ

Изотопные исследования указывают на то, что два основных резервуара мантии были изолированы друг от друга на протяжении более 1—2 млрд. лет [2, 3]. Представленные здесь данные о рассеянных и глав-

^{*)} Следующая модель дает наблюдаемую корреляцию между ϵ_{Nd} и ϵ_{Sr} . Как и раньше, 15% расплава удаляется из первичного резервуара. Кумулят протосточника БСОХ состоит на 60% из расплава и на 40% из граната. Это несколько отличается от отношений, использованных в предыдущем расчете, потому что мы теперь требуем соответствия только для Pb, Sr, Sm и Nd. Для целей данного анализа это различие несущественно. Моделируется истощение этого резервуара путем вычитания 5% расплава в различное время. Такое количество расплава использовалось для формирования континентальной коры и для обогащения или метасоматоза ПЛЮМа. Обогащенный резервуар в верхней мантии моделируется вычитанием 4% расплава из эклогитового кумулята, присутствием 21% первоначального расплава и 75% обедненного остатка первоначальной дифференциации. Это обогащение происходит в различное время.

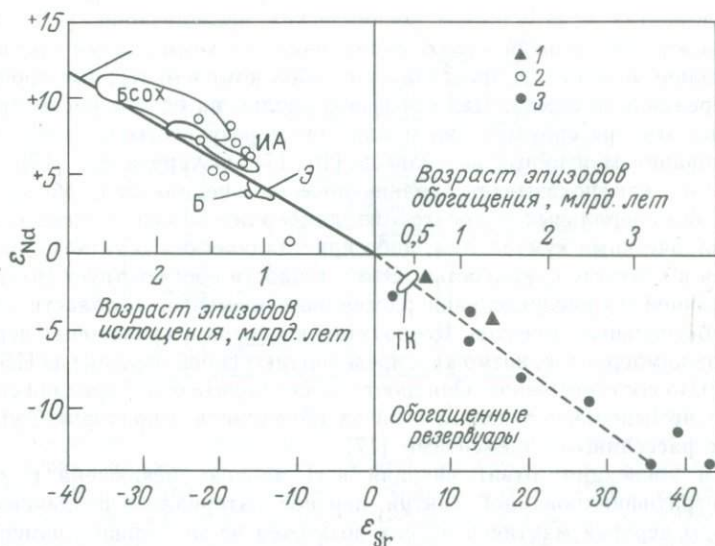


Рис. 3. Современные значения $\epsilon_{Nd} - \epsilon_{Sr}$ *) для эклогитового кумулята (сплошная линия), который был истощен в различные моменты времени путем удаления некоторой фракции расплава (5% расплава поздней стадии) [35]. Эта фракция расплава обогащает комплементарный резервуар (прерывистая линия) [13, 14, 30, 31, 34]. Наблюдаемые магмы могут поступать из резервуаров различного возраста или представлять собой продукты смешения истощенных и обогащенных магм. ИА — Исландия — Азорские о-ва; Б — о. Буве; Э — влк. Этна; ТК — Тристан-да-Кунья. 1 — Бразилия; 2 — Гавайские о-ва; 3 — мантийный диопсид.

*) Величины ϵ_{Nd} и ϵ_{Sr} — это отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$, выраженные как относительные отклонения (в единицах 10^{-4}) от соответствующих значений в первичном недифференцированном опорном резервуаре [2]. Таким образом, $\epsilon_{Nd} = 0$ означает исходную мантию со следующими свойствами. Небольшая степень частичного плавления приводит к фракционированию Rb/Sr и Sm/Nd как в расплаве, так и в остаточных кристаллах, и эти области последовательно развиваются как обогащенные и истощенные резервуары соответственно. При высокой степени частичного плавления (более 15%) расплав имеет близкие к первичным отношения Rb/Sr и Sm/Nd. Даже большая степень фракционирования оливина и ортопироксена из такого расплава не оказывает особого влияния на эти отношения. Гранатовые и клинопироксеновые ортокумуляты, т.е. почти равные доли кристаллов и расплава, также дают отношения, близкие к значениям, характерным для нефракционированного расплава. Эти результаты вытекают из малой величины коэффициентов распределения минерала и расплава и комплементарности концентраций граната и его межкумулятной жидкости.

ных элементах и результаты сейсмических исследований [17] свидетельствуют, что мантия стратифицирована по химическому составу и что различные части ее представляют собой комплементарные продукты дифференциации Земли. Данный вывод сделан на основе рассмотрения магм из этих резервуаров, но аналогичные результаты получаются из исследования мантийных ксенолитов [16, 17]. О'Хара и др. [16] отмечают, что, как показывает ограниченное количество фаз, обнаруженных в биминеральных эклогитах из кимберлитов, они являются либо кристаллическими кумулятами, либо кристаллическим остатком, развившимися в контакте с жидкостью. Это в точности соответствует ситуации, вытекающей из распределений рассеянных элементов в области источника абиссальных толеитов. Ксенолиты эклогитов и гранатовых перидотитов из кимберлитов, возможно, представляют собой образцы из ИБСОХ и ПЛЮМа соответственно. Они дают удовлетворительный средний состав мантии по основным окислам, если их объединить в пропорции, указываемые рассеянными элементами [17].

Хотя конвекция, охватывающая всю мантию, исключена в химически-стратифицированной мантии, перенос материала в различные резервуары верхней мантии и из них возможен из-за больших изменений объема, связанных с частичным плавлением и фазовыми переходами, например базальт — эклогит. Океаническую часть плитотектонического цикла можно обобщить следующим образом. Частичное плавление в эклогитовом слое создает условия для подъема диапиров к подошве океанической литосферы. Во время подъема из-за наличия адиабатических условий происходит интенсивное плавление. Это возможно из-за близости температур ликвидуса и солидуса в эклогите. Перидотитовые диапир могут плавиться лишь частично из-за их высоких температур ликвидуса. Образовавшийся расплав фракционирует в приповерхностных магматических камерах с образованием толеитовых расплавов, которые достаточно легки для того, чтобы подняться к поверхности. Пироксенитовый остаток образует нижнюю часть океанической литосферы. По мере остывания и утолщения литосферы эта нижняя часть превращается в гранатовый пироксенит или эклогит, который имеет большую плотность, чем подстилающая мантия. Океаническая литосфера становится гравитационно-неустойчивой и возвращается в область своего формирования, которая находится на глубинах между приблизительно 220 км или больше и 670 км.

Частичное плавление в неглубоком обогащенном перидотитовом слое генерирует континентальные базальты и базальты океанических островов и гарцбургитовый остаток, т. е. породы, которые легче, чем вещество в их области формирования. Эти продукты ПЛЮМа остаются в коре и верхней мантии. Некоторые летучие вещества возвращаются в ПЛЮМ вместе с субдуцированными осадками и гидротермально измененной океанической корой. Высокий градиент температуры в тепловом погранслое на границе раздела ПЛЮМ — ИБСОХ обеспечивает приближение существующих здесь температур к точке плавления [17]. Нарушение в

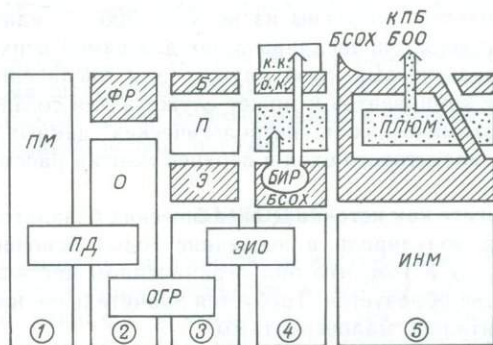


Рис. 4. Модель эволюции мантии. Первичная мантия (часть 1) частично расплавлена либо во время аккреции, либо при последующей общемантийной конвекции, которая переносит все вещество мантии через солидус на малых глубинах. Литофильные элементы с большими ионными радиусами (БИР) концентрируются в расплаве. Глубокий магматический океан (часть 2) разделяется на тонкий, обогащенный плагноклазом поверхностный слой и подстилающие его кумулятные слои — перидотитовый и с высоким содержанием граната (часть 3). Расплавы поздней стадии в эклогитовом кумуляте удалены (часть 4) и образуют континентальную кору (к. к.), обогащают перидотитовый слой и истощают область источника БСОХ, источник океанической коры (о. к.) и нижнюю часть океанической литосферы. Частичное плавление ПЛЮМа (часть 5) приводит к образованию континентальных платобазальтов (КРБ), базальтов океанических островов (БОО) и других обогащенных магм, оставляя истощенный остаток (гарцбургит) в верхней мантии. Излившиеся магмы могут быть продуктами смешения магм из источника БСОХ и ПЛЮМа. ПМ — первичная мантия, ПД — первоначальная дифференциация, О — остаток, ФР — фракция плавления, ОГР — остывание и гравитационное расслоение, Б — базальт, П — перидотит, Э — эклогит, ЭИО — эпизоды истощения и обогащения, ИНМ — истощенная нижняя мантия.

гипсометрическом положении границы, вызванное, например, конвекцией в ИБСОХ, может положить начало частичному плавлению и подъему диапиров. Тепловое возмущение (см. ниже) также может выступать в роли спускового механизма. Весьма вероятно, что, когда зрелая океаническая литосфера пройдет над горячей точкой, ее нижняя пироксениновая часть будет поставлять ксенолиты в щелочные магмы и в результате повторного плавления внесет вклад в содержание рассеянных элементов и изотопов в базальтах океанических островов. Эволюция мантии схематически показана на рис. 4.

Обычно предполагалось, что базальты всех видов представляют собой частичный расплав перидотитов. Состав мантии, получающийся на основе этого предположения, характеризуется существенно более низким содержанием SiO_2 , Al_2O_3 и CaO , чем модели, основанные на космохимических соображениях. Данные, использованные для построения пет-

рологических моделей, получены из верхних 200 км мантии, и поэтому модели, строго говоря, справедливы лишь для самой верхней части мантии. Мощный эклогитовый слой служит для увеличения содержаний указанных выше компонентов и может служить для согласования интерпретаций космохимических и петрологических данных. Возможность существования эклогитового слоя в верхней мантии рассматривал также Пресс [36].

Идея об эклогите как источнике океанических базальтов не нова [37], но она не была популярной в последние годы. Основное возражение против нее состоит в том, что при ограниченном частичном плавлении эклогита толеит не образуется. Требуется значительное или полное плавление, а оно считалось маловероятным.

Однако эклогит имеет крайне узкий интервал плавления (около 60° С) по сравнению с перидотитом [28, 38]. Поскольку диапиры не могут подниматься из эклогитового слоя в менее плотный перидотитовый слой до тех пор, пока не расплавятся в значительной степени, то эклогиту требуется лишь небольшое дополнительное повышение температуры относительно ликвидуса, чтобы его плавление завершилось. Это условие может быть обеспечено в поднимающемся диапире [39]. Если область источника представлена оливиновым эклогитом, то пикритовая материнская магма может образоваться при меньших степенях частичного плавления.

Пока еще не известно, почему начинается плавление. Одна из возможных причин состоит в изоляции, обеспечиваемой мощной континентальной литосферой. Горячие точки и срединные хребты в Атлантическом и Индийском океанах ранее 200 млн. лет назад находились под континентальной литосферой. Большое число горячих точек в настоящее время находится под относительно стационарным Африканским континентом. Это позволяет предположить, что континентальная изоляция, которая обеспечивается литосферой и препятствует эффективному переносу тепла мантии на поверхность, может быть причиной частичного плавления, которое в конечном счете приводит к вулканизму срединных хребтов и горячих точек. Континентальная литосфера мощностью 150 км [17] препятствует подъему диапиров, и потому значительное плавление возможно до тех пор, пока не возникнут континентальные рифты, быстрый спрединг и вынос тепла.

В отношении хребтов и горячих точек в Тихом океане справедливость этого объяснения не столь очевидна. Мощная земная кора под океаническим плато в центральной части Тихого океана или мощная океаническая литосфера, обусловленная периодом медленного спрединга, также могла способствовать тепловой изоляции мантии, повышению температуры и возникновению значительного плавления *in situ*, предшествующего подъему диапиров. Фрагменты континентального обрамления Тихого океана, такие, как Аляска, Мексика, Центральная Америка и Юго-Восточная Азия, ранее 200 млн. лет назад также могли находиться в центре Тихого океана. Однажды начавшись, подъем диапиров верхней мантии должен происходить быстро [40], возможно столь быстро, что

исключается кристаллизационное фракционирование по пути их подъема [39].

В рассматриваемой здесь химически-стратифицированной мантии преобладает мелкомасштабная конвекция. Горячие точки будут относительно стационарны, поскольку они зафиксированы в определенном положении подстилающей конвекционной ячейкой.

ВЫВОДЫ

Гранат и, возможно, клинопироксен контролируют комплементарное распределение рассеянных элементов в магмах БСОХ и ПЛЮМ. Я предполагаю, что ИБСОХ образовался из слоя эклогитовых кумулятов, возникшего в результате кристаллизации фракции пикритовой выплавки за счет первоначальной дифференциации Земли. Источник ПЛЮМ обогащен теми элементами, которые должны были концентрироваться в расплаве, удаленном из богатой гранатом области. Этот флюид, результат раннего частичного плавления, или флюид поздней стадии из кристаллизующегося эклогита в ИБСОХ, проникал в источник ПЛЮМ, находящийся неглубоко в мантии, в различное время на протяжении последних 2 млрд. лет. Это придает базальтам ПЛЮМ обратное распределение рассеянных элементов по сравнению с гранатным распределением в БСОХ. В совокупности ИБСОХ и ПЛЮМ составляют около 25—30% мантии. Из этого вытекает, что большая часть мантии (если не вся она) подвергалась воздействию процессов, обеспечивших ее наблюдаемое ныне обогащение.

Нет необходимости привлекать большой первичный резервуар в мантии или глубокие источники ПЛЮМ в нижней мантии. Напротив, ПЛЮМ, вероятно, находится неглубоко и может совпадать с зоной пониженных скоростей. Переходная область в верхней мантии на глубинах 220—670 км занимает около 21% мантии, а ЗПС составляет приблизительно ее треть. Именно такое приблизительное отношение размеров двух резервуаров верхней мантии требуется, чтобы удовлетворить данным о рассеянных элементах. Источником БСОХ, вероятно, является эклогитовый кумулят, возможно пикритовый эклогит, тогда как источником ПЛЮМ, по-видимому, является гранатовый перидотит. Кристаллизация магматического океана должна была создать стратификацию верхней мантии именно такого рода. Данные по изотопам Nd и Sr указывают, что истощение той части ИБСОХ, которую мы опробуем в настоящее время, происходило в период от 1,5 до 2,5 млрд. лет назад. Флюид, который участвовал в эпизодах истощения — обогащения и в формировании континентальной коры, по-видимому, являлся частичным расплавом или остаточным флюидом поздней стадии из слоя эклогитовых кумулятов. Кимберлитовые магмы обладают такими характеристиками рассеянных элементов, которые требуются этим флюидом. Нижняя мантия — это остаточный перидотит, и, хотя в ней может происходить конвекция, она уже не сообщается с более близкими к поверхности резервуарами. Гра-

ница на глубине 670 км, по-видимому, соответствует как фазовому переходу, так и химической границе раздела [18]. Это согласуется с современной моделью.*)

ЛИТЕРАТУРА

1. *Gast P. W.* Geochim. Cosmochim. Acta, **32**, 1057, 1968.
2. *DePaolo D. J., Wasserburg G. J.* Geophys. Res. Lett., **3**, 249, 1976; Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A., **76**, 3056, 1979.
3. *Jacobsen S., Wasserburg G. J.* J. Geophys. Res., **84**, 7411, 1979.
4. *Allegre C. J., Othman D., Polve M., Richard P.* Phys. Earth Planet. Inter., **19**, 293, 1979.
5. *Anderson D. L.* Geol. Soc. Am. Bull., **86**, 1593, 1975.
6. *Frey F. A., Green D. H., Roy S. D.* J. Petrol., **19**, 463, 1978.
7. *Sun S. S., Hanson G. N.* Contrib. Mineral. Petrol., **52**, 77, 1975; Earth Planet. Sci. Lett., **35**, 429, 1977.
8. *White W. M., Schilling J. G.* Geochim. Cosmochim. Acta, **42**, 1501, 1978.
9. *Graig H., Lupton J. E.* Earth Planet. Sci. Lett., **31**, 369, 1976; *Unni C. K., Schilling J. G.* Nature (London), **272**, 19, 1978; *Rowe E. C., Schilling J. G.* Trans. Am. Geophys. Union, **59**, 409, 1978.
10. *Tatsumoto M.* Earth Planet. Sci. Lett., **38**, 63, 1978; *Hedge C. E.* Ibid., p. 88.
11. *Morgan W. J.* Nature (London), **230**, 42, 1971.
12. *Lloyd F. E., Bailey D. K.* Phys. Chem. Earth, **9**, 389, 1975; *Shimizu N.* Ibid., p. 655; Earth Planet. Sci. Lett., **25**, 26, 1975; *O'Nions R. K. et al.* Ibid., **34**, 13, 1977; *Frey F. A., Prinz M.* Ibid., **38**, 129, 1978.
13. *Basu A., Murthy V. R.* Geology, **5**, 365, 1977; *Sun S. S., Hanson G. N.* Ibid., **3**, 297, 1975; *Boettcher A. L., O'Neil J., Windom R., Stewart D., Wilshire H.* In: Proceedings of the Second International Kimberlite Conference. F. R. Boyd and H. O. A. Moyer, Eds., American Geophysical Union, Washington, D.C., 1979, vol. 2, p. 173; *Menzies M., Murthy V. R.* Earth Planet. Sci. Lett., **46**, 323, 1980.
14. *Menzies M., Murthy V. R.* Nature (London), **283**, 634, 1980.
15. *Duncan R. A., Green D. H.* Geology, **8**, 22, 1980.
16. *O'Hara M. J., Saunders M. J., Mercy E. L. P.* Phys. Chem. Earth **9**, 571, 1975.
17. *Anderson D. L.* Geophys. Res. Lett., **84**, 7555, 1979; J. Geophys. Res., **84**, 6297, 1979. Ibid. (в печати).
18. *Anderson D. L.* Mineral Soc. Am. Spec. Pap., **3**, 1970, p. 85; *Gaffney E. S., Anderson D. L.* J. Geophys. Res., **78**, 7005, 1973; *Burdick L., Anderson D. L.* Ibid., **80**, 1070, 1975.
19. *Irving A. J.* Geochim. Cosmochim. Acta, **42**, 743, 1978.
20. *Ganapathy R., Anders E.* Proc. 5th Lunar Sci. Conf., 1974, p. 1181.
21. *O'Hara M. J. et al.* Proc. Apollo 11 Lunar Sci. Conf., **1**, 695, 1970; *Smith J. V., Anderson A. T., Newton R. C., Olsen E., Wyllie P. J.* J. Geol., **78**, 381, 1970; *Wood J. A., Dickey J. S., Jr., Marvin U. B., Powell B. N.* Science, **167**, 602, 1970; *Wakita H., Schmitt R. A.* Ibid., **170**, 969, 1970; *Anderson D. L.* Phys.

*) Исследование финансировалось по дотации НАСА NGL 05-002-069. Я благодарю Э. Столлера, А. Е. Рингвуда, П. Уайли, А. Бэтчера, Дж. Дж. Вассербурга, К. Аллегре, С. Джекобсона, Л. Силвера, Г. Тейлора и Д. Грина за полезное обсуждение работы. Р. Оксбург, Ж. Г. Шиллинг, П. Уайли и Г. Эрнст дали отзывы на ранние варианты рукописи. А. Бэтчер любезно предоставил в высшей степени полезный препринт, написанный им совместно с Дж. О'Нейлом, и сделал ряд полезных предложений. Я благодарен неизвестному мне редакционному рецензенту за его замечания. Работа № 3432 Отдела геологических и планетных наук, Калифорнийский технологический институт.

- Earth Planet. Inter., **6**, 116, 1972; Nature (London), **239**, 263, 1972; Taylor S. R. Proc. 9th Lunar Planet. Sci. Conf., 1978, p. 15.
22. Iyer H. M. Tectonophysics, **56**, 165, 1979; Hadley D., Stewart G. S., Ebel J. E. Science, **193**, 1237, 1976.
23. Busse F. H. Phys. Earth Planet. Inter., **19**, 149, 1979.
24. Thiessen R., Burke K., Kidd W. S. F. Geology, **7**, 263, 1979.
25. Aki K., Christofferson A., Husebye E. S. J. Geophys. Res., **82**, 277, 1977.
26. Green II H. W., Gueguen Y. Nature (London), **249**, 617, 1974; Cawthorn R. G. Earth Planet. Sci. Lett., **23**, 113, 1975.
27. Clarke D. B., Carswell D. A. Earth Planet. Sci. Lett., **34**, 30, 1977.
28. Ito K., Kennedy G. C., J. Geol., **82**, 383, 1974.
29. Akaogi M., Akimoto S. Phys. Earth Planet. Inter., **15**, 90, 1977.
30. Wasserburg G. J., DePaolo D. J. Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A., **76**, 3594, 1979; DePaolo D. J. Earth Planet. Sci. Lett., **43**, 201, 1979.
31. O'Nions R. K., Hamilton P. J., Evensen N. M. Earth Planet. Sci. Lett., **34**, 13, 1977.
32. Allegre C. J., Minster J. F. Ibid., **38**, 1, 1978.
33. Basu A. R., Tatsumoto M. Science, **205**, 398, 1979.
34. Carter S. R., Evensen N. M., Hamilton P. J., O'Nions R. K. Nature (London), **281**, 28, 1979;
35. Carter S. R., Evensen N. M., Hamilton P. J., O'Nions R. K. Earth Planet. Sci. Lett., **37**, 401, 1978.
36. Press F. Science, **160**, 1218, 1968.
37. Fermor L. L. Rec. Geol. Surv. India, **43** (part 1), 41, 1913.
38. Yoder H. S., Jr. Generation of Basaltic Magma. National Academy of Sciences. Washington, D.C., 1976.
39. Anderson D. L. Geology, **9**, 7, 1981.
40. Shaw H. R. J. Petrol., **10**, 510, 1969.
41. Taylor S. R. In: The Earth: Its Origin, Structure, and Evolution. M. W. McElkinny, Ed., Academic Press, New York, 1979. p. 353; Philpotts J. A., Schnezler C. C., Thomas H. H. Geochim. Cosmochim. Acta, **36**, 1131, 1972; Fesq H. W., Kable E. J., Gurney J. J. Phys. Chem. Earth, **9**, 687, 1975; Kable E. J., Fesq H. W., Gurney J. J. Ibid., p. 709.
42. Kay R. W., Hubbard N. J. Earth Planet. Sci. Lett., **38**, 95, 1978.

ПРИМЕНЕНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ТЕХНИКИ В ГЕОДИНАМИКЕ

Эдвард А. Флинн^{*)}

Измерения движений и деформаций тектонических плит нужны для многих областей геодинамических исследований, но наблюдения, обладающие достаточной точностью и дискретностью, не могут быть осуществлены в рамках классических геодезических методов. Микроволновая интерферометрия с большой базой и лазерная локация спутников Земли принадлежат к числу новых методов, которые были разработаны в последнее десятилетие для проведения требуемых измерений. Стационарные и передвижные станции, используемые в обоих методах, созданы в нескольких странах и в настоящее время находят применение в международных исследовательских программах. Ожидается, что в ближайшие пять лет будет достигнута точность определения длины базы лучше чем 2—3 см (одно стандартное отклонение).

Несмотря на быстрый прогресс, достигнутый за последнее десятилетие, в геодинамике имеется много важных вопросов, на которые мы еще не можем ответить. Например, как движутся плиты в настоящее время? Является ли их движение плавным или скачкообразным? Какой вклад локальные перемещения, вызванные землетрясениями на активных границах плит, вносят в общее движение плит? Как плиты деформируются под действием движущих сил? Как распределяется деформация вблизи активных границ плит и как она изменяется со временем? Есть ли (и какая) связь между вариациями в движении полюсов и другими геодинамическими явлениями, например крупными землетрясениями? Какова реология литосферы и астеносферы? Происходят ли в настоящее время крупномасштабные вертикальные движения?

Общим для этих вопросов является то, что успех в получении ответов на них зависит, по крайней мере частично, от измерения относительного положения и перемещения точек на земной поверхности, находящихся друг от друга на расстоянии от нескольких километров до многих тысяч километров. Требуется точность не хуже 2—3 см, коль скоро мы хотим измерить среднее перемещение плит (со скоростью нескольких сантиметров в год) за реальный промежуток времени и определить эпизодические изменения движения.

Есть несколько причин, по которым применение классических наземных методов геодезической съемки — нивелирования и триангуляции — оказалось непрактичным для выполнения частых определений положения станции на расстояниях более 100 км (не говоря уже о том, что эти

^{*)} Автор — главный специалист Геодинамической программы Национального управления по авиации и исследованию космического пространства (НАСА) США (штаб-квартира НАСА, Вашингтон, округ Колумбия 20546) и генеральный секретарь международной программы «Литосфера».

методы неприменимы на океанах). Основная причина состоит в том, что наземные съемки проводятся в виде последовательных измерений в пределах прямой видимости между пунктами, находящимися на расстоянии до нескольких десятков километров друг от друга, и при этом накапливаются случайные (и, возможно, даже систематические) ошибки, что приводит к быстрому увеличению погрешности в определении положения выше требуемого уровня — нескольких сантиметров. Лучшие триангуляционные измерения характеризуются относительной ошибкой приблизительно $3 \cdot 10^{-7}$, т.е. более 3 см при расстоянии свыше 100 км. Самое точное нивелирование накапливает случайную ошибку величиной приблизительно в 1 мм, умноженный на корень квадратный из длины профиля в километрах, т.е. получается ошибка около 3 см на 100 км, хотя систематическая ошибка может быть и больше [1]. Другой недостаток наземных съемок состоит в том, что они требуют много времени, особенно нивелирование, и в активных районах их результаты могут быть поставлены под сомнение вследствие тектонических движений, происходивших как раз во время проведения съемки. Третья проблема — это неприемлемо высокая стоимость слежения за вертикальными движениями с помощью нивелирования, выполняемого два-три раза в год, даже лишь в немногих тектонически активных районах*).

Проявления крупномасштабной тектонической активности, видимо, можно регистрировать по движениям полярной оси Земли. Классические астрономические методы измерения движения полюсов и вращения Земли характеризуются ошибкой в определении положения полюса около 0,5—1 м и ошибкой в определении времени — несколько миллисекунд. Теоретические расчеты изменений движения полюсов под действием сильных землетрясений показывают, что если мы хотим исследовать возможные соотношения между этими глобальными параметрами и другими геодинамическими явлениями, то эту погрешность нужно уменьшить более чем на порядок величины (т.е. до нескольких сантиметров) [3]. Необходимо также проводить измерения с интервалом в один или двое суток — недостаточно иметь средние за 5 суток координаты полюса, которые публикуются сейчас Международным бюро времени.

Космическая техника уже в течение многих лет используется в геодезии и геофизике для различных целей, например в спутниковой геодезии. Но только в последнем десятилетии стала возможной разработка методов, удовлетворяющих приведенным выше геодинамическим требованиям. Эта разработка велась различными темпами во многих странах, например в Нидерландах, ФРГ, Японии, США и СССР. В США большая

*) Например, стоимость высокоточного нивелирования в США составляет около 600 долларов на 1 км профиля. Повторное нивелирование района площадью 300×1000 км со средним расстоянием между линиями измерений 100 км должно обходиться примерно в 5 млн. долларов, и, чтобы сделать это трижды в году, понадобятся средства, превышающие весь годовой бюджет Национальной геодезической службы.

часть таких работ проводилась под руководством Национального управления по авиации и исследованию космического пространства (НАСА) в рамках его Геодинамической программы.

Существуют два главных космических метода: лазерная локация спутников (измерение расстояния до них) и микроволновая интерферометрия. Остальная часть статьи посвящена описанию этих методов и планов их использования для геодинамических исследований и геодезических измерений. Идеи, лежащие в основе использования в космосе этих методов, очень просты, но их практическая реализация трудна. Чтобы измерить координаты с точностью 2—3 см на расстоянии нескольких сотен километров или более, как для производства измерений, так и для численного моделирования на ЭВМ с целью интерпретации результатов требуются очень сложные и тонкие устройства. Необходимое техническое обеспечение измерений включает точные источники сигналов времени и частоты, короткоимпульсные лазеры и широкополосные регистрирующие системы. К эффектам, которые нужно промоделировать с особой тщательностью, относятся гравитационное поле Земли, приливы, нагрузка, создаваемая водной массой океана, эффекты прецессии земной оси, нутации и суточного вращения, а также частной и общей теории относительности. Средства, затраченные на развитие технологии, оправдываются практической и научной важностью информации, получаемой космическими методами, а также невозможностью выполнять эти измерения другими способами. В отличие от затрат на разработку методов расходы на эксплуатацию нового оборудования умеренные и (особенно если говорить о часто повторяемых точных измерениях высот точек при длине профиля более нескольких километров) значительно меньшие, чем потребовалось бы при использовании наземных методов.

Помимо описанных выше систем в настоящее время в геодезии и геодинамике, например для детального картирования гравитационного и магнитного полей Земли, используется и другая космическая техника. Спутник для изучения магнитного поля («Магсат»), запущенный НАСА в октябре 1979 г., провел успешные измерения геомагнитного поля модульным магнитометром, имеющим точность измерения полной напряженности около 3 гамм, и трехкомпонентным векторным магнитометром, имеющим точность около 6 гамм по каждой компоненте. Наши знания о гравитационном поле Земли чрезвычайно возросли с появлением спутниковой геодезии около двадцати пяти лет назад. Лазерная локация спутников и радиолокационная альтиметрия со спутника ГЕОС-3 сделали возможным представление гравитационного поля до гармоник со степенью и порядком 36. НАСА в настоящее время изучает вопрос запуска спутника, предназначенного для картирования гравитационного поля («Гравсат») с точностью в несколько миллигал и разрешением около 100 км, что приблизительно эквивалентно точности определения высоты геоида 10 см при таком разрешении [4]*.

* См. также другие статьи в этом специальном выпуске журнала "Journal of Geophysical Research", посвященном научным результатам спутника «ГЕОС-3» [5]. Дополнительное обсуждение см. в [6].

ЛАЗЕРНАЯ ЛОКАЦИЯ

При лазерной локации короткий импульс света испускается лазером на Земле и отражается обратно от угловых отражателей, смонтированных на спутнике, который находится на околоземной орбите. Измеряется время распространения светового импульса, а поскольку орбиты спутников в этих случаях точно известны, можно определить положение лазера (в геоцентрических координатах) путем измерений, выполняемых, когда спутник находится в различных частях небесной сферы относительно лазерной станции.

Лазерная локация Луны

Главной задачей лазерной локации Луны при изучении динамики Земли является получение информации о долговременных изменениях в движении полюсов и скорости вращения Земли. Впервые лазерная локация Луны была осуществлена при выполнении программы «Аполлон». Отражатели были доставлены на Луну астронавтами во время экспедиций космических кораблей «Аполлон-11, -14, -15» и советскими автоматическими станциями «Луна-17, -21»^{*}). В задачи эксперимента по лазерной локации, согласно программе «Аполлон», входило изучение релятивистских эффектов, лунной орбиты, динамики и строения Луны и решение земных геодезических задач; в нескольких из этих областей были получены важные научные результаты [7]. Первая лазерная локация Луны была выполнена вскоре после посадки «Аполлона-11», и затем сеансы проводились по стандартной программе в обсерватории Мак-Доналд Техасского университета в Остине с 1969 г. до настоящего времени. Точность определения расстояния системой обсерватории Мак-Доналд за период с 1971 по 1980 г. составила в среднем около 12 см^{**}).

Обсерватория Мак-Доналд — единственная в мире станция локации Луны, действовавшая в 1980 г., хотя несколько других станций также провели успешную локацию Луны. Станция Оррорал-Вэлли (вблизи Канберры), принадлежащая Отделу национального картоирования Австралии, ре-

^{*}) Лазерные отражатели «Аполлонов» и отражатель «Луны-21» используются в отдельных измерениях; немного отражений получено от «Луны-17» после ее посадки.

^{**}) Конкретизация характеристик точности несколько осложнена. Точность, указанная как для лунной, так и для спутниковой лазерной локации, — это расчетная погрешность «нормальной точки», которая представляет собой осредненный результат наблюдений на коротком участке траектории полета спутника (около 10 отражений в случае Луны и около 100 отражений в случае спутника «Лагос»). Дополнительные сведения см. в [8]. При оценке погрешности нормальной точки рассматривают как случайную, так и систематическую ошибки. Точность определения расстояния сложным образом входит в точность определения положения станции, но погрешность каждой составляющей координат станции имеет такой же порядок величины, что и вклад систематической ошибки в погрешность измерения расстояния, и обычно несколько больше.

гулярно получает отраженные сигналы и должна быть полностью задействована в 1981 г. Ожидается, что лазерная станция в Ветцеле (ФРГ) также будет задействована для проведения лунной локации в 1981 г. Станции лазерной локации Луны монтируются в Додайре (Япония), Халеакале, Мауи (Гавайи), Грассе (Франция) и в Крымской астрофизической обсерватории (СССР).

Лазерная локация спутников

Геодинамические цели лазерной локации спутников состоят в получении информации о движении полюсов, в создании базисных линий для определения движения и деформации плит, изучении гравитационного поля Земли и определении точных орбит спутников. Лазерная локация искусственных спутников проводилась по стандартной программе с середины 60-х годов с помощью приблизительно десятка спутников, снабженных уголковыми отражателями. Исследования гравитационного поля Земли и движений земной коры проводились с помощью относительно низколетящих спутников, пока в 1976 г. на орбиту высотой 5 900 км не был запущен спутник «Лагеос». «Лагеос» — главный спутник НАСА, используемый для геодинамических исследований; он представляет собой плотную пассивную сферу, покрытую отражателями, и должен оставаться на орбите в течение по меньшей мере 8 млн. лет.

В настоящее время в мире имеется около двадцати пяти обсерваторий лазерной локации и еще больше их строится или проектируется. Точность определения расстояния у этих станций колеблется приблизительно от 3 см до 1 м. НАСА использует стационарный лазер в Годдардовском центре космических полетов (ГЦКП) в Гринбелте, шт. Мэриленд. Точность его составляет около 3 см. Смитсоновская астрофизическая обсерватория (САО) проводит исследования в обсерваториях, расположенных в Натале (Бразилия), в Оррорал-Вэлли (Австралия) и Арекипе (Перу), с точностью определения дальности «Лагеоса» от 10 до 20 см. Институт прикладной геодезии (ФРГ) пользуется станцией лазерной локации в Ветцеле, точность измерений у которой составляет около 3 см; эта станция начинает также лазерную локацию Луны в 1981 г. Дельфтский технологический университет (Нидерланды) эксплуатирует лазерную станцию в Коотвийке, имеющую в настоящее время точность около 10 см. Еще одна высокоточная, ныне действующая лазерная станция находится в распоряжении Группы исследований по космической геодезии в Грассе (Франция); точность определения расстояния у нее составляет около 30 см.

НАСА использует 8 мобильных лазерных станций (Моблаз), в каждой из которых имеется 76-сантиметровый телескоп, лазер и радиолокатор кругового обзора. Эти станции, первоначально предназначавшиеся для точного определения орбиты спутника «Сисат-А»^{*1}, а также для геодинамических целей, перемещаются с места на место; в 1980 г. с их помощью

*1 "Seasat" — «Морской спутник». — Прим. перев.

были получены лазерные данные в ГЦКП, в радиоастрономической обсерватории Оуэнс-Вэлли (Калифорния), на Голдстоунской станции сети дальней космической связи (Калифорния), на острове Мауи (Гавайские острова), на острове Кваджалейн, на Восточном Самоа, в Джералдтоне (Западная Австралия), в обсерватории Хейстак (Массачусетс) и Форт-Дейвисе (Техас). В 1981 г. три из этих станций будут помещены в ГЦКП для модернизации, другие станции Моблаз будут собирать данные на острове Мауи, в Джералдтоне, Боулдере (Колорадо), Куинси и Моньюмент-Пике, Калифорния. Наблюдения в трех последних пунктах будут использованы для изучения деформации коры в западной части США. Несколько экспериментов было проведено в пунктах, использованных в 1980 г.: эксперимент для проверки и взаимного сравнения методов лазерной локации и интерферометрии с очень большой базой (ИОББ), измерения движения плит между Северной Америкой, Австралией и пунктами на Тихоокеанской плите; измерения стабильности плит на примере этих плит [9]*.

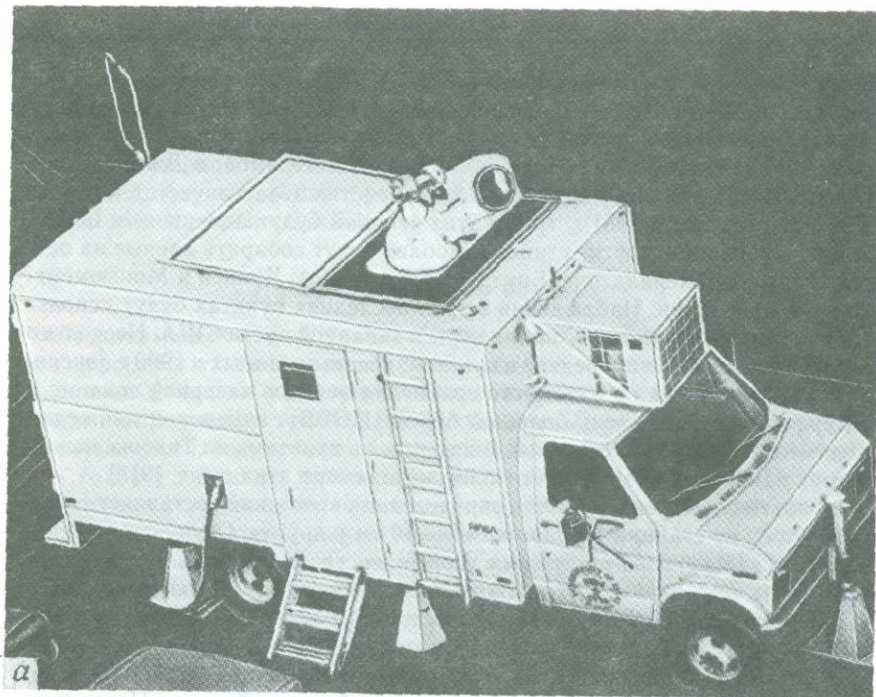
В настоящее время точность определения расстояний составляет около 5 см у трех из станций Моблаз и около 10 см у других. Осуществляется и близка к завершению программа усовершенствования пяти других станций, после чего точность их должна быть не хуже 5 см. Рассматриваются планы модернизации трех станций Моблаз в 1982—1983 гг. для достижения точности 1—2 см.

Требуется несколько недель, чтобы переместить станцию Моблаз в новый пункт и установить ее там. Значительно более мобильная Передвижная станция лазерной локации (ПСЛЛ-1) была сконструирована на астрономическом факультете Техасского университета в Остине [10] и в настоящее время работает в южной Калифорнии. Эта станция смонтирована в одном автофургоне, и требуется лишь два часа, чтобы свернуть ее или установить в другом месте. Паспортная точность ПСЛЛ-1 составляет 3 см и меньше. На рис. 1 показаны общий вид ПСЛЛ-1 и блок-схема ее внутреннего устройства.

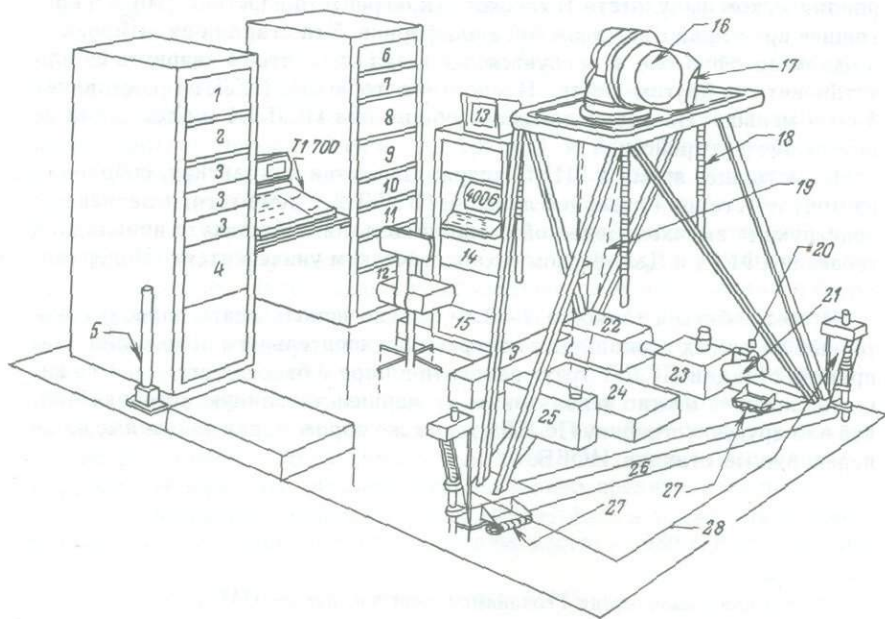
В настоящее время в ГЦКП разрабатывается компактная, собранная из модулей станция лазерной локации ПСЛЛ-2. Кроме того, независимая конструкция высокоподвижной станции создана в Институте прикладной геодезии (ФРГ) и Дельфтском технологическом университете (Нидерланды).

Чтобы добиться точности 2—3 см, нужно использовать пары высокоточных лазерных станций для измерения относительного положения. Например, станции ПСЛЛ будут работать в паре с базовой станцией (в качестве которой можно использовать усовершенствованную станцию Моблаз или другую установку ПСЛЛ) таким же образом, как описанные ниже передвижные станции ИОББ.

*) Это план выполнения Геодинимической программы НАСА.



5



Лазерная локация с космических объектов

В 1976—1977 гг. в НАСА изучалась возможность поменять местами лазеры и отражатели, т. е. вывести лазер на околоземную орбиту, а пассивные отражатели установить на Земле. Такая система могла бы оказаться полезной для быстрого измерения относительного положения точек, находящихся в пределах нескольких десятков километров друг от друга, но разбросанных в целом по довольно обширной площади (например, в таком тектонически активном районе, как южная Калифорния). Исследования показали, что можно получить все составляющие положения с точностью порядка 2 см, но что применение системы с экономической точки зрения будет оправдано только в том случае, если относительное положение большого числа наземных объектов будет определяться за короткие интервалы времени («моментальные снимки») несколько раз в год во многих частях земного шара [11]. Эти исследования были завершены в 1980 г. Дальнейшая работа ждет результатов исследований и разработки опытного образца описанных ниже радиосистем, основанных на использовании Глобальной системы определения координат, и еще не решено, какая именно система будет далее разрабатываться для геодезических целей и будет ли она разрабатываться вообще*).

ИНТЕРФЕРОМЕТРИЯ С ОЧЕНЬ БОЛЬШОЙ БАЗОЙ (ИОББ)

Второй основной космический метод геодинамических исследований основан на микроволновой радиоинтерферометрии. Идея проста: две радиодантенны одновременно принимают радиоизлучение от удаленного внеземного радиосточника. Путем взаимной корреляции выходных сигналов

* На 1981 г. НАСА выделило ассигнования на дальнейшие исследования метода лазерных локальных съемок, так как установка лазера на самолете вместо космического аппарата технически осуществима и экономически привлекательна.

Рис. 1. Передвижная станция лазерной локации (ПСЛЛ), в которой используется телескопический ориентатор луча. *а* — общий вид, *б* — блок-схема внутреннего устройства ТСЛЛ (фотография — с разрешения обсерватории Мак-Доналд, Техасский университет, Остин).

1 — запасной, 2 — осциллограф, 3 — лазер, 4 — водяной охладитель, 5 — передвижная опора, 6 — Лоран, 7 — часы, 8 — модуль времени полета, 9 — интерфейс ЭВМ, 10 — управление передачей и приемом, 11 — сервомеханизм, 12 — воздух, 13 — телеэкран, 14 — центральный блок обработки, 15 — диск, 16 — выходное окно, 17—30-см ориентатор луча по углу возвышения и азимуту, 18 — винт опускания телескопа, 19 — траектория оптического луча (в светоизолированном канале), 20 — геодезический локатор, 21 — фотоумножитель, 22 — переключатель передача — прием, 23 — детектор, 24 — блок питания лазера, 25 — направляющее устройство, 26 — подъемная вышка, 27 — транспортировочные демпферы, 28 — домкраты для подъема телескопа.

этих двух антенн можно определить разность времен прихода сигналов на обе станции и скорость изменения этой разности. Неоднократно наблюдая несколько источников в течение суток и обрабатывая полученные результаты методом наименьших квадратов, можно найти векторную базисную линию между пунктами наблюдения. Результаты измерений чувствительны также к положению источников радиоизлучения, ориентации Земли в инерциальной системе координат, движениям земной коры, обусловленным земными приливами и нагрузкой водной толщи океанов. Параметры моделей, описывающие эти эффекты, определяются при обработке методом наименьших квадратов вместе с параметром базисной линии. Результаты наблюдений испытывают влияние земной ионосферы и тропосферы, которое сказывается на скорости распространения сигналов через данные области атмосферы. Эти эффекты можно устранить путем калибровки с использованием приборов, установленных в пунктах наблюдения. До сих пор в качестве всех источников космического радиоизлучения в геодезической микроволновой интерферометрии использовались внегалактические источники, обычно квазизвездные объекты с незначительным собственным движением. Если не считать структурных эффектов источника, которые очень малы, но могут быть смоделированы, эти источники можно рассматривать как неподвижные точки в инерциальной системе.

Исторически радиоинтерферометрия была создана радиоастрономами, которые использовали антенны, находившиеся на расстоянии от нескольких сотен метров до нескольких десятков километров друг от друга. Сигналы, полученные одной антенной, передавались на другую с помощью относительно простой линии связи, и сведения об их взаимной корреляции можно было получать в реальном масштабе времени без привлечения записывающих устройств. Однако при геодезическом применении пункты могут находиться на расстоянии в несколько сотен или тысяч километров, и до недавнего времени не существовало рентабельного способа передавать сигналы, полученные в одном месте, в другое место. Вместо этого применяется метод ИОББ, в котором станции имеют отдельные часы, сигналы независимо записываются на магнитную ленту на каждой станции и коррелируются позднее в центре анализа данных^{*)}. Для этого сигналы (которые записаны на очень высоких частотах, обычно 3—8 ГГц) должны быть преобразованы в относительно низкочастотные с помощью высокостабильного стандарта частоты. В наиболее успешных программах ИОББ в качестве стандартов частоты использовались часы водородного мазера, и для выполнения Геодинамической программы НАСА нужно оснастить водород-

^{*)} Обзор см. в [12]. Первые геодезические результаты привел Хинтереггер [13]. См. также работы [14]. Низкочастотным доплеровским измерениям, играющим важную роль в некоторых приложениях, по-видимому, свойствен предел точности около 20 см, а это означает, что данная система не может быть эффективной в геодинамике. Самый первый космический метод — фотографирование траекторий спутников на фоне звезд — слишком груб и не может быть использован в геодинамике.

ными мазерами все станции ИОББ. Это дорогостоящие и сложные устройства, которых еще нет в продаже. Необходимость в магнитофонных регистраторах при наблюдениях ИОББ геодезического назначения непрерывно стимулировала технический прогресс: ведь требуется записывать информацию со скоростью, превышающей 100 Мбит/с, что эквивалентно регистрации 20 телевизионных каналов одновременно. Эти технические трудности ИОББ отходят на дальний план в свете того факта, что станции ИОББ могут функционировать на произвольно большом расстоянии друг от друга и могут быть сделаны компактными и высококомобильными.

Радиосигналы со спутников, находящихся на околоземных орбитах, также можно применять в измерениях ИОББ. При исследовании динамики Луны используют сочетания радиоизлучения и радиосигналов от установок на Луне, доставленных туда с помощью КА «Аполлон» [15]. Многообещающим представляется недавно предложенный способ использования радиосигналов со спутников Глобальной системы определения координат (ГСОК) министерства обороны США. Эта система была создана для целей, связанных с задачами министерства обороны, но при этом открылась возможность специального использования ее для геодинамических исследований. Этот вопрос мы рассмотрим ниже.

Измерения системой ИОББ преследуют такие же геодинамические цели, что и лазерная локация спутников (только результат ИОББ получается в инерциальной системе отсчета). Кроме того, техническое усовершенствование обсерваторий ИОББ, потребовавшееся для достижения точности измерения базисной линии 2—3 см, представляет большой интерес для радиоастрономов из-за существенно большей чувствительности новых систем ИОББ.

В конце 60-х годов радиоастрономы впервые попытались точно определить вектор, характеризующий расстояние между обсерваториями ИОББ, а позже многочисленные наблюдения были проведены между обсерваторией Хейстак (шт. Массачусетс) и различными обсерваториями в Калифорнии. Воспроизводимость результатов этих измерений была улучшена приблизительно от 16 см в 1974 г. до 4 см в самых последних измерениях [16]. Это улучшение было достигнуто благодаря разработке системы ИОББ Mark-III*) и усовершенствованию систем анализа.

Системой Mark-III проводились измерения внутриконтинентальных базисных линий от обсерватории Хейстак и Национальной радиоастрономической обсерватории (НРАО) в Гринбенке, Западная Виргиния, до радиоастрономической обсерватории Оуэнс-Вэлли (РООВ) в Калифорнии, Чалсальской космической обсерватории Технологического университета Чалмерса в Онсале, Швеция, и 100-метрового радиотелескопа Эффельсберг Института радиоастрономии им. Макса Планка в Бонне (работа Т. А. Херринга, готовится к печати). Кроме того, в течение 1979 и 1980 гг. наблюдения проводились между обсерваторией Хейстак, НРАО, РООВ и

*) См. статьи, представленные на Совещание по системе интерферометрии с очень большой базой Mark-III [17].

Гарвардской радиоастрономической станцией в Форт-Дэвисе, Техас; они были составной частью эксперимента НАСА по проверке и взаимосравнению методов [18].

Эпизодические геодезические измерения ИОББ проводились на станциях сети дальней космической связи НАСА, которая использует средства слежения в Голдстоуне (Калифорния), Мадриде (Испания) и Тидбинбилле (Австралия). Для навигации межпланетных космических кораблей требуется, чтобы уровень точности ИОББ составлял 50 см и все станции сети дальней космической связи были оснащены необходимым оборудованием. Инструментальное определение движения полюсов и вращения Земли требует проведения измерений через каждые 1—5 дней. Такая почти непрерывная эксплуатация антенн невозможна на больших радиообсерваториях, главное назначение которых не связано с геодинамикой. Эта проблема будет решена, когда в 1983 г. полностью вступит в строй сеть «Поларис», состоящая из трех обсерваторий ИОББ. Эта сеть сооружается Национальной геодезической службой (НГС) США совместно с НАСА, она будет состоять из станций в Форт-Дейвисе (Техас)*, Уэстфорде (Массачусетс) и Ричмонде (Флорида) [19]. Сеть «Поларис», которая будет обслуживаться НГС, сможет обеспечить ежедневные определения движения полюсов и вращения Земли с ожидаемой ошибкой около 5—10 см в положении полюса и 100 мкс во времени. Эти станции будут также служить в качестве опорных для измерений деформации коры, осуществляемых с помощью подвижных станций ИОББ.

НАСА также строит две передвижные системы ИОББ Mark-III. Они будут использоваться прежде всего для установления временных опорных станций при изучении движения плит и для обеспечения мобильных измерений ИОББ при изучении деформаций коры за пределами Северной Америки.

НАСА сконструированы две подвижные станции ИОББ, одна из которых использовалась с 1974 г. для измерений в пунктах южной Калифорнии (рис. 2). Проверка подвижной системы ИОББ (называемой ARIES) путем ее сравнения с измерениями НГС в Калифорнии показала, что ее точность составляет 6 см [20]. Вторая станция, которая будет значительно более подвижной, должна вступить в строй в 1981 г. Обе они будут использоваться при измерениях деформации коры по программе НАСА «Динамика коры».

Локальные исследования с помощью Глобальной спутниковой системы определения координат

Глобальная система определения координат (ГСОК) министерства обороны США будет состоять не менее чем из 18 спутников, находящихся на высоких орбитах и расположенных таким образом, что из любой точ-

*1) Станция Форт-Дейвис станет Гарвардской радиоастрономической станцией.

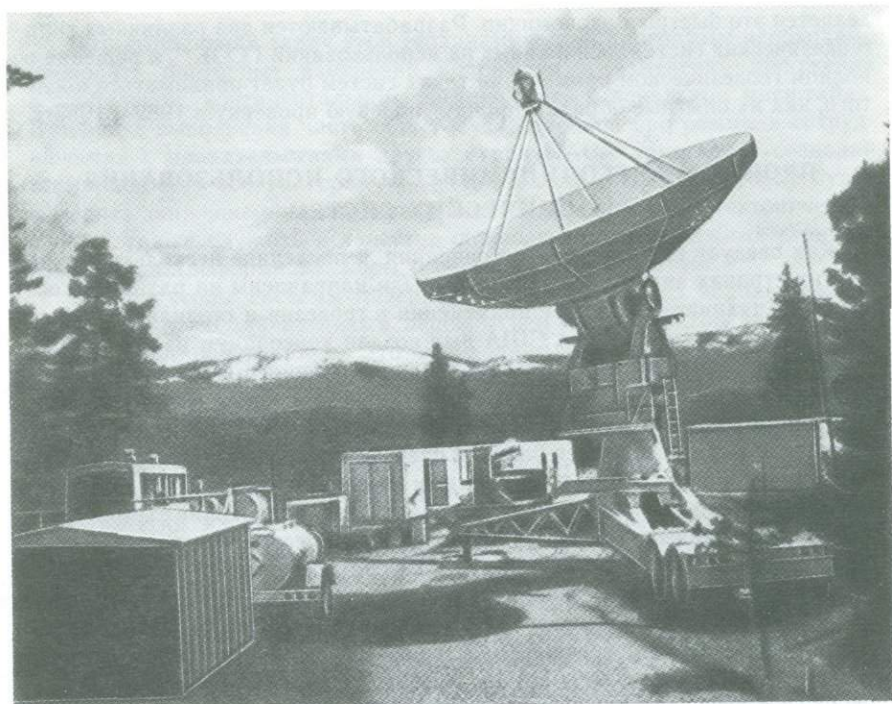


Рис. 2. Подвижная станция ИОББ с 9-метровым телескопом (ARIES-1), работающая в Куинси, Калифорния, май 1979 г. (С разрешения Лаборатории реактивных двигателей, Пасадена.)

ки Земли будут одновременно видны по крайней мере четыре спутника. Несколько групп специалистов пришло к выводу, что радиосигналы, непрерывно передаваемые этими спутниками, можно использовать для точной геодезической съемки. Преимущества ГСОК перед системами, основанными на использовании астрономических средств, состоят в том, что наземные приемники можно сделать очень небольшими и легко транспортируемыми (из-за большой мощности сигналов) и что относительное положение двух таких приемников, вероятно, можно будет определять с ошибкой не более 3 см менее чем за 1—2 часа. Недостаток ее в том, что приемники должны находиться на довольно близком расстоянии друг от друга (вероятно, 100—200 км), чтобы погрешность определения координат спутника в несколько метров не влияла существенно на точность определения длины базы*). Эти системы позволяют многократно измерять деформацию коры и изменения деформации на весьма больших площадях;

* Погрешность в определении положения спутника уменьшается пропорционально отношению расстояния между станциями к высоте спутника (20 000 км).

делается это быстро и экономично. Разрабатываются два различных типа геодезических систем, основанных на использовании ГСОК^{*)}, и решение о полном геодезическом применении таких систем будет приниматься после того, как их опытные образцы пройдут полевую проверку в 1982 и 1983гг.

ПРОГРАММЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ КОСМИЧЕСКИХ СИСТЕМ

Как следует из приведенного описания, в последние несколько лет во многих странах значительные усилия были направлены на развитие космической техники с целью ее применения в геодезии и геодинاميке. Для координации таких работ в США был создан консорциум из пяти федеральных организаций: НГС, Национального научного фонда, Картографического управления министерства обороны, Геологической службы США и НАСА. Эти пять организаций подписали в 1980 г. соглашение, и в настоящее время составляется рабочий план. Сформированы комитет по координации и рабочие группы по конкретным проблемам, таким, как выбор пунктов для работы подвижных станций, локальные дополняющие съемки и использование данных. Таким образом, Геодинамическая программа НАСА образует лишь часть деятельности США по космической геодинاميке. Аналогичные программы рассматриваются в Европе, и в некоторых странах в других частях земного шара также разрабатываются геодинамические программы с проведением измерений на субдециметровом уровне.

Активная деятельность НАСА в области геодинамики началась в 1972 г. в форме Программы изучения физики Земли и океана. Эта программа появилась в результате конференции, состоявшейся в 1969 г. и посвященной возможному применению космической техники в науках о Земле [23]. Геодинамическая программа НАСА [9] была принята в 1979 г. для объединения исследований по разработке технических средств и обобщения опыта первичных измерений в течение предшествующих семи лет^{**}). Целями этой программы являются поддержка исследований по геодинاميке как в пределах США, так и в международном масштабе и поддержка национальной программы США по уменьшению сейсмического риска путем исследования динамических процессов, связанных с землетрясениями. В 1980 г. в Годдардовском центре космических полетов началось выполнение проекта НАСА «Динамика земной коры», направленного на проведение измерений и разработку технических средств.

^{*)} Одна система, разрабатываемая Лабораторией реактивных двигателей, использует сигналы Глобальной системы определения координат так же, как обычная интерферометрия с очень большой базой использует радионизлучения квазаров [21]. Другая система измеряет реконструированную ГСОК разность фаз несущей частоты между парами приемников [22].

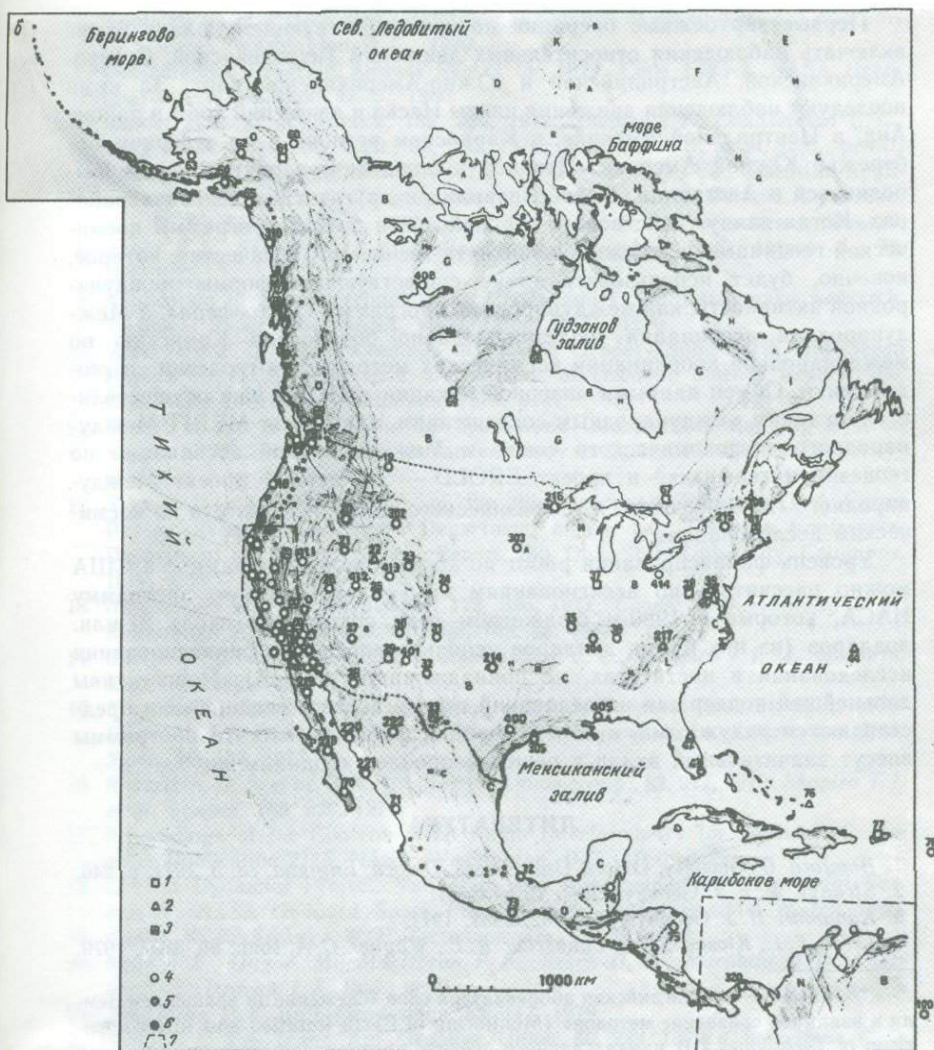
^{**}) Пример научных достижений в результате выполнения этой программы приведен Смитом и др. [24].

Для выполнения задач этой геодинимической программы необходимо проводить повторные измерения положения и изменений положения в глобальном, континентальном, региональном и локальном масштабах. В порядке выполнения части общегосударственной программы и сотрудничества с правительствами других стран НАСА помогает в создании всемирной сети обсерваторий лазерной локации и ИОББ, которые будут измерять движение полюсов, вращение Земли и движение тектонических плит, а также служить в качестве опорных для передвижных станций, измеряющих деформацию коры в региональном масштабе.

Важно, чтобы системы лазерной локации и ИОББ использовались параллельно, со значительным перекрытием сетей пунктов наблюдений для станций обоих типов. Это необходимо для проверки надежности наблюдений, которые, как отмечалось выше, не могут быть выполнены с помощью наземных съемок. Источники случайных и систематических ошибок при лазерной локации и ИОББ почти наверняка независимы, и взаимная проверка двух методов может осуществляться путем непрерывного сравнения результатов измерений.

Стратегия наблюдений в стационарных обсерваториях проста: выполнить столько наблюдений ИОББ и провести столько сеансов лазерной локации при прохождении спутников, сколько позволяют бюджетные и другие ограничения. Однако стратегия измерений деформаций в тектонически активных районах значительно сложнее. Число передвижных станций мало, а количество важных геофизических проблем, которые можно было бы исследовать с их помощью, велико, равно как и число районов, где установлена или предполагается такая скорость деформации коры, которую возможно определить при современных уровнях точности измерений.

Основной задачей программы является распределение приоритетов в развертывании и работе передвижных станций ИОББ и лазерной локации. После обсуждения с консультативными группами НАСА, другими федеральными агентствами и комитетами Национального совета по научным исследованиям был принят план расстановки передвижных станций. Первоочередной задачей признаны наблюдения за движениями земной коры в западной части США из-за экономического и социального значения сейсмической опасности в этой области. Мобильные станции должны устанавливаться здесь в 1981 г. и концентрироваться на системе разломов Сан-Андреас. На рис. 3 показаны обсерватории лазерной локации и ИОББ в Калифорнии и остальной части Северной Америки, а также запланированные пункты расстановки подвижных станций [25]. В других частях Северной Америки измерения будут проводиться менее часто, в основном для определения стабильности Северо-Американской плиты, создания исходных для конкретной эпохи базисных линий в провинции Бассейнов и хребтов и в сейсмичном районе Миссури, для слежения за поднятием поверхности в восточной части США и Канады, обусловленным снятием ледниковой нагрузки, и для измерения деформаций коры на Аляске.



Первые зарубежные операции по ныне действующему плану будут включать наблюдения относительных движений Тихоокеанской, Северо-Американской, Австралийской и Южно-Американской плит. За ними последуют наблюдения движения плиты Наска и движений коры в районе Анд, в Центральной Америке, в Карибском регионе и на северном побережье Южной Америки. Позднее наблюдения, вероятно, будут выполняться в Австралии, Новой Зеландии и других тихоокеанских районах. Когда начнут действовать европейская и другие программы космической геодинимики, должно возникнуть тесное сотрудничество, которое, конечно, будет использовать такие существующие формы международной активности, как международная программа «Литосфера», а Международная ассоциация геодезии недавно образовала Комиссию по международной координации космических методов для геодезии и геодинимики. Обмен данными лазерной локации и ИОББ уже осуществляется по таким международным соглашениям, как проект MERIT Международного астрономического союза и Международной ассоциации по геодезии и геофизике и проект EROLD — совместный проект Международного геодезического и геофизического союза и Комитета по космическим исследованиям*).

Уровень финансирования работ по космической геодинимике в США можно рассчитать по ассигнованиям на Геодинимическую программу НАСА, которые в 1980-м бюджетном году составляли около 21 млн. долларов (из них 6 млн. долларов использовалось для финансирования исследований в институтах, не принадлежащих НАСА). Перспективы дальнейшей поддержки исследований в этом аспекте геодинимики представляются радужными, и есть основания полагать, что эти программы внесут значительный вклад в решение проблем геодинимики**).

ЛИТЕРАТУРА

1. *Bomford G.* Geodesy, Oxford Univ. Press, Oxford, England, ed. 3, 1971, p. 246.
2. *Strange W. E. J.* Geophys. Res. (в печати).
3. *Kanamori H. J.* Geophys. Res., 82, 2981, 1977.
4. *Lerch F. J., Klosko S. M., Laubscher R. E., Wagner C. A.* Ibid., 80, 3897, 1979.

*) MERIT — это английская аббревиатура слов «слежение за вращением Земли и взаимное сравнение методов» (Monitoring of Earth Rotation and Intercomparison of Techniques.) В рамках данного проекта проводилась скоординированная кампания наблюдений за движением полюсов и вращением Земли с августа по октябрь 1980 г.; полная одногодичная кампания должна быть проведена в 1983 г.

EROLD — английская аббревиатура слов «вращение Земли по измерениям расстояния до Луны» (Earth Rotation by Lunar Distances). Проект представляет собой прежде всего механизм для обмена данными.

**) Заинтересованные читатели могут встретить затруднения из-за того, что у них не окажется под рукой названий работ, использованных в этой статье; копия списка литературы, включающая названия статей, высылается по запросу. Я благодарен П. Л. Бендеру, У. Э. Картеру, Р. Дж. Коутсу, К. К. Каунслмену, Б. Дугласу, Т. Л. Фишетти, Дж. М. Флинну, П. Ф. Мак-Дорану, И. И. Мюллеру, У. Э. Мелбурну и Д. Э. Смиты за критические отзывы.

5. Applications of a Dedicated Gravitational Satellite Mission. National Academy of Sciences, Washington D. C., 1979.
6. Geodynamics Program Annual Report for 1979. Code ERG-2, NASA Headquarters, Washington, D. S., 1980.
7. *Bender P. L. et al.* Science, **182**, 229, 1973; *Shapiro I. I., Counselman C. C., King R. W.* Phys. Rev. Lett., **36**, 555, 1976; *Williams J. G. et al.* Ibid., p. 451; *Stolz A. et al.* Science, **193**, 997, 1976; *Mulholland J. D.*, Ed., Scientific Applications of Lunar Laser Ranging. Reidel, Dordrecht, 1977; *Ferrari A. J., Sinclair W. S., Sjøgren W. L., Williams J. G., Yoder C. F.* (готовится к печати).
8. *Abbot R. I., Shelus P. J., Mulholland J. D., Silverberg E. C.* Astron. J., **78**, 784, 1973.
9. Application of Space Technology to Geodynamics and Earthquake Research. Technical Paper 1464, NASA, Washington, D. C., 1979.
10. *Silverberg E. C.* In: Proceedings of the 9th Geodesy/Solid-Earth and Ocean Physics Research Conference. Department of Geodetic Science Report, 280, Ohio State University, Columbus, 1979, p. 41.
11. Report of the Workshop on the Spaceborne Geodynamics Ranging System. Report TR-79-2, Institute for Advanced Study in Orbital Mechanics, University of Texas, Austin, March 1979.
12. *Shapiro I. I.* In: Proceedings of the 9th Geodesy/Solid-Earth and Ocean Physics Research Conference Department of Geodetic Research Conference. Department of Geodetic Science Report, 280, Ohio State University, Columbus, 1979, p. 29.
13. *Hinteregger H. F. et al.* Science, **178**, 396, 1972; *Cohen M. H., Jäuncey D. L., Kellermann K. I., Clark B. G.* Ibid., **162**, 88, 1968.
14. *Carter W. E., Rogers A. E. E., Counselman C. C., Shapiro I. I.* J. Geophys. Res., **85**, 2685, 1980.
15. *King R. W., Counselman C. C., Shapiro I. I.* J. Geophys. Res., **81**, 6251, 1976; *Slade M. A., Preston R. A., Harris A. W., Skjerve L. J., Spitzmesser D. J.* Moon, **17**, 133, 1977.
16. *Robertson D. S. et al.* Proc. Int. Astron. Union Symp., **82**, 217, 1979; *Shapiro I. I. et al.* Science, **186**, 920, 1974.
17. Proceedings of the Conference on Radio Interferometry for Geodesy. Conference Publication 2115, NASA, Washington, D.C., 1980, p. 295.
18. Crustal Dynamics Project, Validation and Intercomparison Experiment Session IV. NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Md. March 1980.
19. *Carter W. E., Strange W. E.* Tectonophysics, **52**, 39, 1979.
20. *Neill A. E., Ong K. M., MacDoran P. F., Resch G. M., Morabito D. D., Claf-lin E. S., Dracup J. F.* Ibid., p. 49.
21. *MacDoran P. E.* Bull. Geodesique, **53**, 117, 1979.
22. *Goad C. C.* Eos Trans. Am. Geophys. Union, **60**, 233, 1979; *Counselman C. C. et al.* In: Proceedings of the Conference on Radio Interferometry for Geodesy. Conference Publication 2115, NASA, Washington, D. C., 1980, p. 409; *Bos-sler J. D., Goad C. C., Bender P. L.* Bull. Geodesique (в печати); *Preston R. A. et al.* Science, **178**, 407, 1972.
23. The Terrestrial Environment: Solid-Earth and Ocean Physics. Report CR-1579, NASA, Washington, D.C., April, 1970.
24. *Smith D. E., Kolenkiewicz R., Dunn P. J., Torrence M. H.* Tectonophysics, **52**, 59, 1979.
25. Crustal Dynamics Project Plan. NASA Goddard Space Flight Center, Green-belt, Md., 1980.

ПОЛЕ НАПРЯЖЕНИЙ И ВНУТРИПЛИТОВЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В США

Марк Д. Зобак и Мэри Лу Зобак*)

Недавно собранные данные о режиме напряжений использованы для определения таких провинций напряжений на территории США (без Аляски и Гавайских островов), в пределах которых ориентация и относительная величина горизонтальных главных напряжений достаточно однородны. Наблюдаемое распределение напряжений накладывает ограничения на выбор механизмов, генерирующих напряжения внутри литосферных плит. Эти факты в сочетании с новыми данными о геологическом строении и тектонике сейсмически активных районов Мидконтинента и восточной части США помогают определить некоторые характеристики, общие для этих районов, и выявить основные причины сейсмоактивности некоторых разломов.

Хотя центральную и восточную части США обычно считают стабильным в тектоническом отношении внутриплитовым регионом, за исторический период времени там произошло несколько крупных землетрясений**). Наиболее сильными из них были

- 1) землетрясения 1811—1812 гг. в Нью-Мадриде, Миссури;
- 2) землетрясение 1886 г. в Чарлстоне, Южная Каролина;
- 3) землетрясения 1638 и 1755 гг. в море близ Кейп-Анн, Массачусетс;
- 4) землетрясения 1663 и 1925 гг. в долине реки Св. Лаврентия;
- 5) землетрясение 1929 г. на Большой Ньюфаундлендской банке (у побережья Новой Шотландии).

Чтобы поставить оценку сейсмической опасности в центральной и восточной частях США на твердую геологическую основу, необходимо понять тектонические процессы, обусловившие эти землетрясения. Главной причиной медленного прогресса в познании геологических характеристик тех районов, где зарегистрирована сейсмичность в историческое время, является слабое понимание природы структур, к которым были приурочены землетрясения, и обусловивших их тектонических сил. В этой статье мы опишем успехи, достигнутые недавно в истолковании поля тектонических напряжений в центральной и восточной частях США и взаимосвязи между полем напряжений и конкретными геологическими структурами, главным образом в районе Нью-Мадрида. В соответствии с целью, которую преследовало издание данной

*) Авторы являются геофизиками-исследователями Геологической службы США, Менло-Парк, Калифорния 94025, США.

***) Обзор сейсмичности по историческим сведениям в центральной и восточной частях США и подробное рассмотрение зон внутриплитовой сейсмичности для всего земного шара даются Л. Сайксом [1].

книги, мы также укажем районы, в которых можно было бы сосредоточить исследования, чтобы ускорить прогресс в понимании сейсмичности и тектоники центральной и восточной частей США.

Отправной точкой для этой статьи послужила недавно составленная сводка характеристик современного поля напряжений [2], полученных по измерениям *in situ* напряжений на глубине, по относительно хорошо определенным механизмам очага землетрясения и по современным геологическим данным (направлению перемещений по разломам в восточной части США и подробным сведениям о величине смещений по разломам, а также об ориентировке вулканических подводных каналов в западной части США). При рассмотрении геологических данных, относящихся к современному полю напряжений, в западной части США мы использовали данные о подводных дайках и перемещениях по разломам за период лишь менее 5 млн. лет. Для восточных областей США, где, как считается, аналогичные тектонические силы действовали в течение всего кайнозойского времени (т.е. в течение последних 63 млн. лет), учитывались только разломы со смещением эоценовых (возрастом 55 млн. лет) или более молодых отложений, но в большинстве использованных разломов смещались миоценовые (возраст 24 млн. лет) или более молодые отложения.

Карта, показывающая относительную величину горизонтальных главных напряжений на территории США, приведена на рис. 1. Страна разделена по напряжениям на провинции, в каждой из которых направление и относительная величина главных напряжений довольно однородны. На рис. 1 районы относительного горизонтального сжатия и растяжения различаются направлением стрелок, указывающих соответственно внутрь и наружу. Проведение границ провинций базируется как на данных о напряжениях, так и на сведениях о движениях по молодым разломам [3]; границы проводились по возможности проще. В нескольких случаях переходы между разными провинциями напряжения, вероятно, много шире и сложнее по конфигурации, чем показано на рис. 1. В той части территории, где имеется мало данных, возможно, необоснованно большой вес придан изолированным точечным измерениям.

В целом критерии отбора данных различного типа (разработанные в статье [2]), по-видимому, оправдали себя. Отдельные измерения напряжений, представленные на рис. 1, подробно описаны и проанализированы в [2]. Измерения величины снятого напряжения на поверхности (например, методом разгрузки керна) не были включены в сводку данных о напряжениях из-за больших расхождений между измерениями в региональном и локальном масштабах (см., например, [4]) и из-за того, что исследования методом гидроразрыва вариаций поля напряжений по глубине внутри отдельной скважины свидетельствуют об отслоении приповерхностного слоя, где в некоторых случаях напряжения обусловлены рельефом [5]. В некоторых случаях измерения снятых напряжений на поверхности все же, по-видимому, согласуются с полем тектонических напряжений, но, чтобы результаты таких

измерений можно было с уверенностью использовать, нужны дополнительные исследования нетектонических источников напряжения, которые могут играть заметную роль в первых нескольких десятках метров от поверхности.

Внутри данной провинции ориентация векторов напряжений, определенная различными методами, использованными при составлении сводки, представляется вполне однородной. Например, направления напряжений, определенные по измерениям напряжений, геологическим индикаторам и механизмам очага землетрясения, вполне хорошо согласуются между собой в районах испытательного полигона в шт. Невада и плотины Боулдер в южной Неваде, а также в северо-центральной части шт. Колорадо и зоне рифта Рио-Гранде. Менее надежно документированные примеры хорошего соответствия имеются и в других местностях. Хорошая корреляция между результатами различных способов определения напряжений особенно важна в отношении тех измерений напряжения *in situ*, которые характеризуют относительно неглубокие горизонты в коре (в общем менее 1 км). Согласие между различными методами измерения напряжений свидетельствует о том, что в целом относительно однородное поле напряжений в верхней части коры распространяется от типичных глубин землетрясений (~ 10—15 км) почти до поверхности.

Далее, представляется, что даже на относительно малых глубинах в коре поле напряжений в большей степени определяется активными тектоническими процессами, чем остаточной энергией деформаций в породе. Единственный пример заметного противоречия в данных о напряжениях известен в северной части шт. Айдахо, где наблюдается полное несогласие между результатами трех измерений напряжений *in situ*, произведенных на расстоянии 30 км друг от друга. Результаты измерений вдоль восточного побережья США имеют довольно большой разброс и в отдельных местах противоречивы, особенно внутри Аппалачского складчатого пояса. Этот разброс частично может быть следствием собственных погрешностей различных методов, использованных для определения направлений векторов напряжения, а может отра-

Рис. 1. Распределение напряжений на материковой части территории США (из [2], с изменениями). Сплошными жирными линиями показаны границы провинций напряжений, рассматриваемых в тексте; жирными прерывистыми линиями обозначены приблизительные границы. Выделенные на основе напряжений провинции обозначены следующими сокращениями: *СА* — Сан-Андреас, *СН* — Сьерра-Невада, *ПСЗ* — Притихоокеанский северо-запад, *ССГ* — север Скалистых гор, *ОХ* — озеро Хебген — долина Сентенниал, *ПСП* — плато Снейк-Ривер — Йеллоустон, *ПК* — плато Колорадо, *ЮВР* — юг Великих равнин. Провинция напряжений Бассейнов и хребтов — рифта Рио-Гранде состоит из северной части Бассейнов и хребтов (СБХ), южной части Бассейнов и хребтов (ЮБХ) и рифта Рио-Гранде (РРГ). Тонкими сплошными линиями очерчены геоморфологические провинции [57]. Цифры около каждого пункта измерений относятся к описаниям пунктов, данным в статье [2].

жать и наличие обширной переходной зоны, приблизительно совпадающей со складчатым поясом и отделяющей провинцию Атлантического побережья от провинции Мидконтинента.

На основе рис. 1 можно высказать несколько общих соображений о поле напряжений на территории США, из которых вытекают следствия в отношении источников тектонических напряжений, масштабов их проявления и путей взаимодействия напряжений с ранее сформировавшимися структурами фундамента.

Во-первых, внутриплитовое поле напряжений не является однородным. Сильные вариации наблюдаются в направлениях и относительной величине горизонтальных главных напряжений, особенно в тектонически активной западной части США, где можно уверенно выделить множество провинций напряжений. В относительно стабильных центральной и восточной частях США основное изменение ориентации горизонтальных главных напряжений происходит между районами Атлантического побережья и Мидконтинента.

Во-вторых, размер областей, в которых сохраняются относительно однородные напряжения, заметно изменяется — от очень узких (шириной ~ 75—100 км) провинций рифта Рио-Гранде и плато Снейк-Ривер до большой провинции Мидконтинента. Такое колебание размеров, вероятно, отражает масштаб и интенсивность источников напряжения, воздействующих на эти районы.

В-третьих, ширина переходных зон, разделяющих провинции напряжения, также меняется в значительных пределах. В районах молодого вулканизма, таких, как рифт Рио-Гранде и плато Снейк-Ривер, сильные изменения поля напряжений происходят на протяжении менее чем 75 км; в более широком смысле вся провинция напряжений Сьерра-Невады (и отдельные части на западе провинции Большого Бассейна), по-видимому, представляет собой область перехода между провинциями напряжений Сан-Андреаса и Бассейнов и хребтов, а переход от провинции Мидконтинента к южной части Великих равнин может быть еще более широким.

На западе США наблюдается в целом хорошее соответствие между провинциями напряжений и провинциями, выделенными на основе анализа систем и стиля кайнозойских разрывов [3] и теплового потока [6, 7]. Эта корреляция позволяет предположить наличие связи между термическими процессами и полем напряжений в районах активного растяжения. В центральной и восточной частях США такой корреляции между тепловым потоком, разрывами и ориентацией напряжений не видно. Для определения направлений главных напряжений в провинции Атлантического побережья использовались в основном данные о простирации и знаке горизонтального смещения по третичным или более молодым разломам^{*)}. Поэтому найденные направления наибольшего сжатия

^{*)} Сводка данных об активности кайнозойских разломов в районе Атлантической прибрежной равнины представлена в [8].

являются лишь приблизительными (в пределах 30°), но они, видимо, хорошо согласуются с результатами нескольких измерений напряжения и определения механизмов очага землетрясения.

Режим напряжений как в провинции Атлантического побережья, так и в провинции Мидконтинента в целом характеризуется сжатием; механизмы очагов землетрясения указывают преимущественно на взбросы и сдвиги. Различие между провинциями проявляется прежде всего в видимом направлении наибольшего горизонтального сжатия. Если поля напряжений на Атлантическом побережье и во внутренней части США действительно различны, то знание поля напряжений в Аппалачском складчатом поясе и его связи с окружающими регионами играет решающую роль для понимания источников напряжения в стабильных внутриплитовых областях Северной Америки. Если складчатый пояс представляет собой обширную зону перехода от одной провинции к другой, то возможно, что горизонтальные напряжения приблизительно равны по величине и видимое поле напряжений с имеющимся разбросом значений в большей степени определяется локальными неоднородностями внутри земной коры.

Из рис. 1 очевидно, что многие районы слабо обеспечены фактическими данными. Необходимы дополнительные измерения напряжений для установления протяженности отдельных провинций, границ провинций и зон перехода. Одновременно с созданием более адекватной базы данных можно применить детальное моделирование для выявления преобладающих геолого-геодинамических сил, обуславливающих появление различных провинций напряжения, а также процессов, приводящих к переходам от одной провинции к другой.

СЕЙСМИЧНОСТЬ И НАПРЯЖЕНИЯ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ЧАСТЯХ США

Далее в этой статье мы сосредоточим внимание на режиме напряжений, сейсмичности и системах разломов в центральной и восточной частях США. Сейсмотектонику западной части США подробно рассмотрели многие исследователи*).

Довольно однородное по ориентации (от СВ—ЮЗ до субширотной) поле напряжений сжатия в провинции Мидконтинента протягивается на восток до Аппалачей (см. рис. 1). В Новой Англии граница между провинциями напряжений Мидконтинента и Атлантического побережья, по-видимому, расположена между Адирондакским поднятием и Аппалачским складчатым поясом. На юго-востоке граница между внутриконтинентальными и прибрежными провинциями определена ненадежно, но, по-видимому, близка к восточному краю гор Блу-Ридж — наиболее возвышенной части Аппалачей. В южно-центральной части США провин-

*) Ссылки на работы ряда исследователей, изучавших тектонику и поля напряжений в отдельных районах западной части США, содержатся в [2].

ция напряжений Мидконтинента протягивается до выходов пород фундамента в районе прибрежной равнины Мексиканского залива и, возможно, включает их (см. далее). Данные по южной области шт. Альберта свидетельствуют о том, что провинция Мидконтинента может протягиваться вплоть до восточного фронта северной части Скалистых гор, хотя информация по северу Великих равнин крайне скудна. Провинция напряжений растяжения в южной части Великих равнин отмечает юго-западную границу провинции Мидконтинента.

Очевидное вращение поля напряжений в западном Техасе (смена направления наименьшего горизонтального главного напряжения от ССЗ—ЮЮВ до ССВ—ЮЮЗ), возможно, указывает на изменение поля напряжений. Северная граница провинции Мидконтинента неизвестна (поскольку в работу [2] были включены данные лишь по самой южной части Канады), но рассмотрение возможных источников напряжений в этой провинции (приведенное ниже) показывает, что она может включать большую часть внутренней области Северной Америки. Сведения о режиме напряжений в провинции Мидконтинента в основном получены Хеймсоном [9] при измерениях напряжения гидроразрыва и Херрманном [10] при определении механизмов очага землетрясений по поверхностным волнам.

К востоку от Скалистых гор самый высокий уровень сейсмичности отмечен в северной части Миссисипского бассейна вблизи Нью-Мадрида, шт. Миссури (рис. 2). Хотя проявление этой сейсмичности могло бы оправдать выделение самостоятельной провинции напряжения, поле напряжений в этом районе близко по направлению к полю напряжений окружающей территории*). Землетрясения в северной части Миссисипского бассейна происходят в основном вдоль зон, которые в северо-восточном Арканзасе и юго-восточном Миссури имеют простирание СВ—ЮЗ, а в северо-западном Теннесси и юго-восточном Миссури—ССЗ—ЮЮВ (см. рис. 2). Самой важной особенностью в распределении сейсмичности является зона протяженностью 100 км северо-восточного простирания, которая приурочена к зоне разломов вдоль оси предполагаемого позднекембрийского-раннепалеозойского рифта**). Исторические данные свидетельствуют, что два из трех землетрясений 1811—1812 гг. были приурочены к этой сейсмичной зоне разломов [12]; третье, самое сильное землетрясение произошло вблизи города Нью-Мадрид. Приблизительные

*) При определении механизмов очага землетрясения принимается, что ось сжатия (ось P) образует угол 45° с нодальными плоскостями. Истинное направление наибольшего сжимающего напряжения может на $\pm 30^\circ$ отклоняться от оси P , так как движение происходит по уже существовавшим разломам (см. [2]). Поэтому различие приблизительно на 45° в направлениях оси P между некоторыми плоскостями в очагах землетрясений в районе Нью-Мадрида, показанное на рис. 1, вероятно, обусловлено именно землетрясениями, происходящими на различных разломах. Истинное направление сжимающего напряжения в этом районе, по-видимому, приблизительно ВСВ—ЗЮЗ.

**) Хилденбранд и др. [11] выделяют этот рифт, исходя из расчетов глубины залегания магнитного фундамента по аэромагнитным данным.

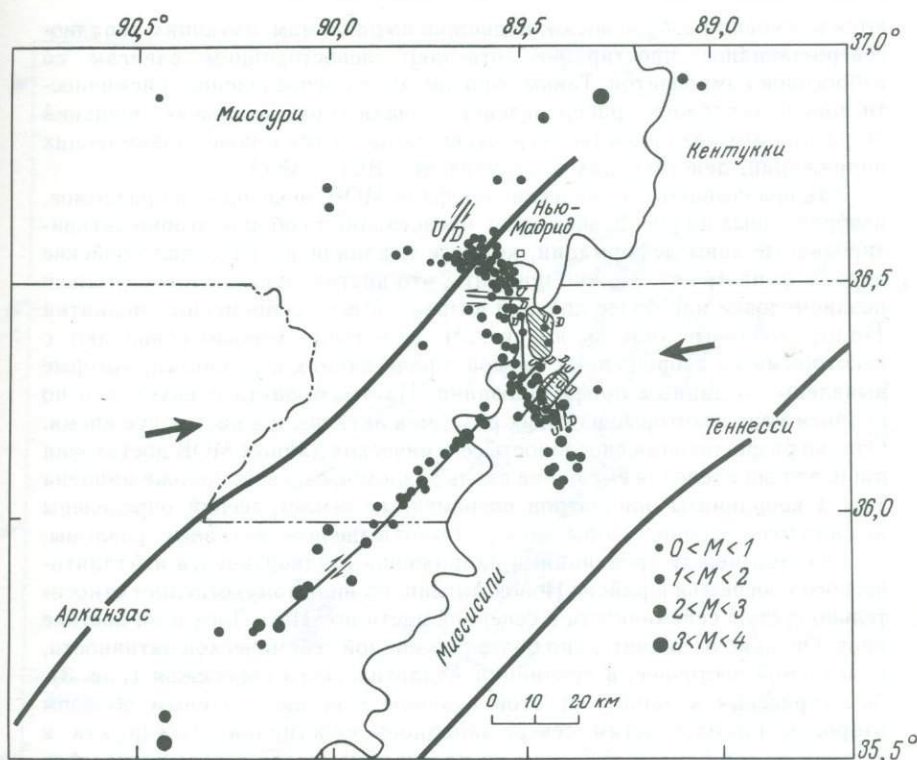


Рис. 2. Сейсмичность и разломы в сейсмически активной зоне Нью-Мадрида. Эпицентры землетрясений заимствованы из [58], разломы и направления движения — из [10—15]. Жирными линиями показано приблизительное положение границ позднекембрийско-раннепалеозойского рифта [11]. Заштрихованные участки соответствуют ныне приподнятым районам [16]. *U* и *D* обозначают соответственно приподнятый и опущенный борт различных разбитых разломами блоков.

границы рифта, определенные по аэромагнитным данным, показаны на рис. 2.

Сейсмичность в северной части Миссисипского бассейна, по-видимому, обусловлена полем сжимающих напряжений, действующих в направлении ВСВ—ЗЮЗ и сходных по ориентировке с полем напряжений в окружающих районах. Определения механизмов очага землетрясений [10, 13], сейсмическое профилирование МОВ [14, 15] и геоморфологические исследования [16] позволили установить современный характер разрывных нарушений в этом районе. Смещения по разломам северо-восточного простирания указывают прежде всего на правосторонний сдвиг со взбросовой составляющей; подвижки по меридиональным разломам явля-

ются в основном взбросовыми; подвижки по разломам, имеющим западно-северо-западное простирание, отвечают левосторонним сдвигам со взбросовой компонентой. Таким образом, хотя распределение сейсмичности довольно сложное, распределение и знаки горизонтальных смещений по различным разломам геометрически согласуются с полем сжимающих напряжений, действующих в направлении ВСВ—ЗЮЗ.

Как показывают сейсмические профили МОВ, некоторые из разломов, изображенных на рис. 2, возможно, представляют собой повторно активизированные зоны деформации, которые повлияли на раннепалеозойские породы фундамента. Можно показать, что другие разломы имеют только позднемеловой или более древний возраст. Места современных поднятий (заштрихованные участки на рис. 2) достаточно хорошо совпадают с некоторыми из взброшенных блоков, прилегающих к разломам, которые выявлены по данным профилирования. Из этого факта следует, что по крайней мере некоторые из таких разломов активны и в настоящее время. Однако разрешающая способность сейсмических данных МОВ достаточна лишь для определения смещений вдоль разломов слоев не моложе миоцена (?), а координаты эпицентров современных землетрясений определены недостаточно точно, чтобы можно было выделить активные разломы.

Граница между провинциями напряжения Мидконтинента и Атлантического побережья в районе Новой Англии, по-видимому, отделяет относительно густую сейсмичность в северной части шт. Нью-Йорк и на востоке пров. Онтарио от значительно более рассеянной сейсмической активности, отмечаемой восточнее, в провинции Атлантического побережья (рис. 3). Землетрясения к западу от этой границы отвечают главным образом взбросам по плоскостям северо-западного простирания, тогда как к востоку от границы — взбросам по плоскостям северо-северо-восточного простирания [17]. Чтобы это произошло, относительная величина горизонтальных главных напряжений должна измениться вблизи границы провинций напряжений, т.е. компонента горизонтального сжатия северо-восточного направления с запада на восток должна уменьшаться, тогда как компонента северо-западного направления — увеличиваться, причем оба горизонтальных напряжения остаются больше литостатического.

На юго-востоке США простирания крутопадающих взбросов на краю прибрежной равнины [3] помогают провести границу провинции напряжений Атлантического побережья. Если границу проводить вблизи края провинции Блу-Ридж, как показано на рис. 1, то большая часть сейсмической активности придется на район, расположенный западнее этой границы как в Новой Англии, так и на юго-востоке (рис. 3). Однако многие сильнейшие землетрясения в восточной части США (такие, как в Чарлстоне и Кейп-Анн) произошли восточнее границы провинции Блу-Ридж, в пределах провинции Атлантического побережья.

Район наиболее хорошо изученной сейсмичности в провинции Атлантического побережья находится в восточной части шт. Нью-Джерси и юго-восточной части шт. Нью-Йорк; его центр тяготеет к линии разлома Рамапо, ограничивающего западную окраину триасового Ньюаркского

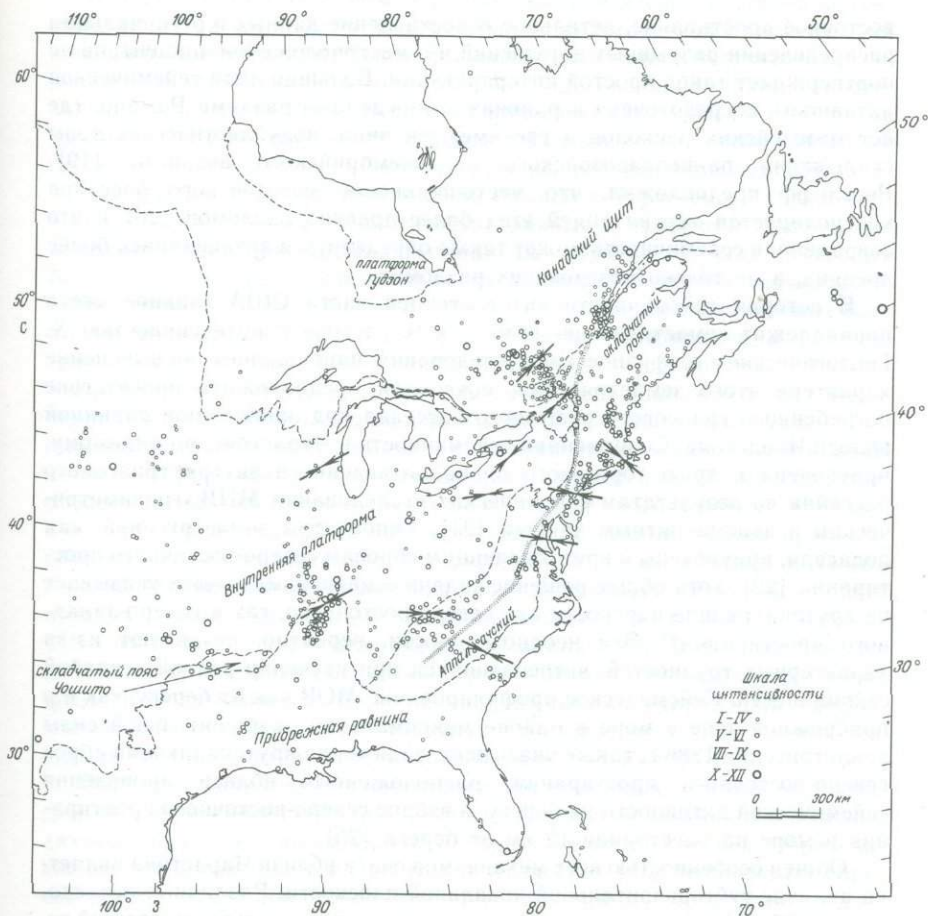


Рис. 3. Карта сейсмичности восточной части Северной Америки, показывающая эпицентры за период с 1928 по 1981 г. по данным инструментальных определений [59]. Широкая линия — граница провинций напряжений Атлантического побережья и Мидконтинента. Стрелками показаны направления сжимающих напряжений, полученные экстраполяцией данных рис. 1.

бассейна [18]. Современные землетрясения в этом районе характеризуются преимущественно движением взбросового характера по плоскостям разломов северо-восточного простирания [18], что согласуется с современным режимом сжимающих напряжений, которые в этом районе имеют в основном северо-западное направление.

Хотя источником современной сейсмичности было бы заманчиво считать активизацию мезозойского разлома Рамапо, имеющего северо-

восточное простирание, детальное сопоставление данных о региональном распределении разрывных нарушений и о местоположении эпицентров не подтверждает такой простой интерпретации. Большая доля сейсмической активности сосредоточена в районах за пределами разлома Рамапо, где нет мезозойских расколов и где имеются лишь полупластические зоны скалывания раннепалеозойского и докембрийского возраста [19]. Ретклифф предположил, что местоположение мезозойского бассейна контролируется активизацией этих более древних разломов [20] и что современная сейсмичность может также определяться активизацией более древних, а не только мезозойских разломов.

В истории сейсмичности юго-восточной части США главное место принадлежит землетрясению 1886 г. в Чарлстоне с интенсивностью X. Геологические и геофизические исследования, направленные на выяснение характера этого землетрясения, позволили предположить присутствие погребенного триасового рифтового бассейна под прибрежной равниной вблизи Чарлстона. Современная сейсмичность в Чарлстоне, по-видимому, приурочена к краю горстового блока, выявленного внутри триасового бассейна по результатам сейсмических исследований МПВ, гравиметрическим и аэромагнитным данным [21]. Гипоцентры землетрясений, как полагали, приурочены к крутопадающим сбросам северо-восточного простирания [22], хотя общее решение задачи о механизмах очага указывает на крутопадающие плоскости как северо-восточного, так и северо-западного простирания^{*)}. Эти неоднозначности, вероятно, возникают из-за характерных трудностей, встречающихся при изучении редкой и слабой сейсмичности. Сейсмическое профилирование МОВ как на берегу, так и в прибрежной зоне в море в районе максимальной разрушительной силы землетрясения 1886 г. также указывает, видимо, на крутопадающий сброс северо-восточного простирания, расположенный вблизи проявления сейсмической активности на берегу, и взброс северо-восточного простирания в море на расстоянии 12 км от берега [25].

Общей особенностью всех механизмов очага вблизи Чарлстона является наличие субгоризонтальной нодальной плоскости. Различные исследователи [25, 26] высказывали предположение, что подвижки вдоль пологой поверхности (соответствующей субгоризонтальной нодальной плоскости) являются причиной современной сейсмичности в Чарлстоне. В пользу этой гипотезы свидетельствуют три разных типа сейсмологических данных:

^{*)} Данные Тарра и Ри о механизмах очага [23] показывают, что обе горизонтальные компоненты главных напряжений могут быть приблизительно равны. Измерение напряжений по гидравлическому разрыву в осадках прибрежной равнины вблизи сейсмичного района Чарлстона свидетельствует о северо-западном направлении наибольшего сжимающего напряжения [24]. Однако наименьшее горизонтальное сжимающее напряжение оказалось крайне малым, что свидетельствует о нормальном сбросе. Не известно, является ли это показателем локального поля напряжений или следствием того факта, что измерения проводились в слабо консолидированных осадках прибрежной равнины.

1) хорошее соответствие между расположением изосейст для Чарлстонского землетрясения 1886 г. и для сильных землетрясений с пологим смещением в Гималаях [26]; 2) отсутствие раздробления и вертикальных перемещений допозднемелового несогласия, подстилающего район Чарлстона, как показывает сейсмическое профилирование МОВ; 3) некоторые признаки полой плоскости разрыва в сейсмических данных МОВ на глубинах, приблизительно соответствующих гипоцентральному [25].

Основываясь на изучении районов Рамапо и Чарлстона, а также привлекая дополнительные геологические данные о третичных взбросовых движениях вдоль зон прежних нормальных сбросов в других триасовых бассейнах, некоторые исследователи предполагали повторную активизацию (либо с крутым, либо с пологим падением) зон разломов триасовых бассейнов, имеющих в основном северо-восточное простирание, в качестве причины того, почему сейсмичность и деформации приурочены к району Атлантического побережья. Другие авторы утверждают, что более древние структуры фундамента (зоны милонитизации и дробления) определяли местоположение триасовых бассейнов и вновь действуют в направлении локализации деформаций в современном поле напряжений. Их взгляды подробнее рассматриваются в следующем разделе, посвященном активизации структур фундамента. Безотносительно к механизму или процессу, обуславливающему локализацию деформаций, геологическая летопись, свидетельствующая об увеличении роли взбросовых смещений в более древних пластах вдоль некоторых зон разломов восточного побережья США, указывает на продолжение деформации сжатия в третичном периоде*). Эти и другие факты позволяют предположить, что в настоящее время существует активная, довольно однородная система напряжений и деформаций, действующая вдоль Атлантического побережья США, и что она, возможно, была активной в течение 63 млн. лет или дольше.

Обращаясь вкратце к району побережья Мексиканского залива, мы видим, что, хотя в нем существует хорошо документированная голоценовая дизъюнктивная тектоника, этот район практически асейсмичен. Образование разломов связывается с ростом листрических (ковшеобразных) сбросов внутри осадочной толщи, которая, по-видимому, приводится в движение весом вышележащих осадков; напряженное состояние, по-видимому, контролируется фрикционной прочностью активных разломов**). Напряженное состояние в породах фундамента остается неизвестным, как и процесс, обусловивший начальное погружение вдоль границы континентальной окраины у побережья Мексиканского залива.

*) Миксон и Ньюэлл [27] задокументировали взброс северо-восточного простирания в Виргинии, который был активным в третичное время, а Джекобин [28] привел данные о существовании аналогичного разлома в Мэриленде.

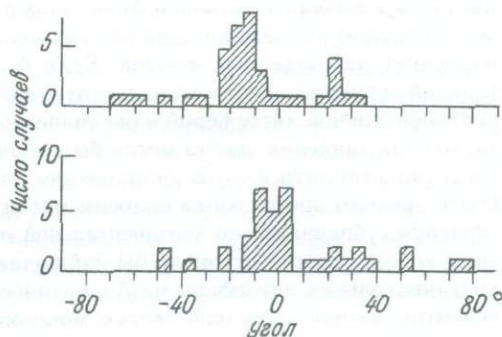
**) Поле напряжений, возникающее в результате фрикционного равновесия на нормальных сбросах, впервые рассмотрели Хабберт и Уиллис [29].

ИСТОЧНИКИ НАПРЯЖЕНИЯ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ЧАСТЯХ США

Обширные, довольно однородные поля сжимающих напряжений, наблюдаемые в провинциях напряжения Мидконтинент и Атлантического побережья, свидетельствуют о существовании крупномасштабных источников напряжения. Исследование источников этих напряжений и их моделирование только начинается. К предполагаемым крупномасштабным источникам относятся 1) сила «давления хребта», которая образуется в результате поднятия срединно-океанических хребтов и утолщения и погружения океанической литосферы за счет ее охлаждения при удалении от хребта [30]; 2) сопротивление относительно стационарной астеносферы движению литосферы, или «базальное волочение» [31]; 3) «астеносферное противотечение», т. е. волочение в подошве литосферы, вызванное течением астеносферы в направлении, определяемом глобальным балансом массы, которая поглощается в желобах и генерируется в хребтах [32, 33]. Рассмотрение направлений движения плит позволяет предсказать ориентацию этих различных источников напряжения. В центральной и восточной частях США азимут вектора абсолютной скорости (направление силы базального волочения) и направление спрединга на хребте (относительно Европы) очень близки между собой [34].

Рассмотрим сначала возможные источники напряжения в районе Мидконтинента. Астеносферное противотечение под центральной частью США направлено с северо-запада на юго-восток [32, 33]; следовательно, направление сжимающего напряжения должно быть также СЗ — ЮВ, что находится в полном противоречии с наблюдаемой СВ — ЮЗ ориентацией векторов сжимающего напряжения в Мидконтиненте. Поскольку направление абсолютного движения плит в этом регионе Северной Америки не отклоняется более чем на 15° от направления давления Срединно-Атлантического хребта (относительного движения Северной Америки и Европы), трудно провести различия между механизмами давления хребта и базального волочения, но интуитивно можно предполагать, что сила давления хребта должна играть наиболее существенную роль вдоль континентальной окраины (см. далее). Очень хорошее согласие между средним направлением максимального сжимающего напряжения в Мидконтиненте и направлением абсолютного движения Северной Америки (рис.4), по-видимому, свидетельствует о том, что источник напряжения может быть связан с базальным волочением. Эта модель астеносферного сопротивления будет маловероятна, если величина базального напряжения на литосферных плитах имеет порядок лишь нескольких бар, что предполагается на основе данных о скорости движения плит и вязкости астеносферы [33, 35]. Однако оценки скальвающих напряжений в верхней мантии, рассчитанные в результате анализа размера зерен в ксенолитах, превышают 100 бар [36]. Для Мидконтинента, по-видимому, можно принять более высокие значения напряжения, так как этот регион подстилается мощной литосферой и здесь зона пониженной скорости может быть слабо развита или вообще отсут-

Рис. 4. Гистограмма угловых отклонений направления абсолютного движения Северной Америки (внизу) и предсказанного направления давления хребта (вверху) [33] от направления наибольшего сжимающего напряжения в провинции Мидконтинент. Положительные значения угла соответствуют отклонению по часовой стрелке относительно опорного направления.



вовать [37]. В таком случае подошва литосферы, возможно, находится в мантии с высокой вязкостью и движение плит может встречать сильное сопротивление.

Основной источник напряжений в провинции Атлантического побережья остается неопределенным. Как показано на рис. 1, направление наибольшего сжатия приблизительно перпендикулярно Аппалачскому складчатому поясу и Атлантической континентальной окраине, что свидетельствует о возможной причинной связи. По сравнению с предсказанным направлением силы давления хребта найденные векторы напряжения устойчиво отклоняются приблизительно на 45° (по часовой стрелке). Таким образом, хотя сила давления хребта может быть компонентой поля напряжений в провинции Атлантического побережья, либо на эту силу должны накладываться дополнительные напряжения (чтобы объяснить наблюдаемую ориентацию), либо она должна быть переориентирована, возможно под влиянием анизотропии структуры фундамента*).

Было предложено несколько дополнительных механизмов, которые могли бы объяснить наблюдаемую ориентацию поля напряжений в провинции Атлантического побережья. Однако моделирование латеральных плотностных неоднородностей, связанных с различием мощности океанической и континентальной коры на пассивной континентальной окраине, приводит к полю напряжения, в котором перпендикулярно континентальной окраине действует растяжение, а не сжатие [38]. Таким образом, эта модель могла бы быть применима к провинции побережья Мексиканского залива, если растяжение, перпендикулярное границе шельфа и наблюдаемое в осадочной толще, характерно также для поля напряжений в породах фундамента, но в провинции Атлантического побережья она дает эффект, противоположный наблюдаемому. Модели изгиба литосферы под нагрузкой осадков вдоль пассивных окраин также указывают на тектонику растяжения для провинции Атлантического побережья [39, 40]. Напряжения изгиба, вызывающие сжатие в провинции Атлантического побережья,

*) Эта гипотеза была предложена Н. Слипом (личное сообщение).

могли быть вызваны эрозией в Аппалачах и дегляциацией [41]; но при более детальном анализе ни один из этих механизмов удовлетворительно не объясняет наблюдаемых фактов. Если бы на Атлантической континентальной окраине существовало достаточное различие по мощности между континентальной литосферой и океанической литосферой юрского возраста, то сила давления хребта могла бы воздействовать на утолщенную континентальную литосферу в направлении, почти перпендикулярном к наиболее древним прибрежным полосам магнитных аномалий, которые простираются субпараллельно континентальной окраине [17]. Направление этой силы хорошо соответствовало бы наблюдаемому. Однако океаническая и континентальная литосферы на Атлантической континентальной окраине, вероятно, имеют почти одинаковую мощность*); следовательно, результирующей силы не должно быть.

Гравитационное соскальзывание масс к востоку вдоль крупной палеозойской плоскости отслоения, которая, как обнаружено сейсмическим профилированием МОВ, подстилает весь Аппалачский пояс**), могло вызвать соответственно ориентированное сжимающее напряжение [26]. Хотя продолжение аппалачской плоскости отслоения под Атлантическую прибрежную равнину еще предстоит доказать, возможно, что субгоризонтальные поверхности отслоения могли образоваться под прибрежной равниной во время мезозойского рифтового раскола, который привел к образованию Атлантического океана. Если механизм гравитационного соскальзывания обуславливает появление основной компоненты поля напряжения на прибрежной равнине, то в основном приподнятом ядре Аппалачей (провинция Блу-Ридж) следует ожидать существования растягивающих напряжений. Однако имеющиеся геологические данные [46] указывают на недавние надвиги в Блу-Ридже, что свидетельствует о режиме сжатия в этом регионе. Кроме того, приложение модели гравитационного соскальзывания к разломообразованию и сейсмичности в провинции Атлантического побережья предсказывает появление нормальных сбросов (хотя и, вероятно, по субгоризонтальной плоскости), тогда как все найденные механизмы очага (как в районе Чарлстона, так и на всем Атлантическом побережье) указывают на тектонику сжатия, и ни о каких механизмах нормальных сбросов (со смещением по падению) не сообщалось. Более того, все наблюдаемые в этом регионе третичные разрывы представляют собой взбросы или структуры сжатия. Хотя сбросовое смещение по пологой плоскости, воз-

*) Насколько нам известно, на Атлантической прибрежной равнине не проводилось определений мощности литосферы. Исследование поверхностных волн для прибрежной равнины Мексиканского залива показывает, что мощность литосферы составляет 80—145 км [42]. Возраст океанической литосферы у Атлантического побережья США 180—190 млн. лет [40]; используя зависимость между возрастом и мощностью литосферы для западной части Тихого океана, найденную Лидсом и др. [43], можно предположить, что ее мощность 140 ± 35 км.

**) О существовании такой крупной плоскости отслоения позволяют предположить данные сейсмического профилирования МОВ и геологических исследований (см. [44, 45]).

можно, наилучшим образом объясняет сейсмичность (особенно в районе Чарлстона), представляется вероятным, что в действительности смещение носит взбросовый характер, и это согласуется с региональным сжатием.

Модели астеносферного противотечения предсказывают в провинции Атлантического побережья сжатие, ориентированное на СЗ — ЮВ, что и наблюдается в действительности. Однако напряжения, вызванные астеносферным противотечением, должны были бы играть более важную роль в обширном стабильном регионе Мидконтинента, где на самом деле этот механизм оказывает незначительное влияние на поле напряжений или вообще не влияет на него. Поэтому представляется маловероятным, чтобы астеносферное противотечение могло создать поле напряжения только в провинции Атлантического побережья.

Каковы бы ни были источники, создающие современное поле напряжений в провинции Атлантического побережья, данные о кайнозойских разрывных нарушениях в этой провинции показывают, что ни ориентировка поля напряжений, ни скорость движения по разломам заметно не изменились за последние 100 млн. лет [22]. Но поскольку здесь отсутствуют крупные зоны активных разломов и сильные землетрясения на восточном побережье США происходят не часто, это чрезвычайно затрудняет оценку долгосрочной сейсмической опасности в регионе. Модели поля напряжений, исследования источников напряжения и дополнительные глубинные измерения напряжения вдоль восточного побережья США необходимы, чтобы заполнить чрезвычайно важные пробелы в наших фундаментальных представлениях.

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВНУТРИПЛИТОВЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ЗОН

Продолжительные периоды покоя и небольшие суммарные горизонтальные смещения являются основными причинами, затрудняющими документирование и изучение кайнозойской активности разломов в центральной и восточной частях США. Например, районы Чарлстона и Кейп-Анн в настоящее время почти полностью асейсмичны. Эти районы, несомненно, были бы пропущены в списке сейсмоопасных, если бы в историческое время в них не происходили землетрясения. Тем не менее для районов с разрушительной сейсмичностью в историческое время начинает уже выявляться несколько общих важных характеристик, указывающих на то, что такие районы представляют собой локализованные ослабленные зоны в земной коре.

Во-первых, сейсмичность в центральной и восточной частях США, по-видимому, обусловлена довольно однородным региональным полем напряжений. До той степени, до какой возможна его независимая оценка, поле напряжений в сейсмичных частях провинций, по-видимому, в основном согласуется с полем всех провинций в целом, хотя для подтверждения этого вывода необходимы дополнительные данные. Таким образом, представляется, что региональные источники в общем преобладают над ло-

кальными источниками напряжения. Если гипотеза однородного поля напряжений справедлива, то из нее вытекает, что местоположение очагов сильных исторических внутриплитовых землетрясений определяется локализованными ослабленными зонами в коре, а не зонами концентрации напряжений.

Вторая особенность, представляющаяся общей для сейсмически активных районов, состоит в том, что землетрясения, по-видимому, происходят на определенных разломах или зонах разломов, а не на любой зоне разлома, соответствующим образом ориентированной относительно поля напряжений. Например, в районе Нью-Мадрида большинство землетрясений приурочено к разлому, идущему вдоль оси докембрийско-раннепалеозойского рифта в фундаменте, но лишь очень слабая активность связана с крупными сдвигами фундамента вдоль так же ориентированных разломов, ограничивающих рифт. На Атлантическом побережье были выделены многочисленные разломы, ограничивающие триасовые бассейны, и можно показать, что многие из них следуют по более древним разломам [10, 47]. Хотя некоторые исследователи приводят свидетельства кайнозойского перемещения [8], в настоящее время активна только зона разлома Рамапо.

Последняя очевидная особенность внутриплитовых сейсмически активных зон, свидетельствующая о том, что они являются ослабленными зонами, также освещена в недавно проведенных исследованиях сейсмичности и дизъюнктивной тектоники в сейсмической зоне Нью-Мадрида. Проведенная работа показала, что, хотя некоторые ныне активные разломы время от времени были активны и в прошлом [14, 15] и уровень голоценовой активности этих разломов был относительно высоким [48], суммарные смещения на них очень малы. Таким образом, внутриплитовые сейсмичные зоны, по-видимому, могут пребывать в покое в течение миллионов лет и затем активизироваться вновь. Кроме того, как показывают примеры Чарлстона и Кейп-Ани, они, видимо, могут также быстро утрачивать активность. Таким образом, кардинальными для оценки сейсмической опасности становятся следующие вопросы: в какой степени мы можем принять историческую летопись сейсмичности в качестве ключа к недавнему геологическому прошлому? Не пропускаем ли мы возможных мест сильных землетрясений из-за отсутствия для них сведений о существенной сейсмичности в историческое время?

ВОЗМОЖНЫЕ МЕХАНИЗМЫ ЛОКАЛИЗАЦИИ СЕЙСМИЧНОСТИ

Если внутриплитовые сейсмичные области соответствуют ослабленным зонам в земной коре, то можно ли определить физические процессы или механизмы, обуславливающие ослабление коры? Исходя из сопоставлений, проведенных в районах современной и исторической сейсмичности, было выдвинуто несколько гипотез.

На основе, в частности, геологических данных о смещениях по третичным разломам в районе Атлантического побережья было выдвинуто предположение о существовании корреляции между современной сейсмич-

ностью и зонами разломов северо-восточного и северо-северо-восточного простирания, многие из которых ограничивают триасовые бассейны [22]. Эти в основном северо-восточные зоны разломов, хотя, возможно, и имеют крутое падение, оказались ориентированными благоприятно для повторной активизации под воздействием сжатия в современном поле напряжений; хорошо изученным примером является зона разлома Рамапо [19, 20]. Однако детальные геологические исследования в области разлома Рамапо, единственного сейсмически активного триасового разлома, показывают, что в качестве определяющей структуры, контролирующей как локализацию триасового бассейна, так и современную сейсмическую активность, могут выступать относительно податливые зоны дробления и смятия ордовикского (435 млн. лет) или более древнего возраста [19]. Основная гипотеза заключается в том, что если такие зоны являются относительно ослабленными на глубине, то они могли локализовать хрупкое разрушение при движении по разломам (землетрясения) в верхней коре [19]. Такие ранее существовавшие зоны смятия с пластической деформацией, очевидно, играли важную роль в локализации других триасовых грабенов на восточном побережье США [10, 47]. Таким образом, представляется, что эти зоны смятия вполне способны подвергаться повторной активизации.

К другим данным в пользу этой гипотезы относятся зоны деформации с хрупким разрушением, обнаруженные внутри некоторых пластических зон смятия (см., например, [49, 50]). Однако главной трудностью, с которой встречается эта гипотеза, является то, что древние зоны смятия, в основном сходные с зоной разлома Рамапо, широко распространены в провинции Пидмонт, но для них пока еще нет хороших примеров корреляции с сейсмичностью. Контролируются ли все разломные зоны, ограничивающие триасовые бассейны, ранее существовавшими зонами деформации и являются ли все они потенциально сейсмоопасными? Связаны ли повторно активизированные древние зоны смятия с другими внутриплитовыми сейсмичными районами? Если существовавшие ранее зоны деформации играют важную роль в локализации деформаций, то не обусловлено ли их ослабление на глубине такими процессами, как усиленная ползучесть пластического материала?

Другим контролирующим сейсмичность восточного побережья США фактором, исследование которого только начинается, может быть видимая корреляция между зонами сейсмичности и длинноволновыми гравитационными аномалиями. Корреляция между гравитационным полем и запаздыванием продольных сейсмических волн в Новой Англии [51] показывает, что длинноволновые гравитационные максимумы, вероятно, отвечают подъему мантии^{*)}. Большая часть сейсмической активности восточного побережья США приурочена к крупной длинноволновой гравитационной «ступени», которая протягивается от восточной части шт. Мэн через южную часть Новой Англии в Алабаму [52]. Эта протяженная гравитационная ступень интерпретировалась как признак подъема мантии к востоку от нее и, следо-

*) Р. У. Симпсон (личное сообщение).

вательно, может указывать на главный шов между Северо-Американской и Африканской плитами в палеозое. Канадские геофизики отмечали существование аналогичной корреляции между длинноволновыми гравитационными аномалиями и сейсмичными районами [53]. Корреляция сейсмичности с гравитационной ступенью, соответствующей границе между двумя плитами различного строения, привлекательна потому, что на такой границе можно ожидать концентрации девиаторных напряжений [38, 53]. Однако эта гипотеза не объясняет заметной сейсмичности, не связанной с гравитационными аномалиями.

Видимую связь внутриплитовых сейсмически активных областей с интрузивными массивами (известными как по данным интерпретации гравитационных и магнитных аномалий, так и по выходам пород на поверхность) предлагалось рассматривать как важную особенность таких зон. Так, например, Сайкс [1] высказал предположение, что внутриплитовые землетрясения на востоке Северной Америки (и в других районах земного шара) происходят в таких ослабленных зонах континентов, где присутствуют также и щелочные интрузии. Кейн [54] предположил существование корреляции между основными плутонами и сейсмичностью, а МакКеон [55] — корреляции между основными дайками, параллельными и субпараллельными структурами, связанными с этими дайками, и ориентировкой нодальных плоскостей современных землетрясений в центральной и юго-восточной частях США.

Возможную корреляцию между сейсмичностью и изверженными интрузивными породами можно проверить в районе Нью-Мадрида. Из интерпретации данных недавно проведенного сейсмического профилирования МОВ [14, 15] следует, что в этом районе присутствуют лакколлитовые интрузии, приподнимающие осадки среднего эоценового возраста на северо-западе шт. Теннесси, характеризующемся густой сейсмичностью (см. рис. 2). В других районах центральной части США интрузивные породы такого возраста не известны, и, как видно на рис. 2, современная сейсмичность сосредоточена в районе этих интрузий. Кроме того, аэромагнитные данные свидетельствуют о возможном присутствии зоны интрузий, которая протягивается вдоль оси предполагаемого докембрийско-раннепалеозойского рифта, подстилающего северную часть Миссисипского бассейна [11], и более или менее совпадает с СВ — ЮЗ простиранием зоны сейсмичности (рис. 2). Таким образом, две наиболее отчетливые сейсмические зоны в районе Нью-Мадрида, по-видимому, довольно хорошо коррелируют с интрузивными породами.

Чтобы развить эту гипотезу дальше, рассмотрим следующий важный вопрос: каким образом могут быть связаны между собой сейсмичность и интрузии? Некоторые исследователи полагают, что напряжение механически концентрируется в интрузивной породе и вблизи нее из-за различий в модулях упругости этой породы и вмещающих пород. Другая гипотеза состоит в том, что интрузии «мягче», чем вмещающие породы, вследствие серпентинизации, и это должно приводить к концентрации напряжений в породах, окружающих интрузию [54]. Но было также высказано предполо-

жение, что интрузии изверженных пород «жестче» вмещающих пород; в этом случае напряжения концентрируются преимущественно внутри интрузии. Следующая теория состоит в том, что приуроченность сейсмичности к щелочным породам может объясняться остаточными эффектами присутствия большого количества летучих веществ, связанных с возникновением и внедрением щелочных пород [56]. Иными словами, зоны интрузий вследствие растрескивания могли иметь более высокую пористость и поровое давление и, следовательно, были зонами эффективного ослабления. Как предполагается еще в одной теории, внутриплитовые землетрясения происходят вблизи интрузивов потому, что к последним в прошлом были приурочены системы крупных разломов, которые проникали через большую часть коры и достигали глубинных источников магмы [1].

Каждая из упомянутых гипотез встречает свои трудности. Первая связана со следующим вопросом: насколько тесна пространственная корреляция сейсмичности с интрузиями? Существует много мест, где имеются интрузивы, но отсутствует сейсмичность. Например, в случае Нью-Мадрида все теории, связанные с интрузиями, в общем должны бы предсказывать, что большая часть сейсмической активности будет проявляться вблизи крупных интрузий, ограничивающих рифт, но на самом деле это не так. Один из самых крупных плутонов основного состава в восточной части США, комплекс Кортленд, находится вблизи зоны разлома Рамапо, но, по-видимому, не оказывает никакого влияния на локализацию сейсмичности [19]. Аналогичным образом, согласно гипотезе концентрации напряжений, землетрясения должны устойчиво группироваться вблизи границ интрузивов, но этого не наблюдается. Если интрузивная деятельность ослабляет вмещающие породы, то может ли этот эффект сохраняться в течение десятков миллионов лет?

Таким образом, хотя и возможно, что корреляция между сейсмичностью и интрузивными породами может быть полезной в общем смысле — при выделении районов потенциальной внутриплитовой сейсмичности, убедительных детальных данных о связи интрузивов с внутриплитовыми сейсмичными зонами не получено. Если внутриплитовые землетрясения происходят вблизи районов развития интрузивных пород, которые представляют собой зоны крупных систем глубоко проникающих разломов в коре, то, быть может, было бы правильнее рассматривать интрузивные породы как следствие, а не как причину аномальных условий в коре, приводящих к землетрясениям.

Итак, хотя каждый из предложенных механизмов локализации внутриплитовой сейсмичности может оказаться подходящим для конкретных районов, общая корреляция еще не установлена, как не установлен и единый причинный механизм, который объяснял бы все случаи, кроме механизма благоприятно ориентированных, ранее образовавшихся ослабленных зон в коре. Вероятно, и нет оснований ожидать, что будет найден единый причинный механизм или единая характеристика, зная которые можно было бы среди регионов, содержащих благоприятно ориентированные ослабленные зоны, выделить те, которые являются потенциально опасными в

сейсмическом отношении. Более разумно было бы ожидать, что в такой роли выступит некоторое сочетание характеристик, а не одна отдельная характеристика. Но можно ли установить такое решающее сочетание характеристик? Или для того, чтобы решить, где размещать средства для регистрации землетрясений, следует рассматривать регионы, имеющие хотя бы одну из нескольких возможных важных характеристик, как потенциально активные? Ответы на эти фундаментальные вопросы определяют направление будущих исследований.

ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Ключевой вопрос при определении сейсмической опасности в центральной и восточной частях США состоит в том, является ли поле напряжений в провинциях напряжения Мидконтинента и Атлантического побережья регионально однородным. Имеющиеся данные крайне скудны, и еще не найдено убедительного механизма, создающего источник поля тектонических напряжений в провинции Атлантического побережья. Если удастся понять, какие источники создают поле напряжений, то это поможет определить, не является ли большая часть локальных вариаций поля напряжений лишь показателем качества полученных данных или же локальные вариации в пределах некоторой провинции реально существуют и указывают на действие локальных источников или локальных концентраций напряжения. Если региональное поле напряжений однородно, то ответ на вопрос об исключительности мест крупных исторических землетрясений будет зависеть от того, можно ли различить такие зоны по признаку аномально низкой прочности. Чтобы проверить эту гипотезу, нужно иметь больше данных о напряженном состоянии, необходимо промоделировать возникновение поля напряжений и понять возможные причины низкой прочности в коре. Следует предпринять исследования, направленные на определение причины сейсмичности, чтобы попытаться связать механизмы высвобождения напряжений с геологическими структурами. Чтобы уметь точно оценивать сейсмическую опасность во внутриплитовых областях, необходимо также понять физические механизмы, контролирующие сейсмичность. Попытки выявить потенциально опасные районы исключительно на основе исторических сведений о сейсмической активности, очевидно, не имеют высокой ценности. *)

ЛИТЕРАТУРА

1. Sykes L. R. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **16**, 621, 1978.
2. Zoback M. L., Zoback M. D. *J. Geophys. Res.*, **85**, 6113, 1980.
3. Howard K. A. et al. *U. S. Geol. Surv. Misc. Field Stud. Map. MF-916*, 1978.
4. Sbar M. L., Engelder T., Plumb R., Marshak S. *J. Geophys. Res.*, **84**, 156, 1979.

*) Мы благодарны Ф. А. Мак-Кеону, Н. М. Рэтклиффу, Г. С. Гону и Р. М. Гамльтону за полезные обсуждения и конструктивные замечания по первым вариантам рукописи.

5. *Haimson B. C.* In: Proceedings of the 20th Symposium on Rock Mechanics. American Society of Civil Engineers, New York, 1979, p. 675.
6. *Lachenbruch A. H., Sass J. H.* Am Geophys. Union Monogr., 20, 1978, p. 626.
7. *Blackwell D. D.* Geol. Soc. Am. Monogr., 152, 1978, p. 175.
8. *Prowell D. G.* U. S. Geol. Surv. Misc. Field Stud. Map MF-1269.
9. *Haimson B. C.* Am. Geophys. Union Monogr., 20, 1977, p. 576.
10. *Herrmann R. B. J.* Geophys. Res., 84, 3543, 1979.
11. *Hildenbrand T. G., Kane M. S., Stauder S. J.* U. S. Geol. Misc. Field Stud. Map MF-914, 1977.
12. *Nuttli O. W.* Bull. Seism. Soc. Am., 63, 227, 1973.
13. *O'Connell D. R., Bufe C., Zoback M. D.* U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. (в печати).
14. *Zoback M. D., Hamilton R. M., Crone A. J., Russ D. P., McKeown F. A., Brockman S. R.* Science, 209, 971, 1980.
15. *Zoback M. D.* Geol. Soc. Am. Bull., 90, 1019, 1979.
16. *Stearns R. G.* U. S. Nucl. Regul. Comm. Rep. NUREG/CR-0874, 1979.
17. *Yang J. P., Aggarwal Y. P.* J. Geophys. Res. (в печати).
18. *Aggarwal Y. P., Sykes L. R.* Science, 200, 425, 1978.
19. *Ratcliff N. M.* In: Field Studies of New Jersey: Geology and Guide to Field Trips. Rutgers University, Newark, 1980, p. 278.
20. *Ratcliff N. M.* Geol. Soc. Am. Bull., 82, 125, 1971; Geol. Soc. Am. Abstr. Programs, 13 (No. 3), 171, 1981.
21. *Talwani P.* U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1028, 1977, p. 177; *Ackermann H. D.* Ibid., p. 167; *Long L. T., Champion J. W., Jr.* Ibid., p. 151; *Phillips J. D. et al.* Ibid., p. 138.
22. *Wentworth C. M., Mergner-Keefer M.* U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. (в печати).
23. *Tarr A. C., Rhea S.* U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. (в печати).
24. *Zoback M. D., Healy J., Roller J., Gohn G., Higgins B.* Geology, 6, 147, 1978.
25. *Behrendt J. C., Hamilton R., Ackerman H., Henry V., Bayer K.* Geology, 9, 117, 1980.
26. *Seeber L., Armbruster J. G. J.* Geophys. Res. (в печати).
27. *Mixon R. B., Newell W. L.* Geology, 5, 437, 1977.
28. *Jacobein F. H.* Md. Geol. Surv. Inf. Circ., 13, 1972.
29. *Hubbert M. K., Willis D. G.* Trans. Am. Inst. Min. Metall. Pet. Eng., 210, 153, 1957.
30. *Frank F. C.* Am. Geophys. Union Monogr., 16, 1972, p. 285; *Artyushkov E. V.* J. Geophys. Res., 78, 7675, 1973.
31. *Richardson R. M., Solomon S., Sleep N. J.* Geophys. Res., 81, 1847, 1976.
32. *Harper J. F.* Geophys. J. R. Astron. Soc., 55, 87, 1978; *Hager B. H., O'Connell R. J.* J. Geophys. Res., 84, 1031, 1979.
33. *Chase C. G.* Geophys. J. R. Astron. Soc., 56, 1, 1979.
34. *Minster J. B., Jordan T. H. J.* Geophys. Res., 83, 5331, 1978.
35. *Chapple W. M., Tullis T. E.* Ibid., 82, 1967, 1977.
36. *Mercier J. C. C.* Ibid., 85, 6293, 1980.
37. *Herrin E.* In: The Nature of the Solid Earth. F. C. Robertson, Ed. McGraw-Hill, New York, 1972, p. 216; *Chapman D. S., Pollock H. N.* Geology, 5, 265, 1977.
38. *Bott M. N. P., Dean D. S.* Nature (London) Phys. Sci., 235, 23, 1972.
39. *Walcott R. I.* Geol. Soc. Am. Bull., 83, 1845, 1972; *Turcotte D. L., Ahern J., Bind J.* Tectonophysics, 42, 1, 1977.
40. *Watts A. B., Ryan W. B. F.* Tectonophysics, 36, 25, 1976.
41. *Stein S., Sleep N., Geller R., Wang S. C., Kroeger G.* Geophys. Res. Lett., 6, 537, 1979.

42. *Biswas N. N., Knopoff L.* Geophys. J. R. Astron. Soc., **36**, 515, 1974.
43. *Leeds A. R., Knopoff L., Kausel E. G.* Science, **186**, 141, 1974.
44. *Cook F. A., Albaugh D., Brown L., Kaufman S., Oliver J., Hatcher R.* Geology, **7**, 563, 1979.
45. *Harris L. D., Bayer K. C.* Ibid., p. 568.
46. *Schäfer K.* Nature (London), **280**, 223, 1979.
47. *Glover L.* III Geol. Soc. Am. Abstr. Programs, **12** (No. 4), 178, 1980.
48. *Russ D. P.* Geol. Soc. Am. Bull., **90**, 1013, 1979.
49. *Horton J. W., Jr.* In: The Caledonides in the U. S. A. Virginia Polytechnic Institute, Blacksburg, 1979, p. A17.
50. *Horton J. W., Butler J. R.* In: ibid., p. A17.
51. *Taylor S. R., Töksoz M. N. J.* Geophys. Res., **84**, 7627, 1979.
52. *Kane M. F., Simpson R. W.* Geol. Soc. Am. Abstr. Programs, **13** (No. 3), 140, 1981; *Simpson R. W., Godson R. S., Bothner W. A.* Ibid., p. 176; *Kane M. F., Simpson R., Osberg P.* Eos Trans. Am. Geophys. Union, **62**, 402, 1981.
53. *Goodacre A. K., Hasegawa H. S.* Can. J. Earth Sci., **17**, 1286, 1980.
54. *Kane M. F.* U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1028-0, 1977, p. 199.
55. *McKeown F. A. J.* Res. U. S. Geol. Surv., **6**, 41, 1978.
56. *McKeown F. A.* U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. (в печати).
57. *Fenneman N. M.* U. S. Geol. Surv. Map, 1946, 1:7 000 000 scale.
58. *Stauder W., Herrmann R., Singh S., Perry R., Haug E., Morrissey S.* Cent. Miss. Valley Earthquake Bull., **19**, 1979.
59. *York J. E., Oliver J. E.* Geol. Soc. Am. Bull., **87**, 1105, 1976.

КРИЗИС ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ: КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ГЕОСФЕР

У. С. Файф^{*)}

Из-за роста народонаселения деятельность человека стала доминирующим процессом, изменяющим континенты и окружающую их среду. Для познания новых факторов воздействия на внешнюю среду проводятся исследования пограничных процессов во всех масштабах. Нынешние усилия ученых еще недостаточны и не обеспечивают получения данных, необходимых для принятия рациональных решений в важнейших для человечества сферах, таких, как мировое производство энергии, использование земли и разработка природных ресурсов.

Несмотря на все успехи науки и техники, человек ощущает ограниченность нашей планеты. Свойственные ей ограничения были проанализированы в составленном в 1980 г. весьма выразительном «Докладе президенту США: Земля в 2000 г.» [1]. В этом докладе предсказывается увеличение населения Земли к 2000 г. на 50%, и это население должно будет обеспечиваться 4%-ным увеличением возделываемых земель. В докладе 1977 г. Римского клуба [2, с. 1] констатируется, что «больше мы не можем позволить себе жить в мире, в котором немногие процветают, а большинство находится на грани голодной смерти». Ч. П. Сноу [3, с. 27] писал, что «отдельные районы голода сольются в море голодания». Комитет при президенте США по изучению влияния возросшего потребления угля на здоровье и внешнюю среду выделил две основные глобальные проблемы окружающей среды с их возможным влиянием на климат Земли: одна из них — выпадение кислот с атмосферными осадками, а другая — возросшее выделение двуокси углерода [4]. По словам Вудвела [5, с. 43], «по-видимому, дело быстро идет к тому, что двуокись углерода, которая до последнего времени была безвредным газом и присутствовала в атмосфере в микроскопическом количестве, займет центральное место среди угроз для существующего миропорядка». Эту мысль можно было бы продолжить, но проще сказать, что человек вмешивается в природные системы, которые, как некогда считалось, имели практически неисчерпаемую буферную способность. Когда мы осознали эти нарушения среды, стали очевидными крупные пробелы в наших представлениях о многих фундаментальных процессах в окружающей среде.

В свете современной социальной и политической ситуации представляется неизбежным, что население Земли к началу следующего столетия превысит 10 млрд. человек. Человек современного промышленного мира

^{*)} Автор — профессор геологии в Университете Западного Онтарио, Лондон, Онтарио N6A 5B7, Канада.

потребляет $2 \cdot 10^7$ г (20 т) нового минерального вещества ежегодно [1]. Для 1 млрд. человек, что составит около 15% населения Земли к 2000 г. это годовое потребление ($2 \cdot 10^{16}$ г) почти равно массе, вовлеченной в наиболее впечатляющие геологические процессы на нашей планете, т.е. формирование океанической коры, эрозию и горообразование. Если мы добавим к этой цифре количество земли, перепахиваемой в сельском хозяйстве, то не останется сомнений в том, что человек стал самым важным агентом, преобразующим поверхность нашей планеты. Мы должны понимать последствия этой новой ситуации, в которой «воздействие на окружающую среду, природные ресурсы и народонаселение все усиливается и во все возрастающей степени будет определять уровень жизни человека на нашей планете» [1, с. 111]. Геохимики должны будут получить наибольшее количество фундаментальных данных, необходимых для оптимального планирования, с тем чтобы свести к минимуму эти нарушения среды.

Одной из конечных целей геохимии является детальное познание истории химических элементов, принимающих участие в основных процессах на Земле. Большинство наших нынешних подходов сформировалось в классических исследованиях Гольдшмидта [6]. В ранних концепциях геохимического цикла [7] считалось, что в условиях, существующих на поверхности Земли, основные процессы складываются только из взаимодействия гидросферы, атмосферы и земной коры. Влияние более глубокой мантии приуменьшалось на несколько порядков величины. Гольдшмидт признавал большое значение биосферы и установил, что живые организмы могли играть важную роль в концентрации некоторых металлов. Но большинство ученых, занимавшихся изучением Земли, отводили этим процессам второстепенную роль по сравнению с основными неорганическими процессами. И только теперь мы начинаем исследовать основные скорости потока химических веществ между главными геосферами (атмосферой, гидросферой, биосферой, корой и мантией). Именно эти кинетические процессы в конечном счете определяют существование глобальных буферных систем. Сегодня мы знаем, что человек нарушает некоторые из этих скоростей в масштабе, который легко наблюдать.

Почти все проблемы, связанные с изучением кинетических процессов, которые контролируют стабильность окружающей среды, затрагивают границы раздела. Имеются важнейшие границы раздела между атмосферой и океанами, дождевой водой и континентальной корой, океанической водой и осадками на дне океана, живой клеткой и гидросферой, земной корой и глубинными недрами Земли. Мы также имеем дело с границей раздела между атмосферой и радиационными поясами Земли.

Только в последнее десятилетие ученые, занимающиеся изучением Земли, начали учитывать динамику нашей планеты и масштаб взаимодействий. Теперь мы знаем, что Земля — это сильно конвектирующее тело. Одно из наиболее ярких открытий последних лет состоит в том, что земная кора океанического дна, занимающая 70% поверхности Земли, в геологическом отношении молода и что почти вся эта кора поступает

обратно в мантию до глубин около 700 км. Легкое вещество континентальной коры плавают на более тяжелой мантии, изменяется под влиянием эрозии и реконструируется вблизи океанических окраин континентов. Интересно вновь посмотреть на тексты, написанные в 50 — 60-х годах нашего столетия [7, 8], чтобы увидеть, что количественные оценки влияния вулканизма на формирование коры были занижены на один-два порядка величины. Основной конвективный поток между глубокими недрами Земли и находящейся на поверхности корой в настоящее время довольно хорошо определен, но в наших знаниях все еще имеются большие пробелы.

Процессы обмена между геосферами в конечном счете контролируют состояние среды обитания человека, имеем ли мы дело с энергетическими, сырьевыми и сельскохозяйственными ресурсами или с процессами, которые приводят к землетрясениям либо другим геологическим опасностям. Однако, чтобы глубоко понять эти процессы, необходимо рассмотреть пограничные процессы на атомно-молекулярном уровне. Формирование почв и их плодородие зависят от происходящих на поверхности реакций между минералами породы и грунтовыми водами. Перенос токсического металла, возможно, зависит от его фиксации в клеточной стенке микроорганизма. Такие пограничные процессы, которые контролируют перенос химических веществ, мобилизацию элементов и их последующую фиксацию в новообразованных породах и минералах, мы понимаем еще далеко не полностью. Я вспоминаю из своих студенческих лет лекцию одного выдающегося химика о «терра инкогнита» — реакции на поверхности твердого тела. Только сейчас геохимики начинают исследовать эту «неизведанную землю» — поверхности, которые определяют состояние окружающей нас среды.

НАБЛЮДЕНИЯ

Наиболее актуальной проблемой, с которой сталкиваются геохимики, является количественная — на любом уровне — оценка взаимодействий, которые контролируют окружающую нас среду. Есть основания оптимистически ожидать, что требуемый прогресс достигим. Геохимик должен накапливать данные, которые позволят ему принимать рациональные решения в отношении глобальных проблем окружающей среды.

Такой оптимизм основан на феноменальных достижениях в области наших возможностей наблюдать и описывать природные системы на всех уровнях. Исследование Солнечной системы приносит данные об атмосферах и поверхностях планет, оттачивающие имеющиеся у нас представления о развитии нашей собственной планеты и о факторах, благоприятствующих существованию жизни. Каждый космический полет дает толчок развитию науки. Если мы хотим приступить к количественной оценке переменных, контролирующих эволюцию нашей планеты, необходимо наблюдать не одну, а несколько планет. С помощью спектроскопии в более отдаленных областях космического пространства сейчас уже

обнаружено множество сложных органических молекул [9, 10], что ведет к разработке новых гипотез о предшественниках жизни [11].

Впервые мы можем наблюдать всю поверхность нашей планеты. Используя полный спектральный диапазон неблуждений со спутников, мы можем наблюдать за атмосферой и поверхностью суши, распределением влажности или солености почв, ростом коралловых рифов, уничтожением лесов или развитием пустынь и движением на крупных разломах. Интенсивно исследуется характер атмосферы с множеством свойственных ей сложных фотохимических процессов [12], но, как показала дискуссия о концентрации озона в стратосфере, эти наблюдения не получили адекватного истолкования, и недавно [13] было установлено, что изменения концентрации двуокиси углерода могут приводить также к изменению содержания озона в атмосфере. Состояние дел иллюстрирует тот факт, что только сейчас мы провели первые измерения содержания серной кислоты в стратосфере [14].

Земную кору под океаническими глубинами в настоящее время наблюдают непосредственно, а совсем недавно [15] с помощью обитаемых подводных аппаратов были открыты и опробованы богатые сульфидные руды цинка и меди. Модели рудообразования в подводных условиях, разработанные геологами-металлогенистами в последнее десятилетие [16], подтверждаются прямыми наблюдениями.

В основе достижений современной геохимии лежат успехи в разработке аппаратуры для определения химического состава и структуры неорганических и биологических материалов Земли. Еще не так давно основные средства исследований сводились к классическим методам неорганической химии в сочетании с методами оптической спектроскопии и дифракции рентгеновских лучей. Их применение требовало такой трудоемкой процедуры, как разделение минералов; масштаб наблюдений часто был слишком груб для разрешения реальных механизмов действующих процессов, а методов исследования поверхности или границы раздела вообще почти не существовало.

Успехи в области электронной оптики, фотоники и масс-спектрометрии, в разработке детекторов и ЭВМ, которые используются вместе с научной аппаратурой, создали такое положение, при котором лишь немногие системы не поддаются объективному описанию. Но с усложнением технических средств возросла также стоимость решения задач.

Ученому в современном многоотраслевом геохимическом институте потребуется доступ к таким приборам, как электронные микросонды, ионные микросонды, рентгеновские измерители флюоресценции и индуктивно связанные плазменный и масс-спектрометры. Новое поколение электронных микроскопов со средствами передачи, сканирования и анализа позволяет определять характер частиц на уровне 20—50 Å, что жизненно необходимо для понимания многих процессов биоминерализации. Современные масс-спектрометры, сопряженные с небольшими ускорителями, которые элиминируют различные виды молекул, обладают уровнями обнаружения, близкими к одному атому [17]. Исследования

химизма нескольких внешних атомных слоев поверхности становятся повседневной практикой благодаря одному из современных методов (электронной спектроскопии для химического анализа) и методике Аугера. Итак, мы располагаем средствами от спутников и обитаемых подводных аппаратов до электронных микроскопов, с помощью которых мы наблюдаем нашу планету и слагающее ее вещество. Имея такую поддержку, мы теперь можем приступить к описанию явлений, которые контролируют окружающую нас среду.

ЭНЕРГИЯ И ОКРУЖАЮЩАЯ СРЕДА

Чтобы не сбылось приведенное выше предсказание Сноу, мировая выработка энергии в ближайшие два десятилетия должна возрасти вдвое. Каждое решение в отношении энергии связано с усилением воздействия на окружающую среду или природные ресурсы. Данных, необходимых для разумного выбора между различными решениями, нет.

Из доклада 1978 г. Римского клуба [18] можно заключить, что последующие десятилетия будут временем возросшего использования ископаемого углерода во всех видах, а в качестве источника энергии будет использоваться ядерное деление. Хотя решения, выбранные любой страной, ограничены, для специалиста в области наук о Земле проблемы носят глобальный характер. Почти в каждом номере журнала "Science" или "Nature" появляются статьи, в которых выражается серьезная озабоченность научного мира в отношении различных форм получения энергии. Но уровень исследований и число достаточно хорошо оборудованных лабораторий не соответствуют масштабу проблемы.

Все недавние дискуссии по проблемам, связанным с использованием ископаемого углеродного топлива, были сосредоточены главным образом на двух важных аспектах: рост концентрации двуокси углерода в атмосфере [5] и возрастающее выпадение кислот в связи с выбросом серных и азотных соединений [4]. Современная скорость поступления углерода в атмосферу от всех форм сгорания составляет $5 \cdot 10^{15}$ г/год [5] — еще одна иллюстрация масштаба деятельности человека (сравним ее со скоростью формирования новой океанической коры: $3 \cdot 10^{16}$ г/год). Резервуар атмосферного углерода составляет около $7 \cdot 10^{17}$ г, а значит, в результате деятельности человека за год добавляется почти 1% массы этого резервуара. Атмосферный мониторинг ясно показывает, что буферные системы не справляются с этой добавкой, и самые последние работы предсказывают к середине следующего столетия увеличение температуры приблизительно на 2—3°C. Уигли и др. [19, с. 17] недавно писали о «сценариях для мира с теплым климатом и высоким содержанием CO_2 ». В докладе «Земля в 2000 г.» [1, с. 37] мы читаем: «Ожидается, что вызванное двуокисью углерода повышение температуры будет в 3—4 раза больше на полюсах, чем в средних широтах. Увеличение температуры в полярных районах на 5—10°C может в конце концов привести к таянию гренланд-

ской и антарктической ледниковых шапок...» Но такая точка зрения часто оспаривается, и Идзо [20, с. 1463] утверждает, что «удвоение концентрации атмосферного CO_2 должно вызвать изменение T_0 (температуры воздуха на поверхности Земли), практически неотличимое от климатического «шума». Ввиду огромной сложности фотохимических процессов в верхней атмосфере (Мак-Эван и Филлипс [12] перечислили около 400 важных процессов) не удивительно, если обнаружится, что при изменении концентрации углекислого газа концентрации других веществ, включая озон, также изменятся [13].

Точное понимание воздействий возросшего содержания двуокиси углерода на климат и на само наше выживание включает множество факторов, в том числе влияние вулканизма, фиксации биомассы, обмена между океаном и атмосферой, химическое выветривание, отложение биомассы в осадках и образование пыли в результате человеческой деятельности [21, 22]. Взаимодействие этих факторов количественно не определено. И помимо учета фундаментальных планетарных процессов необходимо принимать во внимание изменения в деятельности человека. Будет ли в следующем столетии по-прежнему существовать амазонская система лесов? Если не будет и «зеленый ад» станет «красной пустыней» [23], то как тогда увеличение скоростей осадконакопления в Атлантическом океане, обусловленное усилившейся эрозией, повлияет на окружающую среду? В недавнем сообщении [24] указывается, что сведение лесов уже сейчас увеличивает полноводность Амазонки.

Возросшее содержание кислот в дождях непосредственно связано со сжиганием ископаемого топлива и биомассы [4, 25]. Состояние знаний в этом вопросе хорошо характеризует комментарий [26, с. 1]: «Эффекты выпадения кислых атмосферных осадков на район Великих озер еще не вполне ясны. Сами Великие озера вне опасности, но угроза малым рекам, озерам и притокам рек делает кислотный дождь угрозой для экосистемы Великих озер».

Растворимость и скорость окислительно-восстановительных процессов почти для всех минералов и искусственных материалов сильно изменились при изменении рН дождя на единицу, которое произошло в западных районах США за последнее десятилетие [27]. У большинства минералов сульфидных руд, из которых в окружающую среду выделяются токсические металлы (ртуть, свинец, кадмий), растворимость зависит от квадрата рН. Проводимый в настоящее время мониторинг таких процессов еще не достаточен, как и имеющиеся данные о буферных взаимодействиях в системе почва — порода — вода.

Хотя эти проблемы уже всеми осознаны, общие геохимические последствия процессов сгорания ископаемого топлива и биомассы еще только начинают привлекать к себе внимание [28]. Вся биомасса для своего полноценного развития требует целого набора рассеянных металлов. Это хорошо иллюстрируется используемыми в земледелии химическими средствами [29], в которых содержатся комплексирующиеся с металлами органические реагенты для поддержания адекватных кон-

центраций меди, цинка и других металлов. Биомасса и ее отходы, перерабатываемые со скоростью около $6 \cdot 10^{16}$ г/год, являются одним из важнейших механизмов переноса металлов в системе земная кора — гидросфера. Хотя такие металлы часто фигурируют как существенные или несущественные, обычные биологические молекулы способны образовывать комплексы почти со всеми металлами, даже такими классическими тугоплавкими малоактивными элементами в арсенале геохимика, как титан и цирконий, которые образуют комплексы с полисахаридами [30]. Уголь обычно содержит множество редких элементов (бор, фтор, никель, медь, цирконий, свинец и уран) в повышенных концентрациях. Возможно, это результат процессов фильтрации углерода, которые приводят к росту первоначальных концентраций в растениях и происходят из-за высокой проницаемости угольных пластов во время метаморфических процессов формирования угля. Таким образом, добыча угля перемещает на поверхность и в атмосферу около 20 000 т урана в год, т.е. около 7% от его расчетных мировых запасов в настоящий момент [1]. Выполненные недавно исследования летучей каменноугольной золы [31] выявили обогащение ее ртутью, свинцом и ураном.

В отношении этого наиболее распространенного источника энергии, добываемого в количестве около $3 \cdot 10^{15}$ г/год, наши знания о химическом составе, химической структуре и соответствующих геологических факторах совершенно недостаточны. Наша лаборатория недавно получила несколько стандартных образцов угля из Национального бюро стандартов. У них достаточно хорошо определена концентрация лишь 14 элементов. Углям свойственна сильная изменчивость состава [32], который необходимо знать полностью в связи с выбором различных вариантов использования угля.

Вследствие использования угля и работы современных промышленных предприятий человек вмешивается и в перемещение металлов в условиях земной поверхности. Вуд и Гольдберг [33] опубликовали данные о том, что современные осадки Балтийского моря содержат в 7 раз больше кадмия, в 4 раза больше свинца, в 3 раза больше цинка и в 2 раза больше меди, чем осадки столетней давности. Они также писали, что приток ртути в океаны увеличился в 4 раза по сравнению с уровнем, существовавшим до появления человека. Эту ситуацию иллюстрирует табл. 1. Но если кислотность атмосферных осадков в глобальном масштабе будет и далее возрастать, такие изменения еще больше усилятся.

Потенциал современной аппаратуры для наблюдений не используется в полной мере для изучения проблем химии топлива. Мы должны точно знать, как распределяются элементы в топливах: находятся ли они в минералах зольной фракции, имеются ли в органометаллических комплексах, могут ли они разделяться до или после сжигания топлива? Главных данных часто недостает. Если бы некоторые из этих примесных элементов удалось извлечь из массы топлива, расходуемой в настоящее время, то их количества хватило бы для удовлетворения большей части

Таблица 1. Естественный и антропогенный приток металлов в океан [1]

Элемент	Приток, тыс. т/год	
	естественный	антропогенный
Железо	25 000	319 999
Марганец	440	1600
Медь	375	4460
Цинк	370	3930
Никель	300	358
Свинец	180	2330
Молибден	13	57
Серебро	5	7
Ртуть	3	7
Олово	1,5	166
Сурьма	1,3	40

мировой потребности в меди, никеле, уране, фторе и, вероятно, других элементах.

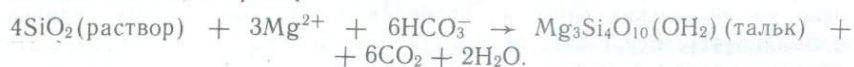
Изучение детальной структуры и химических свойств современной и ископаемой биомассы необходимо для понимания химических транспортных процессов в условиях поверхности Земли. Существующая технология промышленных процессов нуждается в таких знаниях, но достижения в этой области помогут нам в то же время лучше понять этот участок биохимического цикла элементов. Отношения масс показывают, что биологические процессы переноса в количественном отношении преобладают для многих элементов.

КЛИМАТ И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЛЕТОПИСЬ

Когда обсуждаются воздействия на климат, которые могут вызываться деятельностью человека или такими природными явлениями, как вулканизм, становится ясно, что важнейшая роль здесь принадлежит специалистам в области наук о Земле. Недавно было высказано предположение, что как наша планета, так и Марс на раннем этапе своей эволюции, возможно, прошли стадии «парникового эффекта» [34—36]. Предполагалось также, что ранние формы жизни на нашей планете первоначально могли ограничиваться термофильными микроорганизмами [9] и что эволюция контролировалась постепенно понижавшейся температурой океана.

Многочисленные исследования изотопов кислорода в древних и современных кремнистых осадках (кремнях) показывают, что 3,8 млрд. лет

назад температура в древних океанах, возможно, приближалась к температуре кипения [34, 37]. И хотя можно спорить о значении этих сведений, ясно все же, что древние океанические осадки в преимущественно вулканической обстановке, свойственной архею, сильно отличались от современных и, например, содержали большее количество талька, который сейчас встречается лишь вблизи нескольких подводных горячих источников [38]. Было высказано предположение [34], что образование талька, возможно, связано с инъекцией в океаны горячими источниками двуокиси кремния, которая затем вступает в реакцию с бикарбонатами магния, например



В результате реакции высвобождается углекислый газ, и, основываясь на оценках генерации тепла и интенсивности вулканизма на древней Земле [39], можно показать, что скорость образования двуокиси углерода с помощью такого механизма характеризуется величиной около 10^{15} г в год, что близко к современной антропогенной скорости ее генерации. Хотя такие наблюдения в настоящее время получают различное истолкование, они все же показывают, как из геологической летописи можно получить данные о возможных механизмах «парникового эффекта».

ЯДЕРНЫЕ ОТХОДЫ

В настоящее время около 300 ядерных реакторов вырабатывают приблизительно 6% требующейся для человечества электроэнергии. Во Франции и Великобритании в 1973 г. 8—10% электроэнергии производилось ядерными реакторами [40]. В докладе Римского клуба [18, с. 96—97] констатировалось, что «в настоящее время единственным альтернативным ископаемому топливу источником энергии, который технически реален и экономически жизнеспособен, является ядерное деление... Дальнейшее развитие источников энергии ядерного деления сегодня является неизбежным делом для промышленно развитых наций. Поэтому развитие ядерной энергетики следует рассматривать как ограниченный во времени и пространстве процесс, к которому прибегают, чтобы заполнить брешь в энергетических потребностях на стадии перехода от сегодняшней нефтяной эры к новой эре, опирающейся на широкий диапазон первичных источников».

Для специалиста в области наук о Земле и геохимика в частности очевиден тот факт, что ядерные отходы существуют и должны быть безопасно захоронены. Даже если в следующем столетии энергетические потребности будут удовлетворены другими источниками, сегодня эта проблема стоит перед нами и должна быть решена. Возрастающая масса отходов атомных электростанций и отходов, связанных с ядерным оружием, должна вызывать все большее беспокойство. Геолога просят захоронить вещества, часть которых будет опасной и через миллион

лет. Но проблема не нова. Такие токсичные вещества, как ртуть, мышьяк и свинец, имеют бесконечно большое время жизни. Решение проблемы радиоактивных отходов будет означать также решение множества проблем других токсичных отходов, даже если человечество и меньше обеспокоено этими нерадиоактивными отходами.

Проблема захоронения ядерных отходов прекрасно иллюстрирует взаимодействие между актуальной проблемой окружающей среды и фундаментальными знаниями в науках о Земле. На недавнем совещании рабочей группы Международного совета научных союзов по захоронению радиоактивных отходов на Земле внимание было сосредоточено на нескольких глубоких проблемах в фундаментальных знаниях о Земле [41]. Все были согласны в том, что мы должны размещать ядерные отходы в местах, где земная кора стабильна. Но что такое стабильная кора? Для многих это кора, сложенная очень древними породами. Но в свете проблемы захоронения стабильность означает низкую проницаемость для флюидов в течение продолжительных периодов времени, а также выбор районов, где любое умеренное влияние на гидрогеологические режимы таких факторов, как изменение климата, не приведет к изменению проницаемости при искусственно вызванной сейсмичности и даже падении метеорита. Общее напряженное состояние пород коры приобретает большое значение. Изменения климата могут сильно изменить гидрогеологический режим и распределение населения.

Дискуссии об «идеальной вмещающей породе» для захоронения отходов также показывают, как мало мы знаем о проницаемости континентальных пород в диапазоне глубин от 0 до 4 км и, в частности, как мало нам известно о реакциях между породами и грунтовыми водами при низких температурах. В настоящее время во многих лабораториях интенсивно изучаются реакции обмена между минералами в породах и флюидами, несущими токсичные элементы, — процесс, который, как мы надеемся, уменьшит скорость выноса в биосферу. Однако методы исследования реакций с силикатами при температурах от 0 до 100°C неудовлетворительны. Полученные в лабораториях результаты вполне могут повести по ложному пути, но исследования природных систем позволят получить данные с соответствующим временным масштабом. Исследование тропического выветривания пород или подводного выветривания поможет найти реальные коэффициенты распределения между твердыми и жидкими фазами для очень широкого диапазона элементов. Данные, полученные таким образом, должны будут выдержать современную критику, относящуюся к реальности результатов лабораторных экспериментов, экстраполированных во времени в 10^6 — 10^8 раз.

Влияние таких исследований на основные науки о Земле может быть огромным. Во-первых, мы начнем детально разбираться в процессах выветривания. Количественная оценка режима потока флюидов и теплового потока на континентах поможет понять тектонические процессы на континентах, как это произошло в отношении океанического дна. Мы должны гораздо больше узнать о роли биомолекулярного пе-

реноса токсичных элементов — проблемы, имеющей решающее значение для изучения загрязнения отходами урановых рудников.

Однако геолог знает, что проблема поддается решению. Легкие молекулы и соединения накапливаются в породах в течение миллионов и даже миллиардов лет. Тонкие прожилки самородной меди остаются некорродированными в течение миллиарда лет; аминокислоты сохраняются в породах в течение миллиардов лет. Исследование таких процессов сохранения в породах может помочь нам в поисках безопасных методов захоронения отходов.

ПРИРОДНЫЕ РЕСУРСЫ

В центре глобальных проблем, вырастающих из несоответствия между жизнью и возможностями человека, лежит несоответствие между распределением и использованием природных ресурсов. Мы понимаем, что природные ресурсы ограничены, и поэтому нам необходимо точно знать, как они образуются.

Если в следующем столетии нужно будет разработать возобновляемые энергетические ресурсы на достаточных для развития экономики уровнях на благо всех членов человеческой расы, то имеющееся количество неорганических веществ в Земле наложит определенные ограничения на такую разработку. Эти ограничения отчетливо проявляются в продуктивности биомассы и в пищевых ресурсах. Недавно я исследовал оптимальные рецепты для среды, в которой выращиваются водоросли [29]. Чтобы поддерживать количество металлов, необходимое для сложных систем биокатализа живых организмов, в эту среду добавляются такие комплексобразующие агенты, как этилендиаминтетрауксусная кислота, чтобы сохранить важнейшие металлы в растворе в фосфатных средах. Человеку нужны не только углерод, азот, кислород и водород — по крайней мере еще 20 металлов в хорошо контролируемых концентрациях также играют важную роль.

В тропических районах в катастрофических масштабах существует недоедание. Наблюдается впечатляющая корреляция между глобальной тектоникой и производством сельскохозяйственных продуктов. Районы древних стабильных щитов в условиях тропического выветривания являются непродуктивными, районы активных вулканов или местности, расположенные на больших высотах, где обнажаются все более новые породы с широким спектром рассеянных металлов, гораздо более продуктивны [42—44].

В немногих крупных процессах производства продуктов питания реакции между породой, почвой, почвенными водами и живыми организмами обеспечены оптимальным балансом массы. Химические анализы почв бассейна Амазонки иллюстрируют состояние этой критической проблемы. В этом районе основные биогенные элементы, такие, как кальций, магний, калий и фосфор, часто присутствуют в концентрациях, измеряемых миллионными долями [45]. Основные микроэлементы

[46] — цинк, медь, кобальт и никель — присутствуют в концентрациях гораздо более низких, чем в плодородных почвах. Хотя такие почвы и обладают кратковременной плодородностью после выжигания старого леса, едва ли они смогут поддерживать долговременное земледелие, если не создать для них очень сложных удобрений для обеспечения общего баланса неорганических веществ.

Амазонская система испытывает возмущения и не находится в химическом равновесии. Если не приложить больших усилий для поддержания равновесия, то скорость эрозии в этой системе, обеспечивающей 20% мирового объема речной воды, текущей в океаны, может радикально измениться [24]. В свете таких проблем геохимик, гидрогеолог, почвовед и биолог должны объединить свои усилия для выяснения и решения этих проблем.

Традиционно геохимик, петролог и минералог всегда искали породы, которые имели простейшую историю, т.е. свежие породы. Такие породы лучше всего указывают на источник своего происхождения. Геолог, занимающийся месторождениями полезных ископаемых, должен понимать процессы изменения и исследовать измененные породы. Рудные залежи всегда связаны с измененными породами, и, возможно, по этой причине геолог-рудник помещался на нижнюю ступень в геологической иерархии, поскольку он исследовал породы, нередко измененные в такой степени, что уже невозможно определить их происхождение. Дело в том, что в ходе процессов вторичного изменения происходят исключительно сложные химические преобразования, которые чрезвычайно затрудняют их изучение. Теперь ситуация изменилась: новые аналитические методы, в том числе методы изучения флюидных включений, стабильных изотопов кислорода, серы и водорода, позволили по-новому проанализировать проблему образования рудных залежей, и эти же методы, примененные к свежим породам, показали, что последние часто не настолько чисты, как считалось раньше [47].

Возможно, что улучшение в последнее время наших представлений о химических транспортных процессах, которые ведут к образованию рудных залежей, в основном обусловлено изучением изменений океанической коры и корреляции между распределениями теплового потока и потока флюидов [38]. Процессы, приводящие к остыванию флюидов в океанических хребтах, где новообразованная кора охлаждается циркулирующей морской водой, представляют собой еще один пример наиболее массовых явлений химического обмена на Земле. Содержание любого компонента, присутствующего в морской воде в умеренных концентрациях (натрий, калий, магний, кислород, сульфат, уран, стронций, рубидий и др.), вероятно, возрастает в базальтовой коре. В обмен на это, по существу, весь ряд переходных металлов выщелачивается из базальтов и транспортируется на границу раздела морской воды и осадков. Современные залежи металлических руд были обнаружены с помощью обитаемых подводных аппаратов [15, 38], и вряд ли приходится сомневаться в том, что эти процессы ведут к привносу меди,

никеля, кобальта и марганца в морские осадки [48]. Представления рудных геологов о происхождении таких рудных залежей, как классические руды Кипра или Омана, подтвердились. Поскольку по крайней мере некоторые важные месторождения металлов в настоящее время формируются в океанах, привлекают внимание концепции возобновляемых ресурсов как альтернатива невозобновляемым.

Вычислено, что приблизительно 30% современной поверхности Земли участвует в глубокой конвективной циркуляции морских вод [49]. На древней Земле, когда большая часть коры находилась под водой, магматическая активность была в 4—5 раз интенсивнее, чем сейчас, циркуляция должна была затрагивать всю поверхность Земли, и обычное присутствие богатых рудных залежей в архейских породах не является неожиданным.

Хотя современные исследования сосредоточены в основном на подводных явлениях, в тех континентальных ситуациях, где поток атмосферных вод приводится в движение силой тяжести и тепловой конвекцией, обнаруживаются аналогичные процессы переноса металлов. Изучение всех таких процессов течения воды только начинается, но представляется вероятным, что при использовании химических данных совместно с результатами изотопных анализов можно будет раскрыть суть этих процессов. Выявление связей между поступлением воды и ее концентрированной разгрузкой, где выпадают и образуются рудные залежи, определяет новые объекты для разведочных работ. Большинство предложенных 20 лет назад оценок ограниченности природных ресурсов оказались очень пессимистичными.

Для многих металлов (например, меди, цинка, золота и урана) начинают становиться понятными гидродинамические и геохимические процессы, ведущие к образованию рудных залежей; в отношении некоторых металлов (например, олова, тантала и хрома) наши знания недостаточны. Возможность извлечения многих металлов из побочных продуктов процесса производства энергии (уголь, гудронные пески, горючие сланцы) следует тщательно изучить, так как в этих системах ископаемой биомассы концентрируется обширный набор металлов [21]. В своих поисках наилучших мест захоронения ядерных отходов — мест, где поток флюидов минимален, мы обязаны увеличить объем наших знаний о режимах течения и лучше узнать все, что имеет отношение к поискам рудных месторождений. Правильное понимание соотношений между потоком флюидов, тепловым потоком и тектоникой во всех ситуациях в земной коре будет расти, если такие линии исследования хорошо коррелированы между собой. При наличии всех методов современных наук о Земле и при условии разумного сохранения ресурсов оценка перспектив природных ресурсов для населения 10 млрд. человек выглядит оптимистической.

ОБМЕН МЕЖДУ ГЕОСФЕРАМИ

Значение процессов обмена между внешними системами Земли — океанами, атмосферой, биомассой, осадками и горными породами — очевидно. Но одной из важнейших проблем для современного геохимика является количественная оценка обмена между внешними оболочками и глубокими недрами. Происходит почти полный возврат молодых пород океанического дна в недра с помощью процессов конвекции. Из-за реакций с морской водой порода, которая возвращается в недра, химически изменена: она содержит больше калия, натрия, урана, серы, двуокиси углерода и воды [38]. Такая повторная переработка вещества в недрах должна до некоторой степени поддерживать постоянство состава верхней мантии. Масштабы этих процессов повторной переработки могут быть весьма велики. Вода, добавленная к океанической коре в составе таких минералов, как хлорит, серпентин и амфибол, подвергается повторной переработке в таких количествах, которые привели бы к исчезновению океанов приблизительно через миллиард лет; следовательно, должен существовать обратный поток [50]. Мы не знаем, в какой мере осадочный материал подвергается повторной переработке в недрах, но были открыты механизмы увлечения легких веществ в глубины мантии [51, 52]. Один из наибольших пробелов в современной системе геохимических знаний связан с изучением этих процессов обратного течения. Для их выяснения потребуется гораздо более обширная программа бурения и геофизических исследований в районах, где конвективные ячейки образуют нисходящие ветви. В то же время тщательное изучение пород вблизи глубоководных желобов покажет, что субдуцируется легко, а что — нелегко. Поскольку мы все лучше понимаем процессы повторной переработки, современная путаница в представлениях о химическом происхождении многих типов магм будет ликвидирована.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОБРАЗОВАНИЕ

Если мы хотим решить насущные геохимические проблемы последующих десятилетий, нам потребуется новое поколение геохимиков, и такие люди будут нужны нам в большом количестве. Чтобы достичь успеха в этих сложных проблемах, нужны коллективные усилия, что раньше, по-видимому, редко встречалось в науках о Земле, за исключением, быть может, исследований океана и космоса. Для решения проблем окружающей среды и границ раздела потребуются седиментологи, геохимики, гидрогеологи, биологи, геоморфологи, геофизики, специалисты по структурной геологии и эксперты-тектонисты, которые могут общаться между собой.

Если мы хотим достичь плодотворного взаимопонимания, то некоторые традиционные направления, на которых ныне сосредоточено образование геологов, более не будут преобладать. Геохимику потребуются знание гидрогеологии, биохимии и микробиологии. Особую ценность

23. Goodland R. J. A., Irwin H. S. Amazon Jungle: Green Hell to Red Desert? Elsevier, New York, 1975.
24. Gentry A. H., Lopez-Parodi J. Science, **210**, 1354, 1980.
25. Crutzen P. J., Heidt L. H., Krasnec J. P., Pollack W. H., Seiler W. Nature (London), **282**, 253, 1979.
26. Great Lakes Commun., **10** (No. 3), 1, 1979.
27. Lewis W. M., Grant M. C. Science, **207**, 176, 1980.
28. Singh J. J., Deepak A., Eds., Environmental and Climatic Impact of Coal Utilization. Academic Press, New York, 1980.
29. Smith R. L., Wiedman V. E. Can. J. Bot., **42**, 1582, 1964.
30. Kennedy J. F. G. Rev. Chem. Soc., **8**, 221, 1979.
31. Hulet L. D., Jr., Weinberger A. J., Northcutt K. J., Ferguson M. Science, **210**, 1356, 1980.
32. Wedepohl K. H., Ed. Handbook of Geochemistry. Springer-Verlag, Berlin, 1978.
33. Wood J. M., Goldberg E. D. In: Global Chemical Cycles and Their Alterations by Man. W. Stumm, Ed., Abakon, Berlin, 1977, p. 137.
34. Costa U., Kerrich R., Nesbitt W. H., Fyfe W. S. Chem. Geol., **30**, 341, 1980.
35. Sagan C. Nature (London), 269, 224, 1977.
36. Anders E., Owen T. Science, **198**, 453, 1977.
37. Knauth L. P., Lowe D. R. Earth Planet. Sci. Lett., **41**, 209, 1978.
38. Fyfe W. S., Lonsdale P. In: The Sea. C. Emiliani, Ed., Wiley, New York, vol. 5 (в печати).
39. Turcotte D. L. Earth Planet. Sci. Lett., **48**, 53, 1980.
40. Alexandersson G., Klevebring B. World Resources. De Gruyter, Berlin, 1978.
41. Fyfe W. S. Episodes. **1980** (No. 3), 19, 1980.
42. Fyfe W. S., Leonardos O. H. J. Mineral., **7**, 51, 1978.
43. Williams H., McBirney A. R. Volcanology. Freeman, Cooper, San Francisco, 1979.
44. Fyfe W. S., Kronberg B. I. Mazingira, **4**, 64, 1980.
45. Kronberg B. I., Fyfe W. S., Leonardos O. H., Santos A. M. Chem. Geol., **24**, 211, 1979.
46. Cooke G. W. The Control of Soil Fertility. Crosby, Lockwood, London, 1972.
47. Taylor H. P., Silver L. T. U. S. Geol. Surv. Rep. 78—701, 1978, p. 423.
48. Bonatti E. Sci. Am., **238**, 54, February 1978.
49. Anderson R. N., Hobart M. A., Langseth M. G. Science, **204**, 828, 1979.
50. Fyfe W. S. Chem. Geol., **23**, 89, 1978.
51. Jones G. M., Hilde T. W. C., Sharman G. F., Agnew D. C. In: Geodynamics of the Western Pacific. Uyeda S., Murphy R. W., Kobayashi K., Eds., Japan Scientific Society Press, Tokyo, 1979.
52. Uyeda S. Oceanus, **22**, 54, 1980.

МИКРОМОРФОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА ХРЕБТА ГОРДА

А. Малахов, С. Хэммонд, Р. Эмбли *)

Хребет Горда — это активный центр спрединга, происходящего с умеренной скоростью. Он расположен на расстоянии 160—330 км от побережья штатов Калифорния (северная часть) и Орегон. Хорошо выраженная рифтовая долина протягивается вдоль гребня хребта Горда между его северной оконечностью, расположенной в зоне разломов Бланко, и южной оконечностью в зоне разломов Мендосино. На северном конце хребта Горда дно рифтовой долины находится на глубине 3500 м от поверхности воды (или на 1000 м ниже гребня хребта). Многолучевая, узколучевая (с диаграммой направленности шириной $2^{\circ}/3^{\circ}$) батиметрическая акустическая система «Сибим» использовалась для детального исследования места пересечения рифтовой долины и зоны разломов Бланко. Эта система, установленная на судне «Сервейор», принадлежащем Национальному управлению по океану и атмосфере, позволила выявить интересную картину развития хребта Горда в указанном районе.

Рифтовая долина хребта Горда в целом обладает такими же морфологическими характеристиками, что и рифтовая долина Срединно-Атлантического хребта, а именно в ее центральной части расположено небольшое поднятие высотой 250 м. Это центральное поднятие интерпретируется как место проявления активного подводного вулканизма и гидротермальной деятельности. Рифтовая долина окаймлена крутыми стенками, приуроченными к нормальным сбросам. Сульфидные полиметаллические руды, если они здесь есть, могут быть расположены в основании этих сбросов. Ширина рифтовой долины измеряется от 7 км на пересечении с зоной разломов Бланко до менее 2 км в 24 км южнее. По-видимому, формирование этой клинообразной в плане рифтовой долины связано с различием в скоростях разрастания океанического дна в меридиональном направлении вдоль рифта.

*) Национальная служба океана, Национальное управление по океану и атмосфере, США.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Аккреция континентальная 116
 — осадков 38
 Аллохтонные массивы 101, 113, 118
 Аномально низкие давления поровых вод 50
 Анортозиты 134, 135
 Астеносфера 10, 31
- Базальтов реакции с морской водой 72
 Базальты континентальные 200—202
 — островных дуг 199, 200
 — ПЛЮМ 198—208
 — срединно-океанических хребтов 197—208
 Биогенез 127
- Венеры атмосфера 168
 — внутреннее строение 146, 168
 — гравитационные аномалии 169
 — модели внутреннего строения и тепловой истории 170
 — поверхность 165, 169
Вильсона цикл 163
 Вулканизм 21—23, 108, 197
 Высокометаморфизованные комплексы 130
 Высоты геоида 42—43
 Вязкость критическая 19, 183
 — мантии 189
- Генерация тепла 125
 Геодинамика 5, 9
 — и окружающая среда 22—24, 259
 Геохимический цикл 260
 Геохимия 10, 25, 66, 72, 260, 262
 Гидролокатор бокового обзора 5, 45—46
 Гидротермальная циркуляция 13, 49, 56, 71, 72
 Глобальная система определения координат 225, 227, 228
 Глубоководные желоба 38, 41, 107, 160
 Голубые сланцы 18, 130
 Горячие точки 197, 214
 Гравитационные аномалии 55, 57, 65, 163
 Границы плит 16, 107, 160
- — деструктивные (конвергентные) 84
 — — конструктивные (дивергентные) 45, 84
Грюнайзена параметр 181, 188
- Докембрий 95, 122
- Железистые кварциты 132, 136
- Зеленокаменные пояса 123, 129
 Землетрясения внутриплитовые 236, 251, 252
 — В США 236, 241
 — глубокофокусные 10, 16
 — разрушительные 23
 Земли глубинное строение 146, 193, 194
 — модели тепловой истории 164
 — тектоническая эволюция 161
 Зона пониженной скорости 20, 57, 190, 200, 203, 207, 215
- Интерферометрия микроволновая 220
 — с очень большой базой 225—229, 232
- Конвекция 18
 — в мантии 19, 20
 — гидротермальная 72
 — двухъярусная 6
 Кондуктивный теплоперенос *см.* Теплопроводность
Конрада граница 16
 Консорциум по профилированию отраженными волнами на континенте (COCORP) 8, 14
 Континентальные окраины 13, 88, 107
 — — активные 31, 37
 — — конвергентные *см.* активные
 — — пассивные 30
 Кора континентальная 10, 14, 18, 38, 124, 163, 199, 213, 261
 — — докембрийская 18, 95, 122
 — океаническая 10, 12, 16, 28, 45, 55, 163, 213, 260
 Коры утонение 34

- Коэффициенты распределения 202, 204, 205
 Кратонизация 123, 125
 Кумуляты 60, 61, 202, 205. *См. также* Эклогитовый кумулят
- Лазерная локация Луны** 221
 — — с космических объектов 225
 — — спутников 220, 222
Линдемана закон 191
 Литосфера 10, 25, 31, 140, 161, 180
 — в докембрии 18
 — как тепловой погранслои 20, 190
 — Луны, Марса и Меркурия 19, 140
 Луна 19, 143
 Луны гравитационное и магнитное поля 145, 148
 — литосфера 19, 140, 144, 147—151
 — модели тепловой истории 149, 150
 — поверхность 143, 147, 172
 — строение и состав 145, 146, 208
- Магматические камеры** 46, 48, 55—59
 Магматический океан Земли 208
 — — Луны 145
 Магнитное поле на Восточно-Тихоокеанском поднятии 67
 Магнитные аномалии 31—36
 — — океанических плато 104
 Мантии химический состав 186, 187
 — эволюция 210
 Мантия первичная 20, 209, 213
 — под континентами 15
 Марс 142
 Марса внутреннее строение 146, 156
 — гравитационные аномалии 158
 — литосфера 19, 140, 158, 159
 — модели тепловой истории 156
 — поверхность 155, 172
 Масконы 148
 Международные программы II. *См. также* Программа «Литосфера»
 Меланжевые комплексы 91
 Меркурий 142
 Меркурия внутреннее строение 146
 — литосфера 19, 140
 — магнитное поле 152
 — модели тепловой истории 154
 — поверхность 152—155, 172
 Микроплиты 137
 Минералогия при высоких давлениях 185
Мохоровичича раздел 15, 49
- Надвиги** 14, 88
 — на Меркурии 152—153
 — чешуйчатые 38
- Напряжений источники 248
 — поле 237
 — провинции 236
 Напряжения и деформации 20, 24
 Нивелирование и триангуляция 218
- Обмен между геосферами** 272
 Океанические плато 101
 Орогении 117, 127
 Офиолиты 17, 18, 61, 65, 77, 88, 130, 136
- Палеогеофизика** 10
 Палеомагнитные данные 89, 114
 Пиролит 20
 Плавление 191, 213, 214
 — частичное 150, 190, 198, 205, 208, 211—213
 Планеты земной группы 19
 Плюмы *см.* Горячие точки
 Подводная гидрогеология 50, 51
 Природные ресурсы 269
 Программа континентального бурения с научными целями 16, 24
 — «Литосфера» 8, 9, 24
 Программы геодинамического использования космических систем 230
 Прото-Атлантический океан 14
- Радиологическое датирование** 10, 18
 Рассеянные элементы в базальтах 197, 199—204, 209—211
 Реология 189
 Рифт Галапагосский 68, 73
 — Рио-Гранде 15, 22, 240
 Рифтовая долина Восточно-Тихоокеанского поднятия 67
 — — хребта Горда 275
 Рифты континентальные 207
- Сейсмические наблюдения** 30—37, 46—49
 Скорости сейсмических волн в коре океанических плато 102
 Спрединг 41, 57
 — быстрый 50, 79
 — медленный 66, 79
 Спутниковые данные 42—44, 220, 222
 Срединно-океанические хребты 56
 Срединно-океанических хребтов сейсмология 57
 Столкновение континентов 14, 109, 116
 Субдукционная эрозия 38—40
 Субдукция 16, 20, 38, 40, 108—111
 Сульфидные руды 13, 50, 56, 68, 77, 262
 Сэндвичевая зона 60—62
- Тектоника плит** 5, 9, 11, 16, 31, 165

- Тектоническая эволюция Земли и Венеры 140, 171, 173
Тектоническая эволюция одноплитовых планет 140, 171—173
Температур профиль 179—185, 188
Теплового потока корреляция с провинциями напряжений 240
Тепловой поток 41, 56, 164, 181
Теплопроводность 180, 183
Гозера гипотеза 183
Тыловые бассейны 41—42
- Униформизм 7, 194
Уравнение состояния 187
- Фазовые переходы 192
Фракционирование коры 123, 125
— магмы 60, 198, 208
- Шовные зоны на континентах 17, 87
- Эклогит 20, 206, 208, 213
Эклогитовый кумулят 202, 205, 206, 211, 215
Эхолот многолучевой 5, 45, 46

СОДЕРЖАНИЕ

От редакторов перевода	5
Беспокойная Земля. <i>Филип Г. Эйбелсон</i>	7
Геодинамика — чего мы достигли и что нас ожидает? <i>Чарльз Л. Дрейк и Джон Ч. Максвелл</i>	9
Динамика океанической коры. <i>Маник Талвани и Маркус Лангсет</i>	28
Процессы образования коры в срединно-океанических хребтах. <i>Группа изучения Восточно-Тихоокеанского поднятия</i>	55
Древние шовные зоны внутри континентов. <i>Э. М. Мурс</i>	84
Континентальная аккреция: от океанических плато к аллохтонным массивам. <i>З. Бен-Аврахам, А. Нур, Д. Джонс, А. Кокс</i>	101
Перспективы изучения докембрия. <i>Алан М. Гудвин</i>	122
Тектоническая эволюция планет земной группы. <i>Джеймс У. Хед и Сен К. Соломон</i>	140
Десятилетний прогресс в изучении свойств вещества и процессов внутри Земли. <i>Орсон Л. Андерсон</i>	179
Горячие точки, базальты и эволюция мантии. <i>Дон Л. Андерсон</i>	197
Применение космической техники в геодинамике. <i>Эдвард А. Флинн</i>	218
Поле напряжений и внутриплитовые землетрясения в США. <i>Марк Д. Зобак и Мэри Лу Зобак</i>	236
Кризис окружающей среды: количественная оценка взаимодействия геосфер. <i>У. С. Файф</i>	259
Микроморфология и тектоника хребта Горда. <i>А. Малахов, С. Хэммонд, Р. Эмбли</i>	275
Предметный указатель	276

УВАЖАЕМЫЙ ЧИТАТЕЛЬ!

Ваши замечания о содержании книги, ее оформлении, качестве перевода и др. просим присылать по адресу:

129820, Москва, И-110, ГСП, 1-й Рижский пер., дом 2, изд-во «Мир».

Под редакцией Чарльза Л. Дрейка и Луиса Е. Шмитта

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОДИНАМИКИ

Научный редактор В. А. Пантаева

Мл. науч. редакторы И. А. Гревцова, В. Н. Соколова

Художник В. Н. Конюхов

Художественный редактор М. Н. Кузьмина

Технический редактор Е. Н. Петрунина

Корректор В. И. Постнова

ИБ № 3533

Сдано в набор 16.12.83.

Подписано к печати 25.07.84.

Формат 60×90^{1/8}.

Бумага офсетная № 1.

Гарнитура литературная. Печать офсетная. Объем 8,75 бум. л.

Усл. печ. л. 17,50. Усл. кр.-отт. 43,52

Уч.-изд. л. 19,89. Изд. № 27/3256

Тираж 2000 экз. Зак. 1132. Цена 3 р. 20 к.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»

129820, ГСП, Москва, 1-й Рижский пер., 2.

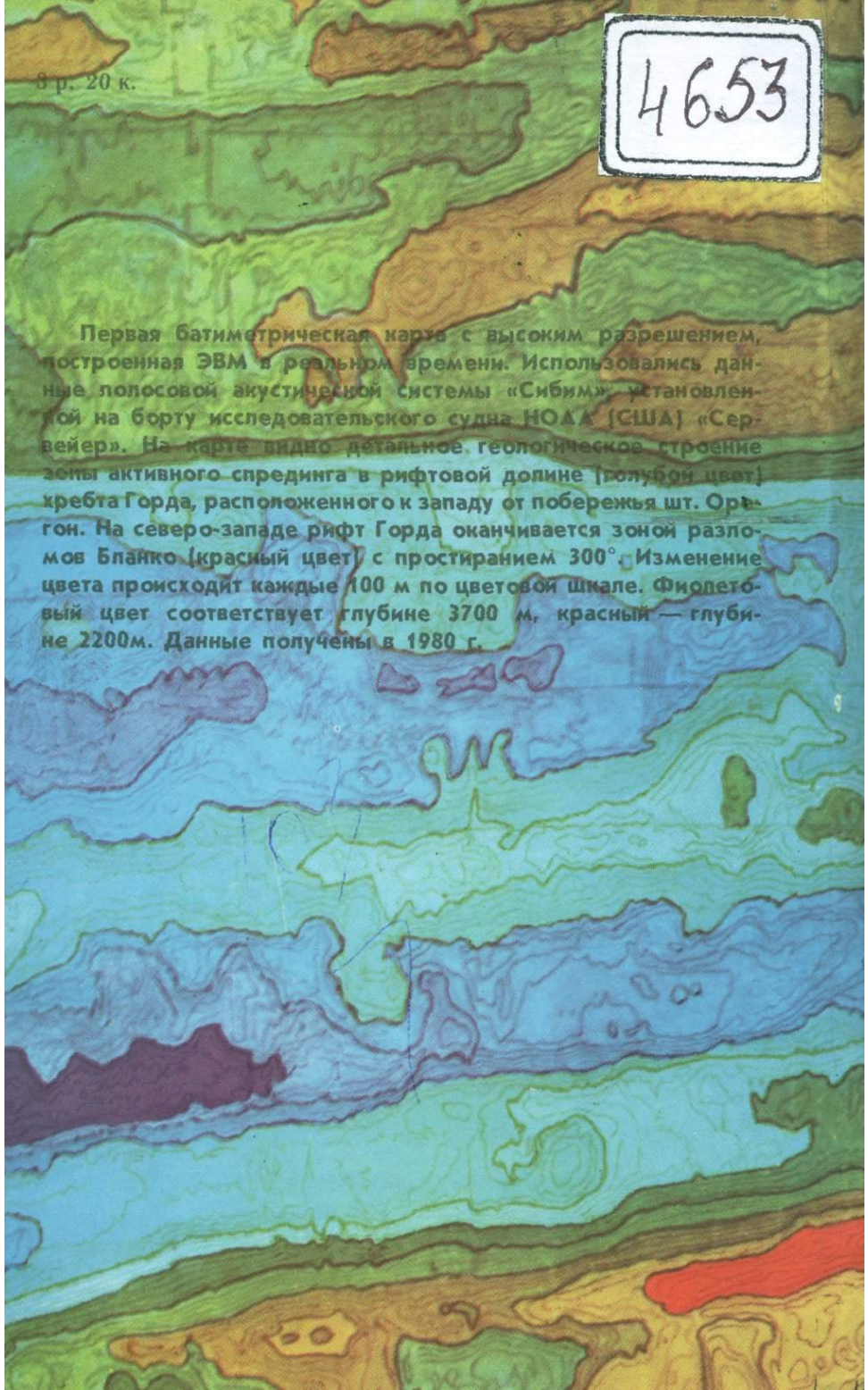
Можайский полиграфкомбинат Союзполиграфпрома

при Государственном комитете СССР

по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.

143200, Можайск, ул. Мира, 93.

4653



Первая батиметрическая карта с высоким разрешением, построенная ЭВМ в реальном времени. Использовались данные полосовой акустической системы «Сибим», установленной на борту исследовательского судна NOAA (США) «Сервейер». На карте видно детальное геологическое строение зоны активного спрединга в рифтовой долине (голубой цвет) хребта Горда, расположенного к западу от побережья шт. Орегон. На северо-западе рифт Горда оканчивается зоной разломов Бланко (красный цвет) с простиранием 300° . Изменение цвета происходит каждые 100 м по цветовой шкале. Фиолетовый цвет соответствует глубине 3700 м, красный — глубине 2200 м. Данные получены в 1980 г.