ЗЕМЛЯ ВВЕДЕНИЕ В ОБЩУЮ ГЕОЛОГИЮ 2

J. Verhoogen, F. J. Turner, L. E. Weiss,
C. Wahrhaftig, W. S. Fyfe

THE EARTH

An introduction to physical geology

Holt, Rinehart and Winston, Inc.
New York — Chicago — San Francisco —
Atlanta — Dallas — Montreal — Toronto — London — Sydney
1970

ЗЕМЛЯ ВВЕДЕНИЕ В ОБЩУЮ ГЕОЛОГИЮ 2

ДЖ. ФЕРХУГЕН, Ф. ТЕРНЕР,
Л. ВЕЙС, К. ВАРХАФТИГ,
У. ФАЙФ

Перевод с английского
Б. А. БОРИСОВА, А. М. КАРАСИКА,
Г. Н. МУХИТДИНОВА,
П. П. СМОЛИНА, В. Я. ТРОЦЮКА,
Г. Ф. УЛЬМИШЕКА

1046

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР» 1974

УДК 551.1/.4

Настоящая монография — новейшая сводка знаний о Земле, книга о геологических процессах, происходящих в глубинах земного шара и на его поверхности. Для удобства пользования капитальная работа разделена на два тома, публикуемые одновременно. В том 1 вошли описание Земли как планеты, описание минералов, геологических структур, изверженных пород геохронология, термодинамика.
В томе 2 рассмотрены процессы осадконакопления, осадочные породы, деформация пород, метаморфизм, внутреннее строение Земли, тепловая эволюция Земли, структурная эволюция континентов и океанов, химическая эволюция Земли и некоторые практические вопросы геологической съемки и картирования.

Редакция литературы по вопросам геологических наук

© Перевод на русский язык, «Мир», 1974

Ф $\frac{20801-386}{041\ (01)-74}$ —386—73

ОГЛАВЛЕНИЕ

Глава 7. ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ И ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ.
Перевод Г. Ф. Ульмишека 399

Глава 8. ДЕФОРМАЦИЯ ГОРНЫХ ПОРОД.
Перевод Б. А. Борисова 485

Глава 9. МЕТАМОРФИЗМ.
Перевод П. П. Смолина 593

Глава 10. ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ.
Перевод А. М. Карасика 662

Глава 11. ИСТОЧНИКИ ТЕПЛА И ТЕПЛОВАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМЛИ.
Перевод Г. Ф. Ульмишека 709

Глава 12. СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ.
Перевод Г. Ф. Ульмишека 741

Глава 13. НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ХИМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМЛИ.
Перевод В. Я. Троцюка 785

Приложение. ИЗОБРАЖЕНИЕ СТРУКТУР.
Перевод Г. Н. Мухитдинова 803

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ 825
ИМЕННОЙ УКАЗАТЕЛЬ 840
УКАЗАТЕЛЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ 842

Глава 7 ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ И ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

В настоящей главе мы рассмотрим «судьбу» эродированного материала. Преобладающая его часть транспортируется водными потоками, ледниками, ветром и океаническими течениями и в конечном итоге отлагается в виде тонких слоев в наиболее пониженных континентальных или морских бассейнах, океанических желобах или участках океанов глубиной в несколько сотен метров. Под *осадконакоплением* мы понимаем всю совокупность процессов транспортировки и отложения, а под *осадочными отложениями* — неконсолидированный осадок. Образовавшиеся в прошлые геологические эпохи осадочные отложения в настоящее время в результате консолидации (или литификации) преобразовались в осадочные породы. Последние сохраняют в большей или меньшей степени следы способа их транспортировки и отложения слагающего их материала. Известны осадочные породы любого геологического возраста. Действительно, даже наиболее древние породы, известные на нашей планете, имеют осадочное происхождение; это свидетельствует о том, что процессы эрозии и седиментации протекают уже по крайней мере 3,5 млрд. лет.

Стратиграфическая интерпретация осадочных пород (гл. 4) базируется в основном на аналогии с современными наблюдаемыми или предполагаемыми процессами. Прогресс в нашем понимании осадочных пород и геологической истории, которую они отражают, определяется в основном эволюцией наших знаний о современных процессах осадконакопления на суше и в море. Тем не менее следует иметь в виду, что аналогия между геологическим прошлым и настоящим никогда не может быть полной. Осложняющим фактором является специфичность условий осадконакопления в четвертичное время. В настоящее время континенты значительно больше подняты относительно уровня моря по сравнению с их стоянием на протяжении большей части предшествующего отрезка геологической истории продолжительностью 600 млн. лет. Кроме того, обширные мелководные «континентальные» моря, в которых формировалась большая часть осадочных образований, в наше время охватывают меньшую площадь, чем в прошлом. Сейчас, например, не существует точных аналогов обширных мелководных морей, покрывавших огромные площади в Северной Америке в течение почти всей палеозойской эры и затем вновь в меловое время, хотя Персидский и Гудзонов заливы могут рассматриваться как их приблизительные аналоги. Рост и таяние континентальных ледниковых покровов и обусловленный этим подъем уровня моря проявлялись синхронно в пределах всей Земли. Поэтому все континентальные шельфы, за исключением тех, что были покрыты ледниками, в течение последних не-

скольких сотен тысяч лет пережили одну и ту же историю колебаний уровня моря. За период времени, начавшийся 16—18 тыс. лет назад, уровень Мирового океана постепенно поднялся на 120 м, причем за последние 5—6 тыс. лет он оставался почти неизменным. На большинстве побережий мира фиксируется одна и та же история развития морских трансгрессий, сменявшихся затем периодами стабилизации. Следовательно, наши возможности нахождения аналогов современных процессов в геологическом прошлом ограничены. Осадочные породы в некоторых отношениях идеально пригодны для интерпретации по методу аналогии, но, как это ни парадоксально, возможности такого подхода мешает преобладание во всем мире условий, определяющихся климатическими особенностями четвертичного периода.

Ниже мы используем метод аналогии применительно к осадконакоплению, начав с обзора экспериментальных данных и теоретических представлений, касающихся химической эволюции осадков.

Химический механизм осадконакопления в водной среде

Преобладающая часть осадочных пород состоит из минеральных зерен, механически или химически осажденных из поверхностных вод. Полный седиментационный цикл, включающий транспортировку и отложение, вероятно, охватывает тысячелетия. В течение этого времени и еще долго после осаждения отложенные зерна непрерывно подвергаются воздействию слабоконцентрированных водных растворов. Состав растворов и их химические свойства, в частности pH и Eh, весьма изменчивы и варьируют в зависимости от различий поверхностных условий. Мы уже частично затрагивали химизм выветривания пород. Ниже основное внимание будет уделено его воздействию на осадконакопление и осадочные породы.

Экспериментальные данные

Химические и минералогические реакции в поверхностных условиях включают растворение и осаждение минеральных фаз из водных растворов, концентрация которых может варьировать в широких пределах. По сравнению с раствором 10 моль/кг, используемым в лабораториях неорганической химии, пресные речные и озерные воды являются слабоминерализованными, воды океана — концентрированными, а многие подземные воды и воды соляных озер в аридных регионах — высококонцентрированными растворами. Все такие растворы могут находиться в равновесии с атмосферным кислородом и углекислым газом. Но в тех случаях, когда движение вод ограничено, в частности в верхних слоях осадка, концентрация этих важных компонентов может быть крайне изменчивой. Эти вариации могут быть в значительной мере обусловлены активностью организмов.

Поверхностные условия достаточно легко можно моделировать в лаборатории. Можно также производить непосредственные полевые измерения основных химических параметров — состава, pH, окислительно-восстановительного потенциала. Более того, общепринятые лабораторные стандартные условия (температура 25 °C и давление 1 атм) весьма близки к естественным поверхностным условиям, и, следовательно, обобщенные данные неорганической химии применимы для характеристики обстановки на земной поверхности. Вполне пригодны в этом смысле имеющиеся классические сводки по водным системам, такие, как работа Латимера «Фазы окисления элементов и их потенциалы в водных растворах». В последние годы

подобные сводки охватывают системы, представляющие уже специальный геохимический интерес, что особенно касается работы Гаррелса и его коллег.

Как и при изучении любых геохимических систем, сначала следует рассмотреть, в какой степени реакции в системе воздух — вода — порода близки к равновесию или, напротив, с какой скоростью они протекают. Как будет показано ниже, многие компоненты океана находятся в относительном равновесии с твердой фазой морских осадков. Вместе с тем, однако, имеются убедительные свидетельства резкого нарушения равновесия. Зачастую отсутствие такого «неорганического» равновесия связано с биологической активностью. Хотя морская вода явно не насыщена SiO_2, в результате накопления кремнийсодержащих раковин происходит формирование кремнистых осадков, которые в свою очередь при наличии равновесия должны были бы полностью раствориться. Таким образом, под воздействием организмов из раствора в осадок может выпадать та твердая фаза, относительно которой раствор не насыщен. В поверхностных условиях образуется устойчивая форма $CaCO_3$ — кальцит. Полиморфная модификация — арагонит при поверхностных температурах стабильна относительно кальцита только при давлении больше 3 кбар. Тем не менее морские организмы без труда накапливают в своих скелетах порознь или одновременно как арагонит, так и кальцит. В этом процессе пока много неясного. Известно, что в водах океана скорость зарождения и роста кристаллов арагонита больше, чем скорость того же процесса для кальцита. Основным фактором, стимулирующим предпочтительное развитие арагонита, является концентрация ионов магния. Этот ион абсорбируется на потенциальных плоскостях роста зародышей кристаллов кальцита и таким образом препятствует их дальнейшему развитию. Очевидно, что как только концентрации Mg^{2+}, Ca^{2+}, CO_3^{2-} в океанической воде становятся близки к предельной растворимости доломита $CaMg(CO_3)_2$, возникает пересыщение воды данной фазой. Однако эта фаза в современных океанах в осадок не выпадает. Таким образом, еще раз напрашивается предположение, что медленное образование доломита связано с адсорбцией ионов Mg^{2+} на плоскостях роста кристаллов кальцита. Подавляющая масса доломитов в разрезах осадочных толщ образуется несколько позже, в процессе диагенеза.

Только в самые последние годы исследователи стали признавать, что на процесс осаждения минеральных частиц существенно влияет «биомасса». Однако такое влияние усматривается пока (на примере известняковых толщ Альп Европы) в отношении формирования мощных карбонатных отложений, которые, согласно этим взглядам, образованы в основном материалом, зародившимся в живых организмах.

В большинстве случаев экспериментальная геохимия осадочных образований занимается накоплением термодинамических данных для отдельных видов организмов в природных водных растворах и кристаллических фазах осадков. Происходящие при этом реакции могут быть затем рассмотрены в связи с местными изменениями факторов осадконакопления, которые контролируют растворимость, степень окисления и скорость процессов. Важными проблемами геохимии водных растворов являются точное определение химического потенциала растворенных ионов для всего широкого диапазона изменения концентраций, точные знания типа химических связей между ионами и их производными в этих сложных растворах. Несмотря на то что теория подобных растворов в общем виде уже разработана, она пока не

удовлетворяет многим аспектам исследований. Необходимо провести еще и прямые измерения, особенно в концентрированных растворах. Кроме того, только сейчас мы подошли к пониманию факторов, контролирующих образование минералов в живых организмах. Прежде чем мы получим возможность полностью использовать минералы для интерпретации обстановки осадконакопления, нужно понять взаимодействие скорости установления равновесия и биологических процессов. Поскольку относительная важность этих факторов до конца не выяснена, пока трудно оценить противоречащие друг другу гипотезы, предложенные для объяснения таких глобальных явлений, как накопление в осадках докембрийских морей огромного количества окислов железа.

Система порода—вода—воздух—живые системы

На земной поверхности можно непосредственно наблюдать множество процессов взаимодействия породы с водой и воздухом. Некоторые из этих процессов целиком относятся к транспортировке материала, осуществляемой за счет гравитационной и солнечной энергии. Однако почти всегда преобладает или имеет важное значение химическое взаимодействие между породой, водой и воздухом. Даже тогда, когда транспортировка полевых шпатов осуществляется с помощью ветра или воды, ее начальным этапом может явиться раствор, образовавшийся вокруг зерен и отделивший их от материнской породы. Реакционная способность этого раствора может быть усилена органическим веществом растений, живущих на породе.

Некоторые минералообразующие процессы при осадконакоплении в условиях поверхностных вод имеют, безусловно, неорганическую природу, например формирование соляных отложений за счет активного испарения морской воды в изолированном бассейне. В других случаях минералы образуются в тканях живых организмов, и в настоящее время большую роль в синтезе минералов приписывают тому, что Лоуэнстам называет биомассой. Энергия и мембранные системы организма могут обусловить возникновение локальных условий для роста кристаллов за счет концентрирования и изменения состава растворов непосредственно вокруг организма. Таким образом, организмы имеют важное значение в формировании многих продуктов осадконакопления, таких, как почвы, известняки, уголь и насыщающие некоторые пористые породы нефтяные и газообразные углеводороды.

Поскольку процессы, протекающие на поверхности Земли, включают и такие, которые можно непосредственно наблюдать (все более доступными становятся глубоководные области океана), и поскольку условия осадконакопления подобны тем, которые можно воссоздать в обычной химической лаборатории, наши описания седиментационных процессов и их понимание являются (или по крайней мере могут быть) в некоторых отношениях точными. Известно, однако, что химические процессы в условиях достаточно низких температур часто протекают медленно, поскольку обычно скорость химической реакции возрастает с увеличением температуры. Поэтому не нужно удивляться, что химическое равновесие достигается не всегда, и во многих случаях скорости реакций определяют характер конечных продуктов. Почти все изверженные и метаморфические породы на поверхности Земли содержат железо в форме магнетита и силикатов закисного железа. Подавляющее большинство этих минералов неустойчиво на поверхности из-за высокого парциального давления атмосферного кисло-

рода; в результате магнетит преобразуется в гематит. Этот процесс, несомненно, в определенных пределах протекает в природе, однако скорость биогенного образования кислорода больше скорости его расходования при окислении бесконечно огромного количества закисного железа. Если реакции гидратации протекают быстро, большинство минералов изверженных и метаморфических пород будут замещаться сильно гидратированными минералами, такими, как минералы глин, хлориты и цеолиты. В мощных толщах граувакковых осадков краевых зон геосинклиналей доминирующую массу осадков составляют малоизмененные вулканические обломки. Море не насыщено кремнием, и для того, чтобы равновесие морской воды с кварцем было достигнуто, необходимо, чтобы концентрация кремния была в пять раз больше наблюдаемой. Тем не менее организмы (диатомовые и радиолярии) в состоянии осаждать из морской воды почти аморфные и, следовательно, легко растворимые формы кремния. Некоторые из организмов осаждают магнетит вместо окисных форм железа, устойчивых при поверхностных условиях; однако магнетит первично осаждается внутри самих организмов. Можно бесконечно продолжать перечень подобных явлений, но, думается, что и приведенных примеров вполне достаточно, чтобы показать существенную роль темпа седиментационных процессов вне зависимости от того, контролируются они жизнедеятельностью организмов или любыми другими факторами.

Химические потенциалы в водных растворах

Природа химических соединений, присутствующих в низкотемпературных водных растворах, хорошо изучена. В неорганических минеральных растворах преобладают ионы как простые, так и комплексные, а газы, такие, как CO_2 и O_2, образуют простые или гидратные молекулы.

В целом химический потенциал вещества описывается уравнением

$$\mu_i = \mu_i^0 + RT \ln a_i,$$

где a_i — активность i. Форма этого уравнения подобна форме аналогичного уравнения для твердых растворов (гл. 5). Активность a, как правило, связана с моляльной концентрацией m_i (в молях на 1000 г воды) соотношением

$$a_i = \gamma_i m_i,$$

где γ_i — коэффициент активности. Коэффициент активности экспериментально определяется условием

$$\gamma_i \to 1, \quad \text{если} \quad m_i \to 0.$$

Таким образом, в очень разбавленных растворах $a_i \approx m_i$, и это приблизительное соотношение справедливо для некоторых геологических систем, например для большинства рек. Но для различных видов ионов в океанах и других более концентрированных растворах такое приближение уже не сохраняется. Здесь γ_i следует определять непосредственными измерениями или теоретически. Одно из уравнений, часто используемых для расчета коэффициента активности ионов, было предложено Дебайем и Хюккелем:

$$-\lg \gamma_i = \frac{Az_i^2 \sqrt{I}}{1 + a_i^0 B \sqrt{I}},$$

где A и B — константы, зависящие только от растворителя; a_i^0 — параметр, связанный с размером иона; z_i — его заряд; I — ионная сила раствора, определяемая как

$$I = \frac{1}{2} \sum^{i} m_i z_i^2.$$

Для разбавленных растворов это уравнение упрощается до вида

$$-\lg \gamma_i = Az_i^2 \sqrt{I}.$$

ТАБЛИЦА 7-1

Средние коэффициенты активности [1] некоторых сильных электролитов при различных моляльных концентрациях (m_i) в водных растворах (25 °С)

	0,001	0,002	0,005	0,01	0,02	0,05	0,1	0,2	0,5	1,0
HCl	0,966	0,952	0,928	0,904	0,875	0,830	0,796	0,767	0,758	0,809
NaOH	—	—	—	—	—	0,82	—	0,73	0,69	0,68
$CaCl_2$	0,89	0,85	0,785	0,725	0,66	0,57	0,515	0,48	0,52	0,71
KCl	0,965	0,952	0,927	0,901	—	0,815	0,769	0,719	0,651	0,606
$MgSO_4$	—	—	—	0,40	0,32	0,22	0,18	0,13	0,088	0,064
NaCl	0,966	0,953	0,929	0,904	0,875	0,823	0,780	0,730	0,68	0,66
$ZnCl_2$	0,88	0,84	0,77	0,71	0,64	0,56	0,50	0,45	0,38	0,33

[1] Средний коэффициент активности электролита, часто обозначаемый $\gamma\pm$, определяется как $\gamma\pm = (\gamma_+\gamma_-)^{1/2}$, где γ_+ и γ_- — коэффициенты активности соответственно катиона и аниона с одинаковой валентностью.

Если I приближается к нулю, γ стремится к единице. При бóльших значениях I коэффициент γ меньше единицы, и тем меньше, чем больше заряд.

Когда в растворах измеряются коэффициенты активности простых солей, таких, как NaCl, то получают средние значения для катионов и анионов. Некоторые значения приведены в табл. 7-1; они показывают ограниченность применения приближенного равенства $a_i \approx m_i$.

Коэффициент активности нейтральных соединений в растворе обычно близок к единице. Химический потенциал простых газовых компонентов растворов, таких, как O_2 или CO_2, при достаточно низком давлении можно выразить следующим образом:

$$\mu_i = \mu_i^0 + RT \ln P_i,$$

где P_i — парциальное давление i в газе.

Растворимость

Все минералы характеризуются определенной растворимостью в воде, и с этим свойством связаны дополнительные процессы их растворения при выветривании и выпадения в осадки или почвы. Растворимость, или равновесие между твердой фазой и раствором, определяется константой химического равновесия K, называемой *произведением растворимости*. Так, если кальцит растворяется в воде:

$$CaCO_3 = Ca^{2+} + CO_3^{2-},$$
$$\text{В воде}$$

то равновесие соблюдается при

$$\mu^0_{CaCO_3} = \mu_{Ca^{2+}} + \mu_{CO_3^{2-}} =$$
$$= \mu^0_{Ca^{2+}} + RT \ln a_{Ca^{2+}} + \mu^0_{CO_3^{2-}} +$$
$$+ RT \ln a_{CO_3^{2-}}.$$

Следовательно, если

$$\Delta\mu^0 = \mu^0_{Ca^{2+}} + \mu^0_{CO_3^{2-}} - \mu^0_{CaCO_3},$$

то

$$-\Delta\mu^0 = RT \ln (a_{Ca^{2+}})(a_{CO_3^{2-}}).$$

Произведение растворимости K определяется как

$$K = [Ca^{2+}][CO_3^{2-}],$$

где скобки означают активность. Следовательно,

$$-\Delta\mu^0 = RT \ln K,$$

и поскольку при неизменных T и P $\Delta\mu^0$ постоянна, то постоянно также и K.

Растворы могут быть либо конгруэнтными, как, например, NaCl, $CaCO_3$, SiO_2, либо инконгруэнтными, как большинство силикатов металлов. Говорят, что раствор конгруэнтен, когда минерал растворяется, не меняя своего химического состава; в инконгруэнтных растворах одновременно образуется новая твердая фаза, и соотношение атомов в растворе иное, чем в исходном твердом веществе. Так, например, ортоклаз $KAlSi_3O_8$, растворяясь в воде, образует раствор, обогащенный K и Si, и твердую фазу, представляющую собой глинистый минерал. Эта реакция может быть записана следующим образом:

$$4KAlSi_3O_8 + 22H_2O \rightarrow 4K^+ + 4OH^- + \underset{\text{В растворе}}{+ 8Si(OH)_4} + \underset{\text{В осадке}}{Al_4Si_4O_{10}(OH)_8}.$$

Рисман и Келлер поставили опыт по растворению Na — K-полевого шпата в воде при комнатной температуре; в растворе они обнаружили (в моль/л): K^+ 0,000993, Na^+ 0,000757, Al^{3+} 0,0000319, Si^{4+} 0,000264 и OH^- 10^{-6}. Следует отметить несбалансированность состава, но поскольку раствор находится в равновесии с атмосферным CO_2, то преобладающими видами соединений в растворе будут бикарбонаты Na и K. Поскольку силикаты представляют собой соли слабой кислоты и более сильных оснований, растворимость большинства из них является функцией pH и, следовательно, во многом зависит от местной концентрации CO_2, поэтому силикаты часто оказывают буферное действие на pH.

Инконгруэнтные растворы обусловливают процессы огромной важности, протекающие при выветривании и в ряде случаев при формировании рудных месторождений. Если вода медленно омывает полевые шпаты, в конечном счете образуются некоторые виды глинистых минералов. При благоприятных условиях, при высоком pH глины растворяются, образуя инконгруэнтные растворы, и участвуют в таких процессах, как

$$Al_4Si_4O_{10}(OH)_8 \rightarrow \underset{\text{Твердая фаза}}{Al(OH)_3} + \underset{\text{Раствор}}{Si(OH)_4},$$

с образованием гибсита $Al(OH)_3$. Этот тип реакции способствует формированию латеритных почв, в которых гидраты окиси алюминия и железа концентрируются в большей степени, чем глинистые силикаты. В процессе выветривания растворимые компоненты выщелачиваются и транспортируются на большие расстояния от исходных пород. В результате вышеназванных процессов образуются алюмосодержащие отложения довольно неопределенного состава — бокситы. Это наглядный пример природной очистки, в результате которой алюминий породообразующих силикатов концентрируется в промышленные руды.

Весьма велика группа глинистых минералов и окисных фаз, которые образуются в результате инконгруэнтного выщелачивания силикатных минералов изверженных и метаморфических пород. Из большинства минералов, обогащенных железом (пироксены, амфиболы, оливины), образуются аморфные или кристаллические окиси Ti, Al, Fe и Si, которые затем могут группироваться в глинистые минералы. Слюды разлагаются с образованием множества сложных слоистых силикатов, промежуточных между простыми глинами и слюдами. Полевые шпаты преобразуются в разнообразные глины, иногда имеющие кристаллическое строение.

Контролирующие факторы. Большинство минералов, такие, как силикаты, карбонаты и сульфиды, представляют собой соединения слабых кислот, и их растворы должны быть щелочными. Например, растворение карбоната кальция в воде происходит по следующей схеме:

$$CaCO_3 \rightarrow Ca^{2+} + CO_3^{2-},$$
$$CO_3^{2-} + H_2O \rightarrow HCO_3^- + OH^-,$$
$$HCO_3^- + H_2O \rightarrow H_2CO_3 + OH^-.$$

Сульфиды дают совершенно аналогичную картину. Очевидно, растворимость зависит от pH и P_{CO_2} (P_{H_2S} для сульфидов). Постоянство произведения растворимости

$$(a_{Ca^{2+}})(a_{CO_3^{2-}}),$$

или $$(m_{Ca^{2+}})(m_{CO_3^{2-}})(\gamma_{Ca^{2+}})(\gamma_{CO_3^{2-}}),$$

указывает, что любые вещества в растворе при уменьшении коэффициента активности γ увеличивают мольную концентрацию m или растворимость. Все соли увеличивают ионную силу и уменьшают значение γ, и, следовательно, $CaCO_3$ будет лучше растворяться в растворе NaCl, чем в чистой воде. Если ионы не формируются, как, например, при растворении кварца, то присутствие электролитов вызывает некоторое уменьшение растворимости за счет связывания части растворителя в гидратированные ионы.

Активность многих ионов в растворе может уменьшаться (следовательно, увеличивается растворимость) за счет формирования комплексных ионов. Типичные комплексные ионы:

$$Ag^+ + 2Cl^- \rightarrow AgCl_2^-,$$
$$Pb^{2+} + HS^- \rightarrow PbHS^+,$$
$$Ag^+ + 2NH_3 \rightarrow Ag(NH_3)_2^+,$$
$$Ca^{2+} + CO_3^{2-} \rightarrow CaCO_3.$$
В растворе

Становится все более очевидным, что подобные комплексы играют очень большую роль в определении концентраций элементов в океанах. Так, в морской воде около 50% сульфат-ионов связано в комплексы с металлами. Это справедливо также примерно для 90% карбонат-ионов, причем преобладающим комплексом в водном растворе является $MgCO_3$. В некоторых природных рассолах даже такие ионы, как Na^+, присутствуют в основном в виде комплексов с CO_3^{2-} и HCO_3^-. При любом точном изучении растворимости необходимо обращать внимание на возможность образования подобных комплексов и влияние ионной силы.

Осаждение. Осаждение происходит в тех случаях, когда концентрация вещества превышает его растворимость. Возникновение центров кристаллизации и образование осадка — часто трудный и медленный процесс (гл. 5). Поэтому кристаллы не всегда образуются даже из пересыщенных растворов. Зарождение кристаллов происходит преимущественно на существующих поверхностях, например глинистые частицы обычно образуются на кристаллах полевого шпата. В основном подобные фазы, образующиеся на поверхности, имеют характерную ориентировку относительно структуры кристалла-субстрата. Структурно сложные вещества, такие, как глинистые минералы, могут быть сначала плохо кристаллизованными или полуаморфными. В течение последующего диагенеза или нагревания может образоваться более определенная кристаллическая структура.

Одним из замечательных открытий последних лет явилось то, что в скелетах животных обнаружили присутствие ряда минералов. Эти сведения были обобщены Лоуэнстамом (табл. 7-2). Следует отметить, что во внешней среде некоторые из перечисленных минералов метастабильны, однако нет уверенности, сохраняют ли они это состояние, находясь в содержимом живой клетки.

Многие тонкие особенности осадочных минералов могут дать полезные сведения о природе обстановки их образования. В целом, когда какой-либо минерал образуется из раствора, его состав зависит от состава жидкости и температуры (на осаждение внутри организма могут также влиять биохимические особенности самого организма). Например, изотопный состав карбонатов в воде зависит от отношения $^{18}O/^{16}O$ в воде и от температуры. Так, в благоприятных случаях возможно рассчи-

ТАБЛИЦА 7-2

Распределение минеральных видов в организмах (по Лоуэнстаму)

	Водоросли	Простейшие	Губки	Кишечнополостные	Мшанки	Брахиоподы	Черви	Моллюски	Членистоногие	Иглокожие	Полухордовые	Хордовые
Карбонаты												
Арагонит (Ca)	+	+		+	+		+	+	+		+	+
Кальцит (Ca)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		
Арагонит и кальцит			?	+	+		+	+	+			
Аморфные				+			+	+				
Силикаты												
Опалин	+	+	+					?				
Фосфаты												
Гидроксилапатит (Ca)						+						+
Неопределенные								+	+			
+кальцит									+			
Окислы железа												
Магнетит								+				
Гётит								+				
Магнетит и гётит								+				
Аморфные		+						+				
+арагонит								+				
Сульфаты												
Целестин (Sr)		+										
Барит (Ba)		?										

тать древнюю температуру и температурные изменения по изотопному составу кислорода в карбонатах ископаемых скелетов и раковин. Однако возникают некоторые трудности в связи с тем, что изотопные соотношения в воде в разных обстановках различны. Относительно нормальной океанической воды пресные воды содержат больше ^{16}O, а очень соленые воды содержат больше ^{18}O. Ясно, что этот фактор должен приниматься во внимание при любых подобных расчетах древней температуры.

На содержание магния в $CaCO_3$, осажденном организмами, влияет природа живого вида, температура и соленость воды. То же самое справедливо для содержания стронция. Отношение кальцита к арагониту в скелетах некоторых видов, как, возможно, и характер окисных фаз железа, зависят от температуры и солености. При изучении этих факторов следует учитывать постседиментационные изменения. Возможно, главным выводом из подобных исследований будет то, что на протяжении нескольких сотен миллионов лет условия в океане изменялись незначительно.

Окислительно-восстановительные процессы

Важным фактором в осадконакоплении, так же как и при выветривании, является изменение степени окисления элементов в ходе поверхностных процессов. В более глубоких частях земной коры преобладает восстановительная среда. Поверхностные слои, поскольку они контактируют с атмосферным кислородом, относительно окислены.

Окислительные процессы в поверхностных слоях бывают нескольких

типов, например:

$$\underset{\text{Твердая фаза}}{2Fe_3O_4} + {}^1/_2O_2 \rightarrow \underset{\text{Твердая фаза}}{3Fe_2O_3},$$

$$\underset{\text{Твердая фаза}}{Fe_2SiO_4} + {}^1/_2O_2 + \underset{\text{В воде}}{H_2O} \rightarrow \underset{\text{Твердая фаза}}{Fe_2O_3} + \underset{\text{В растворе}}{SiO_2},$$

$$\underset{\text{В воде}}{4Fe^{2+}} + \underset{\text{В воде}}{O_2} + \underset{\text{В воде}}{4H^+} \rightarrow \underset{\text{В воде}}{4Fe^{3+}} + 2H_2O,$$

$$4Fe^{2+} + O_2 + 10H_2O \rightarrow \underset{\text{Твердая фаза}}{4Fe(OH)_3} + 8H^+.$$

Состояние равновесия любой реакции такого типа может быть найдено обычным способом, если известно значение свободной энергии для всех химических соединений. Следует отметить, что равновесие зависит от P_{O_2}, a катионов и pH раствора.

Рассмотрим специфическую проблему. Хорошо известно, что гидраты и окислы марганца MnOOH и MnO_2 осаждаются на океаническом дне. В изверженных и метаморфических породах большая часть марганца находится в менее окисленном состоянии (Mn^{2+} и Mn^{3+}). Концентрация Mn^{2+} в океане, как известно, составляет около $4 \cdot 10^{-8}$ моль/кг. Возможно ли ожидать осаждение трех- и четырехвалентных соединений Mn? Можно написать реакцию

$$\underset{\text{В воде}}{4Mn^{2+}} + \underset{\text{Газ}}{O_2} + 6H_2O \rightarrow \underset{\text{Твердая фаза}}{4MnOOH} + 8H^+,$$

или термодинамически для состояния равновесия

$$4\mu^0_{Mn^{2+}} + 4RT \ln m_{Mn^{2+}} + \mu^0_{O_2} + RT \ln P_{O_2} + 6\mu^0_{H_2O} = 4\mu^0_{MnOOH} + 8\mu^0_{H^+} + 8RT \ln m_{H^+}.$$

Если предположить, что значение pH для океанической воды приближенно равно 8, P_{O_2} равно 1 бар и активность воды 1, то по таблицам стандартных химических потенциалов можно рассчитать моляльную концентрацию Mn^{2+}, которая составляет примерно $3 \cdot 10^{-12}$, т. е. много меньше, чем измеренная в океане. Поэтому не удивительно, что окислы Mn выпадают в осадок; однако при подобных низких концентрациях могут возникать проблемы, связанные с достижением равновесия. Следует отметить, что изменение P_{O_2} до значения ~0,2 бар (равного P_{O_2} в атмосфере) едва ли влияет на этот результат.

Хотя все проблемы равновесия окислительно-восстановительных реакций можно решать прямыми методами (как изложено выше), возможен и другой путь решений, широко используемый, основанный на стандартных методах электрохимических измерений в ионных системах. Если электрод меди поместить в раствор, содержащий ионы Cu^{2+}, возникнет потенциал, который можно определить из уравнения:

$$E = E^0 + \frac{RT}{nF} \ln a_{Cu^{2+}},$$

где F — константа Фарадея (23,1 ккал/В); n — число электронов, участвующих в реакции. По этому уравнению можно определять потенциал реакции

$$Cu^{2+} + 2e \rightarrow Cu.$$

E^0 обозначает стандартный химический потенциал при условии $a_{Cu^{2+}} = 1$. Все подобные потенциалы произвольно относят к электродной реакции восстановления водорода:

$$2H^+ + 2e \rightarrow H_2, \qquad E^0 = 0.$$

Эта условность необходима, поскольку единичный электродный потенциал не может быть измерен. Чувствительный к ионам водорода электрод (обычно стеклянный) измеряет a_{H^+} или pH. Стандартный электродный потенциал реакции связан с изменением стандартной свободной энергии следующим соотношением [1]:

$$\Delta G^0 = nFE^0.$$

[1] В большинстве работ по физической химии принято условие $\Delta G^0 = -nFE^0$, и все E^0 имеют знак минус. В данной работе принято условие Гаррелса и Крайста.

Имеется некоторый электрод, который измеряет так называемый окислительный потенциал. Так, если плоскую однородную пластину платины поместить в раствор, содержащий ионы двухвалентного (Fe^{2+}) или трехвалентного (Fe^{3+}) железа, возникает потенциал

$$E = E^0 + \frac{RT}{F} \ln \frac{[Fe^{3+}]}{[Fe^{2+}]},$$

или в общем виде

$$E = E^0 + \frac{RT}{nF} \ln \frac{[x]^a}{[y]^b},$$

где x и y — соответственно окисленные и восстановленные соединения; a и b — стехиометрические коэффициенты; n — число переданных электронов.

В последние годы принято обозначать этот потенциал E символом Eh.

Поскольку E и ΔG связаны друг с другом простым соотношением, при обсуждении можно вместо значения ΔG использовать величину Eh. Рассмотрим вопрос, будет ли ион двухвалентного железа в растворе с pH 1 окисляться до трехвалентного иона атмосферным кислородом:

$$4Fe^{2+} + O_2 + 4H^+ \rightarrow 4Fe^{3+} + 2H_2O,$$

$$Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+} + e, \qquad E^0 = +0{,}771,$$

и

$$2H_2O = O_2 + 4H^+ + 4e, \quad E^0 = +1{,}229.$$

Так как $\Delta G^0 = nFE^0$, то для этой реакции окисления можно написать:

$$\Delta G^0 = +4 \cdot 0{,}771 - 4 \cdot 1{,}229 < 0.$$

Эта реакция может самопроизвольно протекать слева направо. Ясно, что при изучении потенциала электрода можно проследить, что происходит — окисление или восстановление.

Имея значение E^0, можно рассчитать значение Eh для любой химической реакции и, в частности, для растворов с различными pH.

Рассмотрим, например, реакцию

$$2H_2O = O_2 + 4H^+ + 4e, \qquad E^0 = 1{,}229.$$

Здесь E^0 относится к воде и ионам водорода с активностью, равной единице, и парциальным давлением кислорода $P_{O_2} = 1$ бар. В общем

$$Eh = E^0 + \frac{RT}{4F} \ln P_{O_2} [H^+]^4.$$

Поэтому, если pH 7 и $P_{O_2} = 1$, то

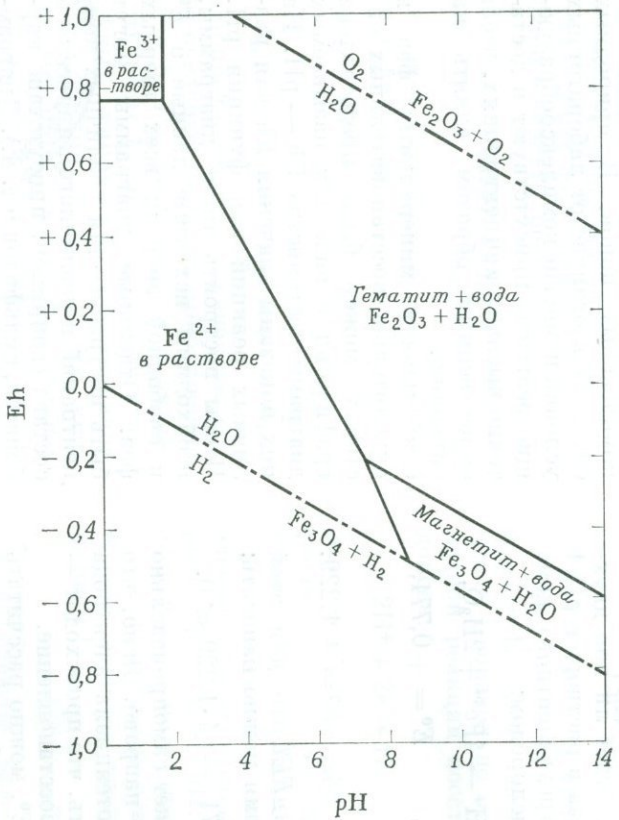
$$Eh = 1{,}229 + \frac{0{,}05916}{4} \lg (10^{-28}) =$$

$$= 1{,}229 - 0{,}414 = 0{,}815.$$

Можно отметить, что небольшие изменения P_{O_2} мало влияют на величину Eh. Например, если мы заменим значение P_{O_2} на 10^{-2} бар, это вызовет изменение Eh только на $-(0{,}05916/4)\lg\ 10^{-2}$, или 0,03В. Стабильность ионов в любой окислительно-восстановительной системе, такой, как $Fe^{2+} - Fe^{3+}$, зависит от химизма растворителя, P_{O_2}, природы твердых фаз и в некоторых случаях от возможного формирования комплексных ионов. В природных системах в отличие от лабораторных условий немногие комплексообразующие реагенты присутствуют в достаточно высоких концентрациях, чтобы существенным образом влиять на ситуацию.

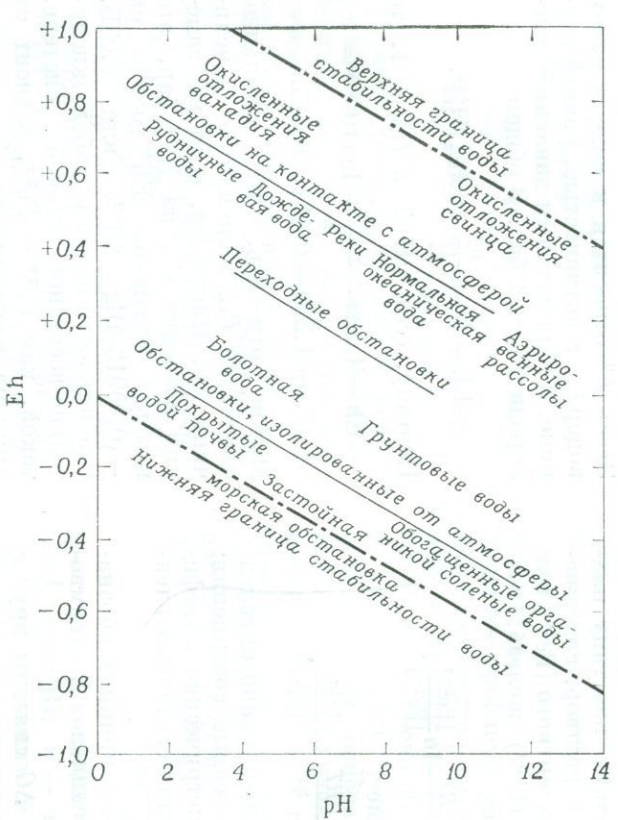
Стабильность минеральных фаз в окислительно-восстановительных системах может быть представлена графически в виде так называемых диаграмм постоянства Eh — pH. На них показаны значения Eh для различных реакций как функция pH. Чтобы построить такие диаграммы, необходимы исходные данные о E^0 и свободной энергии всех твердых фаз. Отдельные диаграммы могут быть построены для различных концентраций и различного химического состава (например, присутствие карбонатов, сульфидов и т. д.). Диаграммы для систем железа, рассчитанные Гаррелсом и Крайстом, показаны на фиг. 7-1.

1046

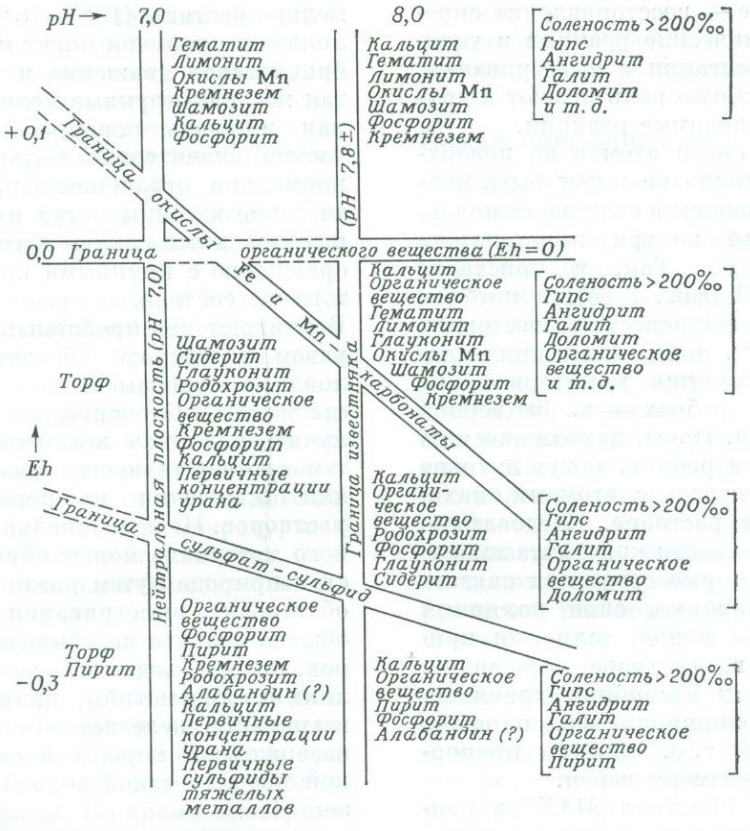


ФИГ. 7-1. Диаграмма отношения Eh и pH, показывающая поля стабильности основных соединений железа.

Для ионов в воде границы проведены для концентраций больших, чем 10^{-6} М. Верхняя и нижняя линии очерчивают области, в которых H_2O нестабильна и может разлагаться на кислород и водород (*Garrels R. M., Christ C. L.*, Solutions, Minerals and Equilibria, 1965. См. русский перевод: *Гаррелс Р., Крайст Ч.*, Растворы, минералы, равновесия, «Мир», М., 1968).



ФИГ. 7-2. Значения Eh — pH для различных природных обстановок (*Garrels R. M., Christ C. L.*, Solutions, Minerals and Equilibria, 1965. См. русский перевод: *Гаррелс Р., Крайст Ч.*, Растворы, минералы, равновесия, «Мир», М., 1968).



ФИГ. 7-3. Отношение Eh и pH в областях образования обычных осадочных минералов (*Garrels R. M., Christ C. L.*, Solutions, Minerals and Equilibria, 1965. См. русский перевод: *Гаррелс Р., Крайст Ч.*, Растворы, минералы, равновесия, «Мир», М., 1968).

Пределы изменения условий Eh—pH, измеренные в природных обстановках поверхности Земли, обобщены на фиг. 7-2. Очень кислые и высоко восстановительные условия (низкое Eh) обычно связаны с активностью органической жизни. Бактерии могут обусловить восстановление сульфатов и могут даже выделять в свободном состоянии водород. Другая диаграмма, показанная на фиг. 7-3, обобщает условия Eh—pH при образовании обычных осадочных минералов и сохранении органического вещества. Когда рассматриваются природные системы, необходимо иметь в виду, что многие происходящие в них реакции протекают очень медленно. Если бы эти реакции протекали достаточно быстро до достижения равновесия, мы бы никогда не находили зерен магнетита на мелководных отмелях. Однако концентрация его бывает настолько велика, что на отмелях мы находим не только отдельные зерна, но и значительные запасы железных руд. Тем не менее в целом наблюдаемая степень окисления в обстановках выветривания и осадконакопления находится в соответствии с термодинамическими расчетами.

Ионный обмен, коллоиды и адсорбция

Хотя процессы, протекающие в инконгруэнтных растворах, осаждение

и окисление — восстановление определяют химические реакции в условиях седиментации и выветривания, не менее важную роль играют и другие менее уловимые реакции.

Валентные связи атомов на поверхности кристалла не могут быть полностью насыщены в отличие от ионов, находящихся внутри кристаллической решетки. Так, в кристалле галита NaCl (фиг. 2-56), в котором Na^+ и Cl^- находятся в шестерной координации, ионы на внешних плоскостях находятся в пятерной, на наружных ребрах — в четверной координации. Ионы, находящиеся на плоскостях и ребрах, могут активно взаимодействовать с атомами, находящимися в растворе. Следовательно, на поверхности кристалла имеются силы, которые стремятся связать или адсорбировать слой полярных молекул или ионов, если они присутствуют в растворе. Очевидно, способность к адсорбции приблизительно пропорциональна площади поверхности, т. е. обратно пропорциональна размеру зерен.

Рассмотрим кристалл M^+X^- в контакте с раствором других катионов и анионов, при условии что имеется возможность ионного обмена, при котором ионы из раствора замещают ионы, находящиеся на поверхности кристалла. Обмен может быть интенсивным, если кристалл имеет открытую структуру и ионы легко диффундируют через кристалл. Это справедливо для многих открытых цеолитовых структур и многих глинистых минералов (гл. 2). Если подобный минерал поместить в раствор, его состав может сильно измениться. Когда частицы очень малы, адсорбция и ионный обмен могут происходить одновременно. Оба эти процесса становятся более эффективными, если осадок содержит минерал в очень тонко раздробленном состоянии. Тонкая дисперсность минерала в соответствии с законом Стокса может препятствовать осаждению. Очень мелкие частицы (10^{-5}—10^{-7} см) «коллоидного» размера могут испытывать броуновское движение и вести себя так же, как крупные молекулы. Так как площадь поверхности мелких частиц значительно больше, чем у нормально ограненных кристаллов, то такие частицы могут иметь повышенную химическую активность по сравнению с крупными кристаллами того же состава.

Возникают две проблемы: каким образом в природе образуются коллоидные частицы и насколько они стабильны? Относительно легко получить коллоиды в лаборатории путем соответствующего раздробления или осаждения из пересыщенных растворов. Не ясно, сколько коллоидного материала может образовываться в природе путем раздробления; в обстановке выветривания довольно обычно сильное пересыщение растворов, которое ведет к выделению коллоидов. Рассмотрим, например, выветривание железистого силиката из изверженной породы в окислительной поверхностной водной обстановке:

$$Fe_2SiO_4 + {}^1/_2O_2 + 2H_2O \rightarrow$$
$$\rightarrow \underset{\text{Твердая фаза}}{Fe_2O_3} + \underset{\text{В растворе}}{Si(OH)_4},$$
$$\Delta G^0 = -44 \text{ ккал}.$$

Отрицательная свободная энергия этой реакции очень велика. Это подразумевает возможность осуществления связанных между собой реакций с несколько более низкой (но все же достаточно высокой) $-\Delta G$, ведущих к образованию метастабильных продуктов. Так может вести себя коллоид Fe_2O_3 или какая-нибудь гидратная форма этого окисла, находясь в метастабильном равновесии с раствором, пересыщенным относительно кристаллического Fe_2O_3. Это же справедливо и для образования глинистых минералов из полевых шпатов. В общем можно сделать вывод, что если при выветривании

скорость кристаллизации и роста кристаллических фаз очень мала, то возникает возможность образования очень тонкозернистых частиц. Поэтому не удивительно, что речные воды могут содержать ощутимые количества коллоидного Fe_2O_3, а содержание Si в речных водах выше, чем при равновесии с кристаллическим кварцем.

В связи с поверхностной ионизацией коллоидные частицы обычно электрически заряжены. Так, коллоидная гидроокись железа обычно положительна, а коллоиды двуокиси кремния отрицательны. Стабильность частицы зависит от ряда факторов — защитного эффекта органического вещества, солености, температуры и т. д., но точное действие этих факторов на природные коллоиды все еще мало понятно.

Явление адсорбции играет важную роль в геохимическом разделении первоначально ассоциированных элементов. Натрий и калий присутствуют в равных количествах в кристаллических породах и обычно взаимосвязаны. Во время выветривания они выщелачиваются в раствор как катионы (Na^+ и K^+) и таким образом транспортируются реками в море. Содержание Na^+ в морской воде равно 10 г/л, а K^+ — менее 0,4 г/л. Объяснение этого кажущегося аномальным фактора простое — крупный ион K^+ гораздо легче адсорбируется на тонкозернистых морских глинах, чем ион Na^+. Если металл образует коллоидные окислы, он может отделяться от элемента, с которым тесно связан, при условии что последний не образует коллоидов.

Железо и кремний, первоначально связанные в силикатном минерале, могут разделяться, поскольку один из них транспортируется речными водами в виде коллоида $Fe(OH)_3$, а другой находится в истинном растворе в виде ионов кремния. Не всегда можно четко разделить процесс адсорбции и образование химических соединений, особенно если последние тонкозернисты и полуаморфны.

Химия природных вод

Океаны — основная часть гидросферы. Запасы растворенных в них солей непрерывно пополняются за счет стока рек, подземных вод и явлений, сопутствующих вулканизму и дегазации Земли (гл. 6). При солнечном испарении как океанические, так и пресные воды могут концентрироваться, образуя сильно соленые воды и в конечном итоге солевые отложения. Насколько важны процессы растворения, видно из данных Краускопфа о том, что поверхность суши понижается в среднем на 1 см за тысячу лет только в результате процессов растворения.

Речные воды, хотя и различаются между собой по составу, всегда в качестве основных составляющих содержат катионы Ca^{2+}, Na^+, Mg^{2+}, K^+ и анионы HCO_3^-, SO_4^{2-}, Cl^-. Океанические воды в целом имеют другой ионный состав (табл. 7-3). Концентрация кремния в речных водах несколько выше, чем концентрация его в равновесии с кварцем (около 10 млн$^{-1}$). Большая часть хлоридов в речных водах может приноситься ветрами и дождем из морских вод. Это, вероятно, справедливо также и для сульфатов, которые, кроме того, могут образовываться при окислении сульфидов.

Гаррелс показал, что состав подземных вод, находящихся в контакте с различного типа вулканическими породами, приближается к равновесному, который соответствует реакциям между плагиоклазами и водами, богатыми CO_2. В результате биологических процессов концентрация бикарбоната во многих подземных и почвенных водах сильно увеличена относительно парциального давления CO_2 в атмосфере. Эффективные значения P_{CO_2} могут достигать

ТАБЛИЦА 7-3

Концентрации главных и некоторых малых элементов в океанических [1] и речных [2] водах

Элементы	Концентрация в океанической воде, $\times 10^{-6}$ г/г	Концентрация в речной воде, $\times 10^{-6}$ г/г	Время существования, $\times 10^6$ лет	Количество циклов обновления за 100×10^6 лет
Li	0,17			
B	4,6	0,013	15	7
C	28	11,5	0,1	1 000
N	0,5			
F	1,3			
Na	10 500	6,3	71	1,4
Mg	1 350	4,1	14	7
Al	0,01			
Si	3,0	6,1	0,02	5 000
P	0,07			
S	885	3,7	10	10
Cl	19 000	7,8	104	1
K	380	2,3	7	15
Ca	400	15	1,15	87
Mn	0,002	0,02	0,004	25 000
Fe	0,01	0,7	0,006	20 000
Ni	0,002	0,01	0,008	10 000
Br	65	0,006—0,019	450—150	0,2—0,6
Rb	0,12			
Sr	8	0,09	3,8	25
Ag	0,00004	0,001	0,02	5 000
I	0,06			
Ba	0,03	0,054	0,02	5 000
Pb	0,00003	0,005	0,0003	300 000
Th	0,00005			
U	0,003	0,001	0,14	700

[1] *Mason B.*, Principles of Geochemistry, Wiley, p. 195, 1966.
[2] *Livingstone D. A.*, U. S. Geol. Survey Proc. Paper, 440G, 1963.

1 бар. Химизм вод может быть описан реакциями такого типа:

$$\underset{\text{Альбит}}{2NaAlSi_3O_8} + 2CO_2 + 3H_2O \rightarrow$$

$$\rightarrow \underset{\text{Глина}}{Al_2Si_2O_5(OH)_4} +$$

$$+ 2Na^+ + 2HCO_3^- + 4SiO_2.$$

Отношение Na : Ca в грунтовых водах зависит от типа плагиоклазов, с которыми они находятся в контакте. Гаррелс пришел к выводу, что плагиоклазы и такие минералы, как биотит, пироксен и амфибол, дают большую часть растворенных ионов. Калиевые полевые шпаты и кремний разрушаются значительно медленнее. Типичные грунтовые воды в изверженных породах содержат 20—60 млн$^{-1}$ SiO_2; воды в основных породах содержат высокие концентрации Mg^{2+} и концентрации Ca^{2+} в них больше, чем Na^+. Эти значения соответствуют тем, которые можно ожидать при выветривании плагиоклазов и железо-магниевых минералов.

Океаническая вода. *Общий состав.* Суммарная концентрация растворенных веществ в морской воде подвержена некоторым изменениям. Особенно это характерно для проб, взятых с поверхности моря. Средняя концентрация имеет значение, близкое к 3,5%, но в частично изолированных морях, где наблюдается сильное испарение (например, Красное море), она достигает 4%. Независимо от того, где взята проба воды, основные элементы солевого состава моря сохраняют строго постоянные соотношения (элементы расположены в убывающей последовательности): Cl, Na, Mg, S, Ca, K, Br и C (табл. 7-3). В морской воде установлено большинство элементов; в табл. 7-3 перечислены только те из малых элементов, которые будут упомянуты в дальнейшем изложении.

Большая часть растворенного вещества находится в форме простых ионов или катион-анионных комплексов. В последовательности уменьшения концентрации катионы располагаются в ряд: Na^+, Mg^{2+}, Ca^{2+}, K^+, а анионы: Cl^-, SO_4^{2-}, HCO_3^-. Фактически Na, K и Cl находятся в форме простых ионов. Обилие сульфат-иона объясняется наличием недиссоциированных комплексов, таких, как $MgSO_4$ (11% общего содержания Mg) и $CaSO_4$ (8% общего содержания Ca). Около 90% бикарбонат-ионов связано в металлические комплексы $CaHCO_3^+$, $MgHCO_3^+$ и $NaHCO_3$; присутствует также некоторое количество карбоната в основном в форме $CaCO_3$, $MgCO_3$ и Na_2CO_3.

Время существования. По расчетам масса океанических вод составляет $1{,}417 \cdot 10^{21}$ кг; реки выносят в моря ежегодно $3{,}333 \cdot 10^{16}$ кг воды. Если предположить, что вода не испаряется и не удаляется другими путями, то при современной скорости поступления она заполнила бы все океанические бассейны до сегодняшнего уровня за $4{,}45 \cdot 10^4$ лет. Этот период называется *временем существования* (residence time) океанической воды. С другой стороны, если допустить, что объем океанической воды оставался постоянным на протяжении последних 100 млн. лет, то это означает, что вода прошла множество полных циклов через атмосферу, на континент и обратно в океан; количество их равно $10^8/(4{,}45 \cdot 10^4) = 2270$. Этот ряд циклов называют циклами обновления океанической воды.

Понятия «время существования» и «цикл обновления» являются искусственными, но это полезные параметры для сравнительной оценки роли различных элементов в процессах выветривания и осадконакопления. Состав растворенных в речных водах веществ, отражающий химизм выветривания, заметно отличается от состава солей, растворенных в океанических водах. В основном это осадок, оставшийся после химического осадконакопления в морской обстановке. Если обозначить концентрацию элемента в речной воде X_r, в океанической X_o, то время существования t_o и соответствующее количество циклов обновления C_o за $100 \cdot 10^6$ лет получают следующим расчетом:

$$t_o = \frac{X_o}{X_r} \cdot 0{,}0445 \cdot 10^6 \text{ лет},$$

$$C_o = \frac{100}{t_o} \cdot (10^6 \text{ лет}).$$

Содержание растворенных солей в морской воде примерно в 300 раз больше, чем в речной. Поэтому значение времени существования t_o для морских солей составит $12{,}75 \cdot 10^6$ лет. Некоторые вычисленные значения для различных элементов морских солей приведены в табл. 7-3. Величины для малых составляющих в большой степени неопределенны, так как соответствующие данные для речных вод недостаточно представительны. Однако очевидно, что характер поведения различных элементов в цикле выветривание — осадкона-

копление ограничивается двумя крайними случаями:

1. Два наиболее распространенных элемента, Cl и Na, имеют длительное время существования. Они долго сохраняются в океане и даже в осадках находятся в основном в реликтовых водах. Именно на основе этих данных, но исходя из совершенно нереального предположения, что реки поставляли соли в моря на протяжении всего геологического времени с одинаковой скоростью, в 1899 г. Жоли оценил возраст океана в 90 млн. лет. Сегодня полагают, что большая часть хлоридов и сульфатов речных вод извлекалась из морских солей, заключенных в осадочных породах, и возвращалась в океан. Среди малых элементов ярким примером долгого сохранения в воде является бром, имеющий длительное время существования.

2. Противоположными свойствами обладают такие главные элементы, как C и Si. Они выделяются в виде карбонатов и кремния в скелетах морских организмов и таким образом постоянно удаляются из океанической воды. Их время существования невелико. Таковы же величины для ряда малых элементов, которые плохо растворяются в растворах, насыщенных ионами хлорида и сульфата (среди них Pb и Ag). Это также справедливо для элементов, легко адсорбируемых морскими глинами (Ba). Другие элементы в морской воде подвергаются окислению и в виде окислов выпадают в осадок (Mn) или адсорбируются на глинах (Fe).

Между этими двумя крайними группами находятся элементы, которые совмещают особенности как той, так и другой групп, например Ca и Mg. Они находятся в относительном равновесии с хорошо растворимой твердой фазой. Сохранение в растворе K и B ограничено их способностью адсорбироваться на глинах, накопление Sr ограничено его способностью замещать кальций в карбонатах.

Вода и соли, добавляясь в океан, постепенно перемешиваются; скорость смешения сейчас может быть замерена радиоуглеродным методом. Напомним, что период полураспада ^{14}C, образовавшегося из ^{14}N в верхних слоях атмосферы при бомбардировке ее космическими лучами, составляет $5{,}6 \cdot 10^3$ лет. Содержащийся в углекислом газе атмосферы углерод ^{14}C опускается вниз и осаждается на поверхности воды. За счет этого его содержание в атмосфере снижается. Таким образом, можно измерить время, которое данная часть океана была в контакте с атмосферой. Таким методом было установлено, что время перемешивания океанических вод равно 10^3—10^4 лет. Если время существования элемента больше, чем время перемешивания, его концентрация в океанических водах должна быть довольно постоянна. В целом это справедливо для основных составляющих океанической воды, но не всегда справедливо для малых элементов. Так, Шуц и Турекян обнаружили крупные изменения (в 10 раз и более) в концентрации Co, Ni и Ag в различных частях океана. Co и Ni в отличие от Ag имеют довольно короткое время существования. Проблем такого типа в химической океанографии очень много.

Выпадение растворенных элементов в осадок. Очевидно, что если бы бóльшая часть массы солей постоянно не удалялась из океанов, то вскоре концентрация солей в водах достигла бы огромной величины. Одна из основных проблем химии океана заключается в том, чтобы выяснить, в какой именно форме данный элемент выпадает из раствора в осадок: кристаллизуются ли новые фазы (например, цеолиты, карбонаты, сульфаты, окислы Mn с большим содержанием Co и Ni), происходят ли обменные реакции и адсорбция ионов на обломках глинистых минералов и слюд; во многих случаях

осаждение контролируется живыми организмами.

Если раствор находится в равновесии с твердой фазой, то, имея данные по растворимости, мы можем определить некоторые пределы его концентрации. Например, концентрация свободного сульфатного иона в океанической воде составляет около 0,015 моль/кг, а коэффициент активности примерно 0,12. Произведение растворимости $BaSO_4$ равно 10^{-10}. Поэтому можно ожидать, что при равновесии активность иона бария будет около $55 \cdot 10^{-8}$ моль/кг, концентрация же его будет значительно больше, так как в сильных ионных растворах, таких, как морская вода, $\gamma_{Ba^{2+}}$ должна быть равна примерно 0,3. Реальная концентрация Ba^{2+} в океанах около $2 \cdot 10^{-7}$ моль/кг. Совпадение довольно близкое, из чего можно заключить, что океаническая вода близка к равновесию с сульфатом бария (баритом). И в самом деле, барит присутствует на дне океанов в виде конкреций.

Крамер рассчитал концентрации K, Na, Ca, Mg, P, F, S, H, C и Cl, исходя из предположения о примерном равновесии раствора с твердыми фазами: глинами, цеолитами, карбонатами кальция и магния, такими фосфатами, как апатит, сульфидами, сульфатами и окисью железа. Полученные в результате этих подсчетов величины достаточно хорошо совпадают с измеренными в морской воде концентрациями; это позволяет прийти к выводу, что перечисленные компоненты раствора близки к равновесию с некоторой частью твердой фазы в осадке. Таким образом, океаническая вода, по-видимому, достигла динамического равновесия относительно этих элементов; дальнейшее растворение их в воде сбалансировано осаждением твердых фаз различными возможными способами.

Хотя концепция равновесия, видимо, справедлива для многих элементов в океанической воде, она, конечно, не может быть применена ко всем элементам. Содержание кремния в пресных водах достигает 13 млн$^{-1}$, а в океанической воде всего лишь около 3 млн$^{-1}$. Концентрация, равновесная с кварцем, составляет примерно 10 млн$^{-1}$, а с аморфным кремнием — около 100 млн$^{-1}$. Морские организмы осаждают почти аморфный кремний, и интенсивность их жизнедеятельности должна решающим образом влиять на количество кремния в океанах. После смерти такого организма его скелет, содержащий кремний, обычно вновь растворяется в морской воде. Избежать растворения он может только при особо благоприятных условиях, таких, как локальная высокая концентрация кремния или присутствие органического вещества, предохраняющего его от растворения. То, что такие условия действительно нередки, доказывается частыми находками в геологических разрезах массивных кремнистых пластов, образованных аморфным кремнием, выделенным организмами (см. ниже).

Подводный вулканизм и океаны. Изучение дна океанов выявило чрезвычайно широкую распространенность подводного вулканизма. Вулканические газы должны иметь существенное значение для химического состава океанических вод; кроме того, вулканы поставляют огромное количество реакционноспособного вулканического стекла на обширные пространства дна. Вулканизм, несомненно, играет важную роль в осадконакоплении в океанах; он значительно усложняет только что описанную простую модель сбалансированности.

Подводные извержения, так же как и на суше, могут происходить спокойно или сопровождаться взрывами; они приурочены к широкому диапазону океанических глубин. Для подводных извержений очень характерны специфические вулка-



ФИГ. 7-4. Поверхность подводного лавового потока; сфотографировано на глубине около 3000 м (*Bonatti*, in: *Abelson P.*, ed., Researches in Geochemistry, II, 1967).

ногенные образования — подушечные лавы, обычно имеющие базальтовый состав (фиг. 7-4). Под водой лава быстро остывает, образуя вулканическое стекло, которое и преобладает в продуктах извержений. Вулканическое стекло легко гидратируется, переходя в палагонит, который в свою очередь быстро преобразуется в глинистые минералы и цеолиты. Обычно с ними ассоциируются марганец и окислы железа, образующие или поверхностные корки на лаве, или конкреции, а также химически осажденные кальцит и аморфный кремний.

Для заполненных вулканогенно-осадочными отложениями геосинклиналей чрезвычайно характерны ассоциации пород, включающие базальтовые подушечные лавы и слои кремнистых сланцев с высокими концентрациями окислов Mn и Fe. Предметом оживленных дискуссий долгое время был вопрос: отлагаются ли кремнистые осадки неорганическим путем, непосредственно в результате вулканической деятельности, или при этом определенную вспомогательную роль играет жизнедеятельность растений и животных? Данные о растворимости кремния (гл. 5) убедительно свидетельствуют о том, что с паром при высоких давлениях в морскую обстановку может быть введено большое количество кремния. Этот процесс усиливается, если морская вода, циркулируя через остывающие лавовые потоки, вымывает из них кремний и другие элементы. Хотя процессы подобного рода изучены еще весьма плохо, механизм

осаждения кремния из раствора становится сейчас более понятным. Под электронным микроскопом видно, что большинство кремнистых пород содержит огромное количество обломков скелетов радиолярий. По-видимому, обогащение морской воды кремнием в результате вулканической деятельности вызывает бурный расцвет кремнийсодержащих организмов. Обычно их скелеты растворяются в морской воде, но при обилии вулканического стекла и соответствующей повышенной концентрации кремния они сохраняются в осадке. Таким образом, источником кремния действительно могут быть вулканы, но осаждается он в результате жизнедеятельности морских организмов.

Остается еще множество интересных и малоизученных проблем. Например: какие реакции вызываются серой, попадающей в океаническую воду при извержениях вулканов? Вся ли сера быстро окисляется до сульфатов или она приводит к локальному возникновению восстановительных условий? Если последнее справедливо, то на таких участках могут осаждаться сульфиды, а океаническая вода будет обеднена здесь такими элементами, как серебро и ртуть. Еще многое предстоит сделать, пока будет хорошо понято влияние подводного вулканизма на химизм морских вод.

Осаждение карбонатов. Работа Гаррелса и его соавторов по изучению коэффициентов активности и комплексных ионов, присутствующих в морской воде, показала, что по крайней мере в верхних слоях вода океанов близка к насыщению относительно кальцита, арагонита и доломита. Кальцит и арагонит выводятся в осадок главным образом живыми организмами, хотя кое-где известно и прямое химическое осаждение (например, на Багамской банке). Доломит осаждается непосредственно только в некоторых лагунах с высокой соленостью вод, как, например, в Южной Австралии. Основная же масса доломитов образуется позже, уже при диагенезе осадков. Осаждение этих карбонатов ограничивается скоростью; кальцит и доломит с трудом выпадают в осадок потому, что рост кристаллов сдерживается концентрацией ионов магния на поверхности зарождающихся ядер кристаллизации. Детали процесса, в результате которого кальцит и арагонит замещаются доломитом, все еще плохо изучены; ясно, что этому процессу, имеющему большое геологическое значение, способствует высокая концентрация солей в растворе.

В обстановке поверхности равновесие карбонатов связано со следующими реакциями:

$$\underset{\text{Твердая фаза}}{CaCO_3} \rightarrow \underset{\text{В воде}}{Ca^{2+}} + \underset{\text{В воде}}{CO_3^{2-}},$$

$$\underset{\text{В воде}}{CO_3^{2-}} + H_2O \rightarrow \underset{\text{В воде}}{HCO_3^-} + OH^-,$$

$$\underset{\text{В воде}}{HCO_3^-} + H_2O \rightarrow \underset{\text{В воде}}{H_2CO_3} + OH^-,$$

$$\underset{\text{Газ}}{CO_2} + H_2O \rightarrow \underset{\text{В воде}}{H_2CO_3},$$

$$\underset{\text{В воде}}{Ca^{2+}} + \underset{\text{В воде}}{CO_3^{2-}} \rightarrow \underset{\text{В воде}}{CaCO_3},$$

$$\underset{\text{В воде}}{Ca^{2+}} + \underset{\text{В воде}}{HCO_3^{2-}} \rightarrow \underset{\text{В воде}}{CaHCO_3^+},$$

$$\underset{\text{В воде}}{Ca^{2+}} + \underset{\text{В воде}}{SO_4^{2-}} \rightarrow \underset{\text{В воде}}{CaSO_4},$$

$$H_2O \rightarrow \underset{\text{В воде}}{H^+} + \underset{\text{В воде}}{OH^-}$$

Подобную же серию реакций можно написать для магниевых карбонатов и комплексов. Константы равновесия для всех этих реакций известны сейчас довольно точно; они были использованы Гаррелсом и Крайстом для расчета растворимости карбонатов в широком диапазоне условий. В природных обстановках pH изменяется обычно в пределах 6—8, и карбонаты в растворах находятся в основном в виде ионов бикарбоната. Равновесие с кальцитом или арагонитом в первом приближении осуще-

ствляется по реакции

$$\underset{\text{Твердая фаза}}{CaCO_3} + \underset{\text{В воде}}{H_2CO_3} \rightarrow \underset{\text{В воде}}{Ca^{2+}} + 2HCO_3^-.$$

Эта карбонатная система является довольно эффективным буфером по отношению к изменениям pH и P_{CO_2}. Если P_{CO_2} и, следовательно, H_2CO_3 увеличиваются, кальцит растворяется; если в воде растет количество ионов H^+, уменьшается масса карбонатов и растворяется кальцит; если же растет количество ионов OH^-, кальцит осаждается. Влияние любых подобных колебаний подавляется или буферируется изменениями в соотношении твердых и растворенных компонентов.

Выпадению карбоната кальция в осадок благоприятствует мелководная теплая среда, где растворимость CO_2 в воде понижена, а сам углекислый газ непрерывно потребляется в процессе фотосинтеза. И, наоборот, растворимость кальцита в воде увеличивается с понижением температуры; поэтому он переходит в раствор в малоосвещенной холодной воде, обильно насыщенной CO_2. В реальной обстановке кальцит довольно быстро растворяется на глубинах свыше 4 км; ниже этой глубины кальцит встречается редко.

Фосфаты. Концентрация фосфатов в океанической воде находится в примерном равновесии с минералом апатитом, состав которого колеблется между $Ca_5(PO_4)_3OH$ и $Ca_5(PO_4)_3F$. Апатит выделяется многими видами организмов (табл. 7-2). Фосфорная кислота, так же как и угольная, относится к слабым кислотам, а равновесие фосфатов и карбонатов контролируется одинаковыми факторами. Поэтому обычно фосфатные осадки распространены на участках, где интенсивно осаждается кальцит. Но в некоторых осадочных образованиях (например, в пермской формации Фосфориа в Айдахо) фосфаты присутствуют в породах в таком количестве, что их соотношение с карбонатами здесь намного превышает отношение содержаний этих соединений в морской воде. В некоторых случаях подобное обогащение отложений фосфатами может быть обусловлено вторичными процессами; в замещении кальцита апатитом нет ничего необычного. Но это не всегда так. Если первичное осаждение осуществляется организмами, тогда не исключено, что усиленное накопление и концентрация фосфатов в осадке может обусловливаться довольно специфическими и трудно определимыми факторами биологического характера.

Эвапориты

В осадочных толщах многих регионов широко развиты массивные пласты солей (эвапориты). В настоящее время они формируются при испарении воды из озер в аридных областях или с поверхности сильно изолированных лагун, где испарение сбалансировано поступлением воды из открытого моря. Присутствие эвапоритов в осадочных толщах можно рассматривать как надежное доказательство семиаридной континентальной обстановки седиментации.

Эвапориты, накопившиеся во внутриконтинентальных бассейнах, со всех сторон обрамленных сушей, весьма разнятся по составу, что связано с локальными геохимическими условиями Они более изменчивы, чем солевые пласты, отложившиеся при испарении океанической воды из замкнутых и полузамкнутых водоемов. Вода в осушающихся бассейнах, где имеются активно действующие вулканы, может быть исключительно обогащена кислотами (pH 1). Воды потоков в толщах известняков, очевидно, должны отличаться от вод, дренирующих гранитные массивы. В наземных эвапоритах, как и в эвапоритах, отложившихся из морской воды, доминирующая роль обычно

принадлежит галиту NaCl, гипсу $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ или ангидриту $CaSO_4$. Но в некоторых толщах преобладающими солями являются сульфаты натрия и магния, карбонат и бикарбонат натрия, бура $Na_2B_4O_7$ и даже натриевая селитра $NaNO_3$. Для объяснения причин образования столь высоких концентраций редко встречающихся солей, например слоев буры в Калифорнии и натриевой селитры в Чили, необходимо обнаружить источники, откуда поступали соответствующие вещества; эта проблема пока еще не нашла удовлетворительного решения. Отметим, что бор может концентрироваться при вулканических процессах, а при особых климатических условиях, когда часты грозы, концентрация окислов азота в атмосфере может достигать необычайно большой величины. Однако привлечь эти аномалии для объяснения формирования слоев гомогенных боратов или нитратов — значит уйти от фактов в область чистых предположений.

Общий солевой состав морской воды следующий (в вес.%): NaCl 76,8; $MgCl_2$ 10,5; Mg_2SO_4 6,1; $CaSO_4$ 3,7; KCl 2; $Ca(HCO_3)_2$ 0,7; KBr 0,2. Экспериментальным путем установлен такой порядок выпадения солей в осадок при прогрессивном испарении морской воды: карбонат кальция (кальцит) → сульфат кальция (гипс или ангидрит) → хлорид натрия (галит) → сульфаты и хлориды магния → бромид натрия и хлорид калия. Полное выпаривание до осушения 100-метровой толщи морской воды дает пласт соли толщиной 150 см, из которых 116 см приходится на галит, 4 см на гипс или ангидрит, а остальные 30 см — на смесь сульфатов и хлоридов магния и в меньшей степени хлорида калия (сильвин). Карбонат кальция, осаждающийся первым, слагает лишь ничтожную по мощности часть солевого пласта. В природных условиях пластам солей действительно свойствен подобный состав; они имеют большое промышленное значение, являясь источником поваренной соли, гипса, а там, где циклически повторялось полное выпаривание,— и калиевых солей. Однако остаются проблемы, еще не решенные или решенные только отчасти. Очевидно, что любая природная ассоциация, состоящая из смеси безводных и гидратированных растворимых солей, имеет большое значение для понимания диагенетических изменений, связанных с погребением осадков. Если подобные отложения погребены на большую глубину и попадают в условия метаморфизма, они могут стать источниками галогенов и сульфатов для метасоматических процессов. Их роль в процессах, ведущих к формированию рудных месторождений, может быть чрезвычайно значительной, что требует тщательного изучения (гл. 5). Знаменательно, что такие минералы, как галит, никогда не встречаются в толщах, испытавших высокую степень метаморфизма; они либо вымываются в результате подземного растворения, либо разрушаются реакциями высокотемпературного гидролиза.

Буферная система океана

Океаны с их сложным химическим составом и органической жизнью образуют высокоэффективную химическую буферную систему, которая оказывает влияние на все поверхностные процессы. А поскольку осадочные породы могут стать в конечном итоге метаморфическими и даже, расплавившись, образовать магму, это влияние косвенным образом распространяется и на процессы, протекающие на гораздо больших глубинах. Если буферная система действует, должно наблюдаться постоянное приближение к равновесию, как химическому, так и биологическому. Так, увеличение количества Ba^{2+} в океане должно усилить выпадение в

осадок $BaSO_4$, увеличение pH должно повести к более интенсивному осаждению кальцита; если в результате вулканической деятельности вода обогащается SiO_2, то расцвет радиолярий, накапливающих кремний в своих скелетах, способствует выводу его избытка в осадок и восстановлению ранее существовавшего баланса.

Гаррелс и Мак-Кензи особо подчеркнули важное буферное действие глинистых минералов, как детритовых, так и автохтонных. Так, постоянное отношение Na^+/Ca^{2+} может поддерживаться катионным обменом в морских монтмориллонитовых глинах:

$$Ca\,(\text{глина}) + 2Na^+ \rightarrow Na_2\,(\text{глина}) + Ca^{2+}.$$
В воде В воде

До тех пор пока эти глины присутствуют в донных осадках, отношение Na/Ca должно оставаться постоянным. В буферных реакциях могут участвовать и другие алюмосиликаты, например

$$\text{глина} + Na^+ + HCO_3^- \rightarrow$$
В воде
$$\leftarrow Na\,(\text{глина}) + CO_2.$$

Подобные реакции могут оказывать стабилизирующее влияние на содержание CO_2 как в океанах, так и в атмосфере. В конечном итоге равновесие с наиболее распространенными минералами — фосфатами, силикатами, карбонатами и др.— в условиях, когда электролитный раствор должен быть нейтральным, ведет к совершенно своеобразному и постоянному химическому составу и океанических вод, и атмосферы. Тщательные поиски доказательств существенно иного химизма древних океанов дали отрицательные результаты. Можно полагать, что с тех пор, как некогда жизнь достигла биохимического уровня, близкого к тому, на котором она находится сейчас, система океан — атмосфера, видимо, приближается к постоянству. Поскольку по сегодняшним данным возраст жизни, биохимически подобной современной, примерно равен возрасту самой коры, можно предположить, что химия древних океанов на протяжении очень длительного геологического времени мало отличалась от нынешней. Очевидно, дальнейшее детальное изучение органических остатков, глинистых минералов, жидких включений в кристаллах и т. д. в докембрийских отложениях может многим обогатить наши знания об эволюции системы океан — атмосфера.

Природа осадочных пород

Состав и классификация

Обычно материал, слагающий осадки и осадочные породы, разделяется на два типа: *обломочный* и *хемогенный*. Транспортируемые обломки всех типов (песок, гравий, фрагменты раковин) образуют обломочную компоненту породы. Осадки, выпавшие из воды вне связи с организмами, относятся, очевидно, к хемогенным. Но хемогенные компоненты включают также и *биогенный* материал, извлекаемый из морских и наземных вод или частично из воздуха и выделяемый в виде скелетов живых организмов. Для примера можно назвать образованные карбонатом кальция скелеты кораллов, моллюсков и фораминифер, кремниевые скелеты губок и различных микроорганизмов (диатомей, радиолярий), углистые растительные остатки в торфе и каменном угле, жидкие и газообразные углеводороды, сформировавшиеся из погребенного органического вещества, а также фосфатные скелеты и фекальные комочки рыб и других позвоночных. Различия между обломочной и хемогенной компонентами песчаника или между кластической природой песчаников и хемогенным характером известняков просты и удобны для использования их при характеристике пород. Однако не следует проводить резкую гра-

ницу между обломочными и хемогенными компонентами в осадочных породах в целом. Микроскопические раковины фораминифер, слагающие многие известняки (например, толщи писчего мела мелового возраста в Англии), отлагались на морском дне в некотором удалении от поверхностных слоев воды, где жили эти организмы. Таким образом, они в определенной мере представляют собой перенесенный материал. Известны, кроме того, известняки, состоящие главным образом из перемещенных обломков раковин. Подобный материал можно наблюдать на современных отмелях, покрытых битой ракушей, и ракушечных банках. Иногда такой материал называют *биокластическим*.

Классификация осадочных пород основана на легко распознаваемых характерных чертах, отражающих некоторые особенности способа транспортировки и обстановки отложения. В результате определяемые таким образом разновидности связаны постепенными взаимопереходами. Мы начали с различий между в существенной мере обломочными и хемогенными осадками. Но биокластические известняки в равной мере принадлежат к обоим типам. К переходным разностям относятся также песчанистые известняки (известковые песчаники), в которых при полевых работах можно обнаружить, что латерально или вверх по разрезу они постепенно замещаются известняками или песчаниками.

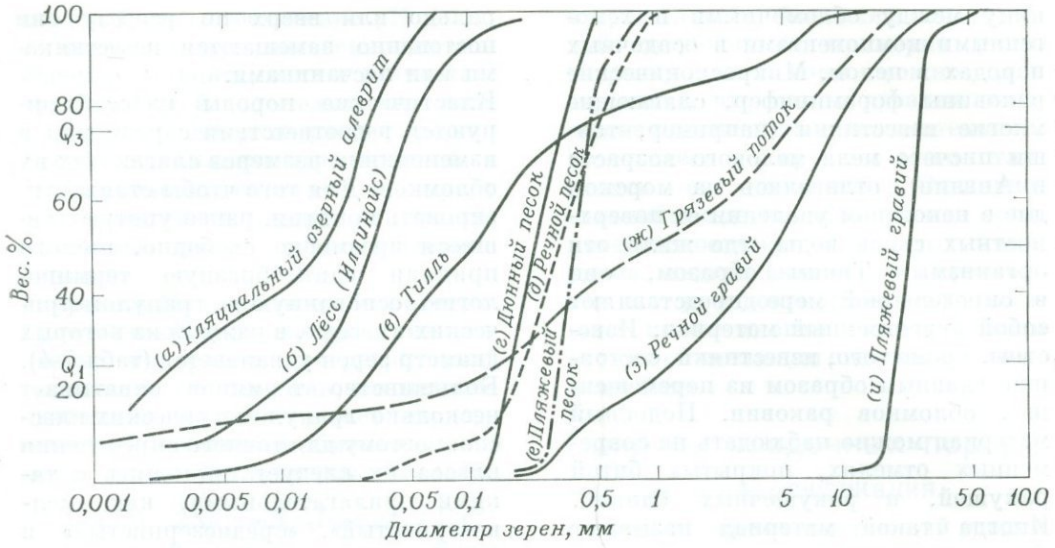
Кластические породы классифицируются в соответствии с размером и изменениями размеров слагающих их обломков. Для того чтобы стандартизировать понятия, ранее употреблявшиеся чрезмерно свободно, геологи приняли единообразную терминологию, основанную на гранулометрических классах, в каждом из которых диаметр зерен удваивается (табл. 7-4). Большинство терминов охватывает несколько гранулометрических классов, поэтому для точного определения класса их следует применять с такими прилагательными, как «мелкозернистый», «среднезернистый» и «грубозернистый». В природе наблюдается полная гамма переходов между всеми гранулометрическими классами, а во многих породах в значительных количествах присутствуют зерна нескольких классов.

Кластические осадки и породы характеризуются далее степенью своей отсортированности или, иными словами, распределением частиц по гранулометрическим классам. Это отражает некоторые особенности транспортировки и обстановок отложения. Когда проводится гранулометрический анализ измельченного осадка, то весовые проценты каждой фракции наносятся на график в виде кумулятивно-частотной кривой

ТАБЛИЦА 7-4

Гранулометрическая классификация осадочных частиц и кластических осадочных пород

Диаметр, мм	Частица	Осадок	Порода
$<1/256$	Глина	Глинистый ил, алевритистый ил	Аргиллит, (алевролит)
1/256—1/16	Алеврит		
1/16—2	Песок	Песок	Песчаник
2—4	Гравий	Галечник	Конгломерат, брекчия
4—64	Галька		
64—256	Булыжники		
>256	Валуны		



ФИГ. 7-5. Логарифмическая диаграмма кумулятивного распределения размеров зерен в характерных образцах нескольких типов осадков.

Чем лучше отсортирован осадок, тем круче наклон кривой. Модальный гранулометрический класс (фракция этого класса составляет наибольшую часть осадка) отражен точкой перегиба на кривой. Кривые осадка с несколькими модальными классами имеют более одной точки перегиба, например кривая (*в*) для тилля (озерный алеврит — по U. S. Geol. Survey Prof. Paper 293-B, p. 84, 1958; грязевой поток — по *Bull W. B.*, U. S. Geol. Survey Prof. Paper 437-A, p. A-24, 1964; лёсс — по *Pewe T. L.*, J. Geol., **59**, p. 400, 1951; все другие кривые пересчитаны и нанесены на диаграмму по данным *Twenhofel W. H.*, Treatise on Sedimentation, Dover reprint., 1961).

(фиг. 7-5). В хорошо сортированных осадках бóльшая часть зерен относится к двум или трем гранулометрическим классам. В плохо отсортированных осадках представлены многие классы. Обычно в осадке присутствует только один модальный гранулометрический класс, а процентное содержание других классов меньше модального, как на кривых *а*, *б*, *г*, *д*, *е* на фиг. 7-5. Для некоторых плохо отсортированных осадков и пород, например для гляциального тилля, характерно наличие двух или более модальных гранулометрических классов (кривые *в* и *ж*).

В большинстве конгломератов пространство между гальками заполнено песчаными частицами, т. е., следовательно, им свойственна довольно плохая отсортированность (кривая *з*). Пески в некоторых обстановках могут быть замечательно хорошо отсортированы, а в других могут быть перемешаны с алевритовыми и глинистыми частицами. Хорошо сортированные песчаники называются *аренитами*; для обозначения плохо отсортированных песков с алевритовой и глинистой основной массой применяется термин *вакки*. Большинство песчаников состоит преимущественно из кварца и наиболее устойчивых из обычных породообразующих минералов. Песчаник, содержащий более 25% полевых шпатов, называется *аркозовым*. *Граувакки* наряду с кварцевым песком и алевритом содержат обломки пород и железомагнезиальных минералов, а также зерна полевых шпатов.

Хемогенные осадки и породы классифицируются в соответствии с их химическим составом:

известняки — главным образом кальцит $CaCO_3$;

доломиты — главным образом доломит $CaMg(CO_3)_2$;

эвапориты — гипс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$, ангидрит $CaSO_4$, ка-

менная соль NaCl (галит), различные другие карбонаты, сульфаты и бораты;
фосфатные породы — апатит;
железосодержащие породы — гидроокислы железа (лимонит), карбонат (сидерит) и силикаты группы хлорита;
каменные угли.

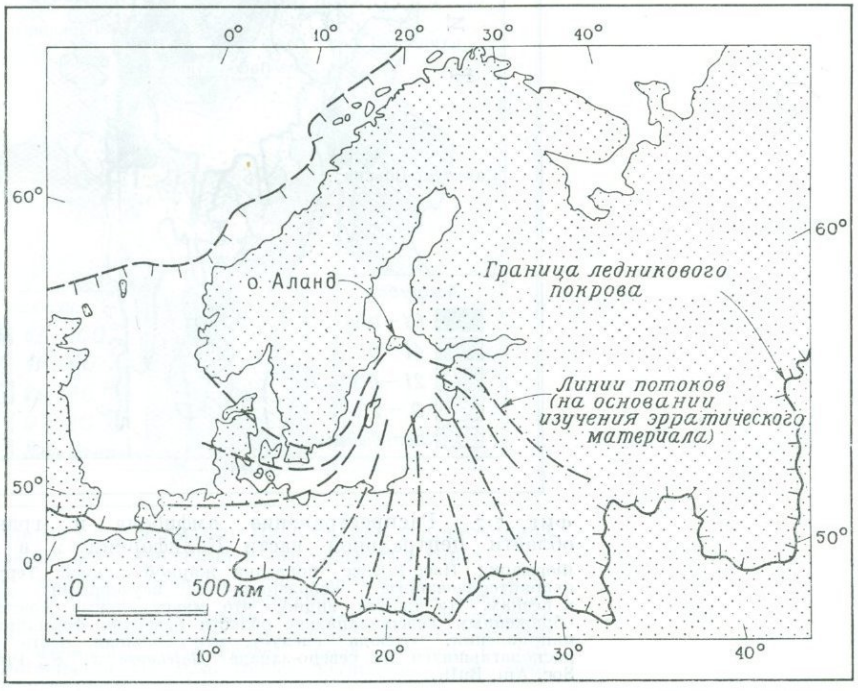
Большинство этих пород, особенно известняки, каменный уголь и фосфатные породы, в основной своей массе или частично являются биогенными.

Генетическая информация, заключенная в составе и структуре пород

Любая осадочная порода представляет собой конечный продукт целой цепи геологических процессов: выветривания и эрозии пород в областях сноса, транспортировки в различной движущейся среде, происходящей обычно в несколько стадий, отложения осадка, его уплотнения и литификации в районе, где он в конечном счете захороняется. Каждый из этих процессов оставляет след в составе и структуре породы. Сохраняются также характерные особенности, непосредственно унаследованные от пород, дававших исходный обломочный материал в области сноса. Все возможные заключения о характере пород, дававших кластический материал, позволяют нам говорить об *источнике сноса* осадочных пород или формаций.

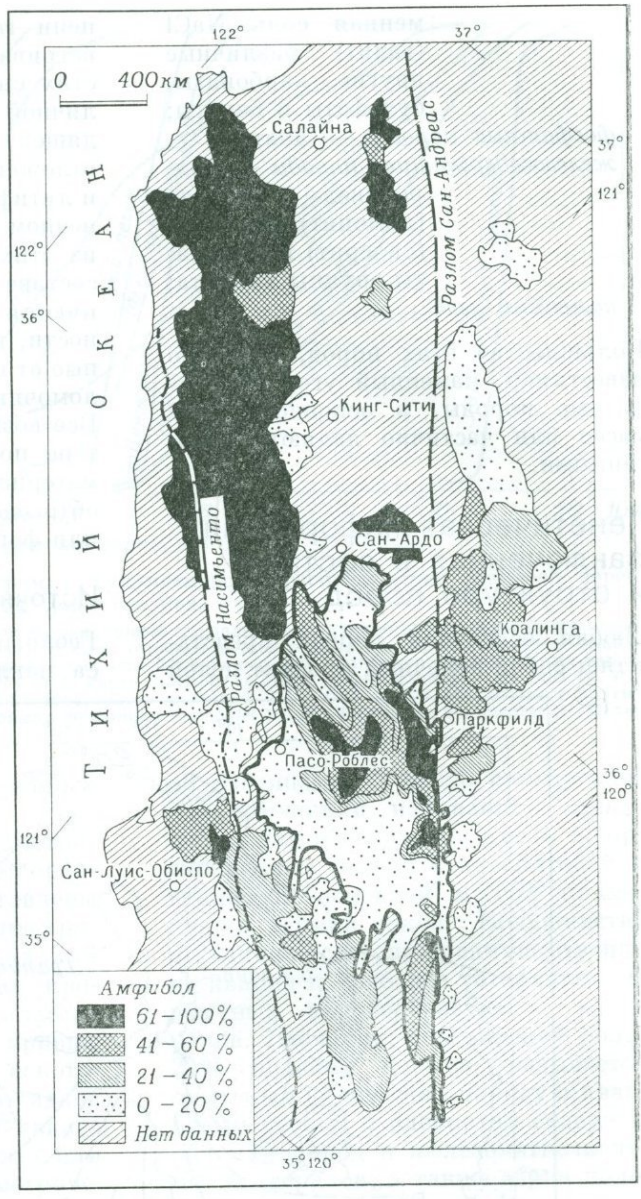
Источники сноса

Геологическое строение области сноса накладывает определенные огра-



ФИГ. 7-6. Распространение гляциального эрратического материала в породах острова Аланд в Ботническом заливе.

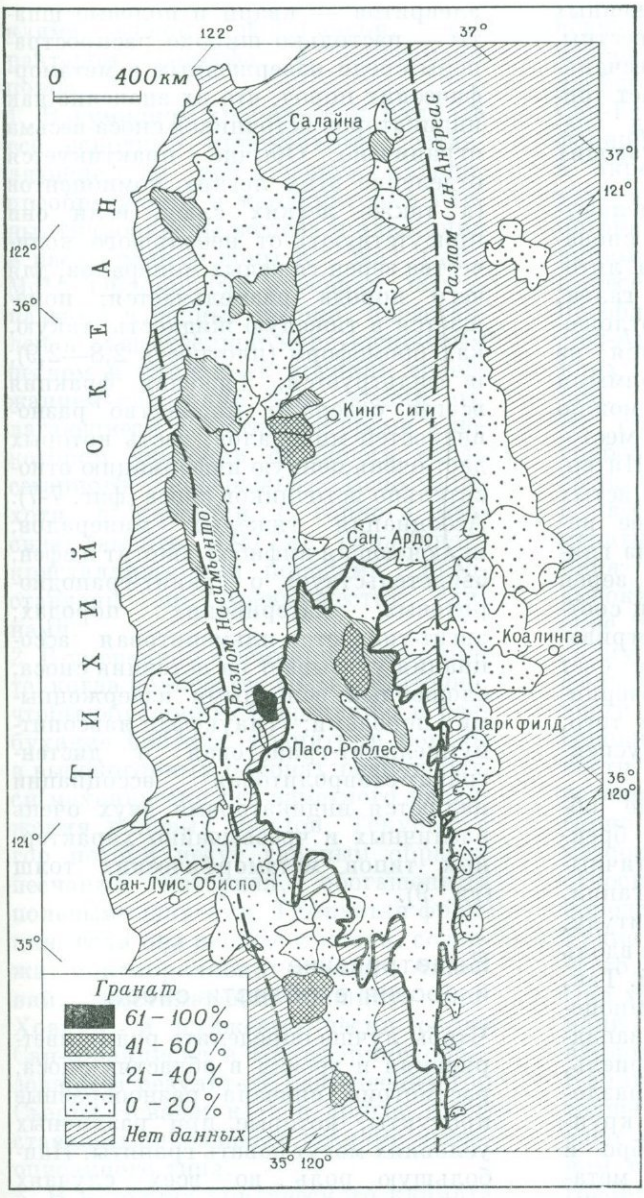
Это пример источника сноса, точно определенного по составу отложений тилля. Слои тилля на южном и восточном берегах Балтийского моря содержат много материала, снесенного с Фенноскандинавского щита (*Flint R. F.*, Glacial and Pleistocene Geology, Wiley, p. 125, 1957, с изменениями).



ФИГ. 7-7. Распространение амфибола и граната в области центральной части Калифорнии и в речных

Формация Пасо-Роблес показана жирной линией. Территории, охарактеризованные образцами с изученными тяжелыми в песках. На картах видно, что максимальные концентрации обнаженным северо-западнее области развития формации Пасо- направлении. Отсюда следует, что большая часть осадков, располагавшихся на северо-западе (*Galehouse J. S.*, Provenance Soc. Am. Bull.,

ничения на характер переотложенных осадков. Базальтовые толщи не могут давать кварцевые пески, но могут в обилии поставлять зерна полевых шпатов и мелкие обломки темноцветных лав, входящих в состав



верхнекайнозойской формации Пасо-Роблес в прибрежной песках дренажного бассейна в окружающих горах.

очерченные тонкими линиями,— это дренажные бассейны, минералами. Показано (в %) содержание тяжелых минералов амфибола и граната приурочены к более древним породам, Роблес, и что концентрации снижаются в юго-восточном слагающих формацию Пасо-Роблес, была снесена с гор, and paleocurrents of the Paso Robles Formation, Calif. Geol. 78, pp. 951—978, 1967).

многих граувакк. Чтобы объяснить присутствие в некоторых песчаниках рассеянных зерен ставролита, дистена или глаукофана, мы должны предположить существование метаморфических образований в области пи-

тания, поскольку в изверженных породах эти минералы неизвестны. Обилие грубых обломков в песчаниках и конгломератах исключает тонкозернистый характер пород (например, аргиллиты), слагающих область размыва.

Выводы об источниках сноса делаются в значительной мере на основании изучения минерального и литологического состава песков и галек, поскольку эти компоненты отложений обычно транспортируются из областей питания довольно прямыми путями (фиг. 7-6). Иногда можно даже весьма точно определить местоположение источников сноса. Интерпретация генезиса тонкозернистых осадков обычно гораздо менее надежна. Алевриты, состоящие из глинистых минералов и мелких зерен кварца и полевых шпатов, при соответствующих условиях выветривания могут формироваться за счет многих типов пород. Тонкозернистый материал может, кроме того, транспортироваться в виде суспензии на большие расстояния.

Сопоставив грубые угловатые обломки в седиментационных брекчиях с литологически идентичными породами в коренном залегании, можно оценить не только амплитуду, но даже и скорость смещения вдоль крупных сдвиговых нарушений. Так, в Южной Калифорнии среднемиоценовые конгломераты на юго-западном крыле разлома Сан-Габриель, одной из ветвей системы разломов Сан-Андреас, содержат крупные валуны анортозита, габбро и характерных грубозернистых метаморфических пород (гнейсов), с которыми точно сопоставляются материнские породы докембрийского возраста, установленные в коренном залегании примерно в 35 км к юго-востоку, на противоположном крыле разлома. Это четко устанавливаемое смещение должно было произойти за последние 20 млн. лет.

Основные составляющие песков и алевритов — кварц и полевые шпаты — настолько широко распространены среди изверженных и метаморфических пород, что их значение как индикаторов источников сноса весьма ограничено. Обычно практикуется отделение этих легких компонентов (а также легких слюд, если они присутствуют) от небольшого количества зерен тяжелых минералов, для чего порода размельчается, помещается в тяжелую жидкость, такую, как бромоформ (плотность 2,8—2,9), и фильтруется. Тяжелая фракция всегда содержит множество разновидностей минералов, часть которых дает очень ценную информацию относительно источников сноса (фиг. 7-7). Ассоциация тяжелых минералов, включающая амфибол, биотит и сфен, свидетельствует о гранит-гранодиоритовых материнских породах; авгит-гиперстен-ильменитовая ассоциация указывает на источник сноса, сложенный основными изверженными породами; глаукофан-лавсонит-пумпеллиит-гранатовая и дистен-гранат-ставролитовая ассоциации являются индикаторами двух очень различных и чрезвычайно характерных типов метаморфических толщ (гл. 9).

Выветривание и эрозия в области сноса

Чтобы лучше определить роль выветривания и эрозии в областях сноса, рассмотрим сначала разнообразные продукты, которые при различных условиях могут давать граниты. Наибольшую роль во всех случаях играют зерна кварца песчаной размерности, всегда присутствует небольшое количество устойчивых минералов, таких, как турмалин и циркон. Различия в формирующихся осадках связаны главным образом с изменениями относительной роли химического разложения и механической дезинтеграции полевых шпатов, что определяется в основном

климатической обстановкой, характером рельефа и структурой пород.

1. В гумидном тропическом климате все основные минеральные составляющие, за исключением кварца, преобразуются в каолинитовые глины, гидроокислы железа и алюминия и растворенные ионы K^+, Na^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}. Обломочный материал, поступающий в водные потоки, представлен в существенной мере кварцевым песком и глинами с высоким содержанием алюминия. Так, осадки, отлагающиеся в настоящее время в некотором удалении от берега вдоль северного побережья Венесуэлы, хотя и сносятся с горного массива (высота 3000 м), сложенного кристаллическими породами, представлены по преимуществу глинами.

2. В умеренном и семиаридном климате, когда количество воды достаточно, чтобы обусловить гидратацию и разбухание биотита, гранитные породы в высокогорных районах разрушаются механически без заметного разложения полевых шпатов. Текущие с гор потоки несут главным образом песчаный материал, обогащенный полевыми шпатами. Глинистая фракция, если она вообще имеется, содержит монтмориллонит и иллит. Аллювий, выстилающий долину Сан-Хоакин, и пляжевые пески около Сан-Франциско в Калифорнии образованы в результате разрушения гор Сьерра-Невада; и те и другие представлены аркозовыми песками вышеописанного типа.

3. В условиях арктического климата химическое выветривание не играет никакой роли, а морозное выветривание разрушает гранитные породы до грубых угловатых обломков. Водные потоки несут в основном гравийный материал, и в отложениях, сформированных за счет этих пород, преобладают конгломераты. Материал гравийной размерности может в обилии образовываться также в совершенно различных климатических условиях за счет тектонического дробления гранитов. Так, в хребтах Сан-Габриель и Санта-Лусия в Калифорнии, где климат такой же, как в окрестностях Сьерра-Невады, в материале, переносимом водными потоками, преобладают грубые гравийные обломки. Такой же гравий, вынесенный из тех же источников, преобладает в аллювии бассейна Лос-Анджелес и пляжевых отложениях центральной части Калифорнии.

Не следует однозначно связывать грубость осадков с какой бы то ни было простой причиной; это может привести к ошибке. В целом конгломераты указывают на близость источника сноса, в пределах которого высокий рельеф или же климатические условия препятствуют химическому выветриванию; почвенный профиль там никогда не достигает зрелости, а на склонах образуются в основном обломки гравийной размерности. Предположение о близости источника сноса можно считать особенно обоснованным, если галечный материал представлен мягкими или относительно легко растворимыми породами, например известняками. Такие конгломераты, хоть и не часто, но встречаются в разрезах. Они характерны, например, для формации Кентуэлл в западной части национального парка Маунт-Мак-Кинли, Аляска. Заключенные в этой толще ископаемые растения указывают на гумидный климат, и в данном случае можно с уверенностью говорить о близости высокогорного источника сноса, где известняковые скалы непрерывно поставляли обломочный материал в стекающие с гор потоки. В особых условиях обломки гравийной размерности могут поступать из областей, в которых в результате длительного выветривания сформировался мощный профиль зрелых почв. В данном случае необходимо только, чтобы почвенный слой содер-

жал химически сцементированный горизонт, такой, например, как кремнистый горизонт (duricrust), встречающийся в почвах центральной части Австралии, либо слои окислов железа в латеритных почвах, либо же горизонт, сцементированный кальцитом в почвах семиаридных и пустынных районов. Все они могут давать гравийный материал на поверхности, транспортируемый к месту захоронения и образующий конгломераты.

Некоторые минералы, такие, как кварц, турмалин и циркон, крайне устойчивы к выветриванию и абразии; они сохраняются неопределенно долгое время на протяжении нескольких циклов эрозии и переотложения. Другие минералы — оливин, пироксены и амфиболы — разрушаются легко, их присутствие свидетельствует о незавершенном выветривании в источнике сноса и, вероятно, изверженном или метаморфическом составе материнских пород. Обилие полевых шпатов также указывает на разрушение изверженных пород и незавершенность процесса выветривания (или, возможно, переотложение более древних аркозов). И, напротив, чисто кварцевый песчаник с турмалином и цирконом в качестве единственных тяжелых минералов должен представлять собой остаток от размыва зрелых почв на полностью выветрелых толщах кристаллических пород. Такие почвы, например, покрывают большую часть поверхности Западной Австралии и огромные площади на Цейлоне. В заключение отметим, что другую крайность представляют собой алевриты, состоящие исключительно из зерен невыветрелых минералов, таких, как амфибол, кальциевые полевые шпаты и оливин, которые в обычных условиях уничтожаются в цикле выветривания. Происхождение таких алевритов, как правило, связано с ледниками, и они, следовательно, указывают на соответствующие климатические условия в области сноса.

Мельчайшие следы на поверхности тонких частиц, видимые лишь в электронный микроскоп, могут оказаться очень ценными для установления природы осадков. Характерные отметки оставляет трение ледников, столкновение тонких частиц с песчаными зернами при эоловой транспортировке и волновое воздействие в литоральной обстановке. Подобными исследованиями недавно был установлен ледниково-морской (связанный с переносом айсбергами) генезис алевритов в глубоководных осадках южной части Тихого океана, приуроченных примерно к границе палеомагнитных эпох Гаусс и Мацуяма (гл. 12). Это оказалось важным звеном в серии данных, использованных для датировки плейстоценовых оледенений.

Мало что можно сказать об источниках морских хемогенных осадков, поскольку их состав определяется в основном условиями, господствующими в зоне седиментации. Хемогенные осадки континентальных бассейнов, напротив, позволяют сделать некоторые заключения о химическом характере окружающих пород. Солевые осадки, отлагающиеся на дне высыхающего озера Бонвиль, состоят преимущественно из галита. Хлорид натрия поступает из осадочных пород Большого Бассейна, на территории которого расположено озеро. В противоположность этому соли, выпадающие на краях усыхающих мелких бассейнов в пустыне западной части Невады, представлены в основном карбонатами. Этот район окружен главным образом вулканическими породами с низким содержанием хлора. Юго-восточнее, в районе Долины Смерти и пустыни Мохаве на востоке Калифорнии, пустынные эвапориты богаты боратами, вероятно поступавшими с поствулканическими водами горячих источников. В эти воды они попали,

по-видимому, из продуктов выветривания расположенных поблизости гранитных пород с высоким содержанием бора (турмалиновые пегматиты).

Транспортировка

Расстояния, на которые транспортируется материал, могут изменяться в широких пределах — от нескольких метров (например, остроугольные обломки на побережьях у основания клиффов) до тысяч километров (пески и алевриты, слагающие дельты Нила и Миссисипи). Переносимая ветром пыль может обогнуть земной шар прежде, чем осядет на поверхность океана, опустится на дно и будет захоронена в виде неорганогенной фракции глубоководных илов. Многие осадочные породы содержат обломочный материал, который прошел несколько циклов транспортировки и отложения, и этот процесс не обязательно занимал длительные промежутки времени. Материал, принесенный с Канадского щита плейстоценовыми ледниками и временно отложившийся в виде тилля в Висконсине, с тех пор подвергся выветриванию, эрозии и транспортировке вниз по Миссисипи до Мексиканского залива, неоднократно отлагался во время периодических разливов и вновь уносился водой. Каждый из сколько-нибудь длительных перерывов в транспортировке способствовал дальнейшему выветриванию. Некоторые пляжевые пески вдоль побережья Мексиканского залива вдали от устья реки пережили точно такой же прерывистый процесс транспортировки, последним, еще не завершенным, этапом которой был перенос вдоль берега течениями. История многих пляжевых песков началась с транспортировки их речными потоками и включала последующий промежуточный этап их перемещения и сортировки ветром в районах развития дюн.

Изменения частиц при транспортировке. Во время транспортировки постепенно меняется форма и уменьшается размер отдельных частиц, что обусловлено трением их друг о друга и соударениями, а иногда, кроме того, и растворяющим действием текучих вод (например, в случае известнякового состава обломков). Конечный результат и характер этих изменений зависят от многих обстоятельств, в том числе от состава, размера зерен и сортировки перемещаемого материала, скорости и вязкости среды, в которой происходит транспортировка. С изменением этих параметров меняется число Рейнольдса, а также эффект от абразии и соударений. Наиболее очевидный результат переноса — это окатывание грубых частиц, влекомых с плохо отсортированным материалом по ложу потока. И действительно, угловатые блоки твердых пород, таких, как базальты, на расстоянии в несколько километров и менее при транспортировке в быстротекущем водном потоке могут быть превращены в хорошо окатанные гальки. Наоборот, более мелкие частицы размерности мелкого гравия при соударениях с гальками, размеры которых во много раз превышают их собственный, дробятся, образуя угловатые обломки.

Пески, состоящие из угловатых, неокатанных зерен, встречаются довольно часто. Но наряду с ними широко распространены пески и песчаники, в том числе некоторые пески пляжей и пустынь, сложенные в основном гладкими, почти круглыми зернами кварца. Первичным источником их должны были быть острые, угловатые кварцевые зерна из гранитных и метаморфических пород. Как они приобрели свою сферическую форму, остается во многом загадочным. Вероятно, этот процесс был медленным и происходил на протяжении нескольких длительных циклов транспортировки. Удиви-

тельна также весьма обычная ассоциация двух типов кварцевых зерен в пустынных песках — один из этих типов представлен округлыми и полированными песчинками, другой — матовыми, покрытыми микроскопическими углублениями. Образование матовой поверхности вызвано многочисленными соударениями переносимых ветром зерен в процессе сальтации. Окатывание и полировка кварцевых частиц, видимо, происходили в какой-то другой, вероятно водной, обстановке. Если это так, то каким же образом окатанные зерна концентрировались в пустынных песках?

Сортировка осадков. Самым эффективным способом сортировки обломочной составляющей осадков является транспортировка. Наименее заметное влияние оказывают в этом отношении перенос ледниками, грязевыми потоками и лишь несколько большее — мутьевыми потоками. Сортировка особенно зависит от длительного переноса материала реками, от совместного воздействия волн и вдольберегового течения на пляжи, а также от транспортировки частиц ветром.

Размер зерен и их отсортированность связаны функциональной зависимостью со скоростью переноса и транспортирующей способностью среды, а также со степенью переработки (развеивание или перемыв) свежеотложенного осадка. Крупные блоки и валуны могут переноситься лишь камнепадами и оползнями, ледниками, грязевыми потоками, мутьевыми потоками или гигантскими паводками, подобными тем, которые происходили в течение плейстоцена на реках Снейк и Колумбия. Максимальные размеры зерен, которые могут транспортироваться водой при разных скоростях потока у дна, приведены в табл. 7-5.

К хорошо отсортированным осадкам относятся гравий, смытый водой с ледника за пределы морены, пляжевые пески, речные пески и гравий, дюнные пески. Эти отложения формируются в обстановке, характеризующейся колебаниями скорости течения, в результате чего более тонкий материал выносится ветром или водой и на месте отложения остается только материал, который может перемещаться лишь наиболее мощными потоками. Отложения мутьевых потоков отсортированы хуже, поскольку весь материал транспортируется здесь в общей массе, а условия для последующей переработки его обычно неблагоприятны. Возникновение мутьевых потоков обусловлено накоплением шельфовых песков в верхних частях подводных каньонов, подобных известным ныне у берегов Южной Калифорнии. Эти потоки могут отлагать и хорошо отсортированные осадки, но их сортировка унаследована от исходных шельфовых песков.

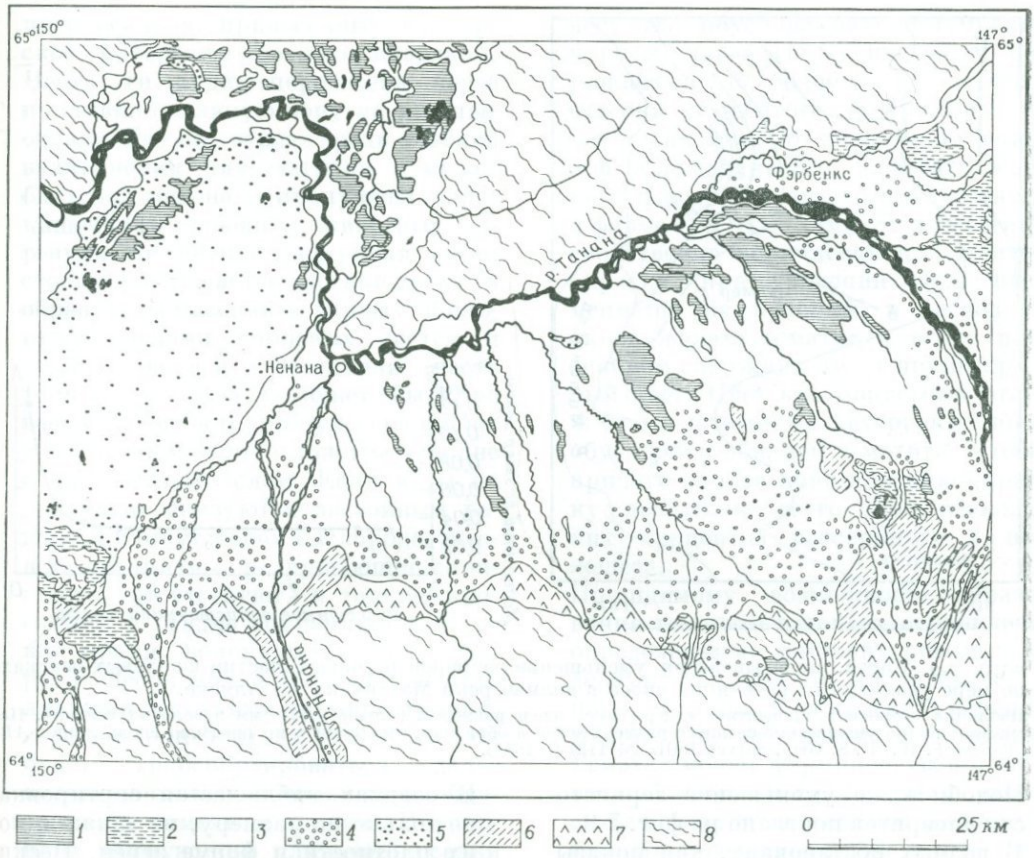
Там, где транспортирующая способность водных потоков и течений, в том числе вдольбереговых (обычно пропорциональная их кинетической энергии в единице объема), прогрессивно уменьшается в направлении переноса материала, существенным фактором сортировки становятся перемыв и перевевание осадков.

ТАБЛИЦА 7-5

Скорость потока, необходимая для переноса осадков с разным размером частиц [1]

Размер частиц, см	Скорость, м/с
0,03	0,15
0,1	0,20
1	1
10	1,4
55	2,1
100—150	4,5
300	7,3

[1] Данные для частиц до 10 см взяты из работы Юльстрёма, 1939; для более крупных частиц — из работы Молда, 1968.



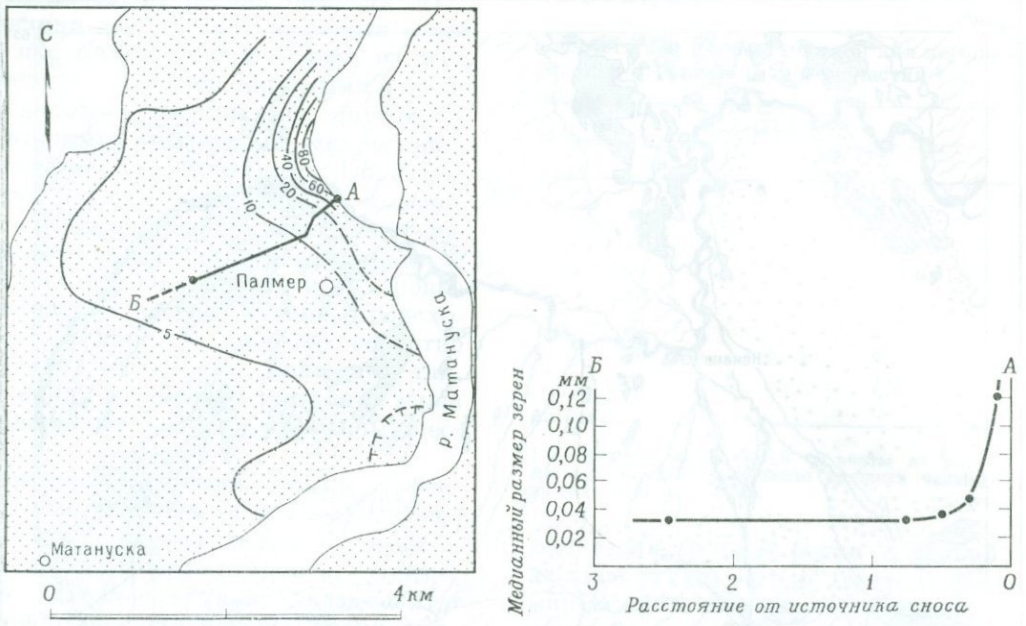
ФИГ. 7-8. Карта аллювиальной равнины Танана-Флатс, Аляска.

Показано распространение крупно- и мелкозернистых речных осадков, отложений болот и дюнных песков. Грубые гравелиты развиты у вершин пролювиальных конусов выноса к югу от Аляскинского хребта и вдоль верхнего течения реки Танана. Тонкие осадки и отложения болот (главным образом торф) распространены на аллювиальной равнине, образованной осадками реки Танана, в северо-западной части района. Пески плейстоценового русла реки Танана к западу от Ненана переносились северо-восточными ветрами и сформировали обширные дюнные поля в западной части равнины (*Pewe T. L. et al.*, U. S. Geol. Survey Map 1—455, 1966).

1 — болота; *2* — алевриты зоны вечной мерзлоты; *3* — аллювиальные пески и алевриты; *4* — аллювиальный гравий и наносы основных водных потоков; *5* — песчаные дюны; *6* — более древние аккумулятивные террасы и аллювий; *7* — пролювиальные конусы выноса основных потоков, текущих от подножия Аляскинского хребта; *8* — возвышенности.

В результате гравий и конгломераты могут быть отложены в верхних частях аллювиальных конусов выноса и вдоль границ континентальных бассейнов, а пески и алевриты достигают внутренних частей этих бассейнов, где потоки при малых градиентах уклона теряют скорость (фиг. 7-8). Пляжевые пески обычно становятся более мелкозернистыми в направлении снижения энергии волн. Согласно закону Стокса, размер частиц мелкозернистых осадков (алевритов и глин) должен в целом уменьшаться при удалении от источника сноса; и действительно, это обычно наблюдается в природе.

В лёссовых отложениях Иллинойса, представляющих собой переотложенные ветром гляциальные алевриты плейстоценовых рек Миссисипи и Иллинойс, размер зерен уменьшается в направлении к востоку от рек.



ФИГ. 7-9. Карта, показывающая уменьшение размеров песчаных частиц в эоловых осадках по мере удаления от источника сноса в долине реки Матануска на Аляске.

Изолинии отражают процентное содержание зерен размером больше 0,074 мм в эоловых осадках. На графике видно уменьшение среднего размера зерен в образцах, отобранных по профилю вдоль линии *АБ* (*Trainer F. W.*, U. S. Geol. Survey Bull., № 1121-C, 1961).

Подобное же уменьшение зернистости алевритов показано на фиг. 7-9.

В водных обстановках, как показывает кривая Юльстрёма, происходящая на месте отложения сортировка материала с диаметром зерен менее 0,5 мм приводит в результате к избирательному удалению сравнительно крупных частиц и сохранению наиболее тонкозернистой фракции. Осадки, выпавшие из спокойных вод, обычно отличаются тонкозернистостью и плохой сортировкой. В общем течения, которые принесли осадки к месту отложения, как правило, утрачивают способность перемещать их, и материал тотчас отлагается. Плохая сортированность характерна поэтому для мелкозернистых алевритов, слагающих приподнятые участки в заливных долинах рек, для осадков лагун и приливных эстуариев и для тонких осадков, осаждающихся из суспензий на дне морей.

В осадках наблюдается сортировка не только по размеру, но также и по их плотности и форме зерен. Пески россыпей являются природными концентратами тяжелых минералов — магнетита, граната, циркона и даже золота; водными потоками и волновым воздействием из них была удалена бóльшая часть зерен более легких минералов, таких, как кварц и полевые шпаты. Сферические, отполированные кварцевые зерна перекатываются и волокутся легче, чем угловатые зерна того же размера. Это может служить причиной их высокой концентрации в пустынных и пляжевых песках, испытавших длительную транспортировку.

Отложение

Характерные черты осадков определяются главным образом обстановкой отложения. Рассмотрим, к примеру, что происходит с тонкой фрак-

цией осадков, принесенных на морское побережье речным паводком. Часть ее будет перенесена через приливно-отливную зону на илистые отмели, где она осядет среди стеблей валлиснерии или солянки и может быть поглощена и пропущена через кишечники роющих животных. В результате седиментационная слоистость разрушается организмами и образуются массивные глины с обильными следами корневых систем и ходами червей. Остальная часть тонкого материала может быть во взвешенном состоянии унесена в море и в конечном счете отложиться на дне в виде тонкого слоя. Если воды на дне характеризуются застойным режимом и отсутствием кислорода, роющие организмы, разрушающие слоистость, отсутствуют, и тонкие прослойки в осадке сохраняются. В то же время волокущийся по ложу русла песок может быть снесен приливными течениями на дно эстуария, а попав однажды за его устье, он будет транспортироваться далее вдольбереговыми течениями и образовывать отмели и пляжи. В условиях погружения пляжевые осадки могут захороняться в виде линейно вытянутого тела проницаемых песков. В некоторых участках побережья песчаный материал может отлагаться в верхней части подводного каньона, а позже в виде мутьевых потоков сноситься вдоль каньона в глубокие области дна. Здесь песок отложится, образовав пласты с градационной слоистостью, разделенные маломощными прослойками тонкозернистого ила, осевшего из поверхностных вод.

Цвет осадков и осадочных пород тесно связан с содержанием и степенью окисленности железа, а также с количеством органического вещества. Ион трехвалентного железа сообщает породам желтую, коричневую и красную окраску, а двухвалентного — голубую, зеленую, серую или черную. Органическое вещество обусловливает потемнение породы, давая гамму цветов от коричневого до черного. Различные оттенки от желтого до красного зависят, видимо, от гидратации окислов трехвалентного железа. Осадкам, в которых железо присутствует в форме $Fe(OH)_3$ (лимонит или гётит), свойственна коричневая или желтая окраска; при удалении воды цвет меняется на красный, а безводная окись железа гематит в тонко рассеянном состоянии имеет яркий красный цвет. Цвет красноцветных отложений и некоторых латеритных почв обусловлен обилием гематита. Чтобы придать породе ярко-красную окраску, достаточно всего лишь нескольких процентов рассеянного в ней железа.

По-видимому, возможности образования гематита в почвах ограничены определенными температурными пределами, так как он присутствует в породах лишь в областях умеренно теплого и тропического климата. Гематит может формироваться в почвах области сноса, а затем выноситься оттуда в седиментационный бассейн; недавно проведенные исследования в Нижней Калифорнии показали, что он может образоваться и непосредственно в области осадконакопления. Поскольку для накопления красноцветных толщ необходимы, видимо, сухой климат и окислительная обстановка, их обычно рассматривают как показатель континентальных условий седиментации.

Большинство морских и пресноводных осадков, а также отложений угольных болот, вероятно, накапливалось в восстановительных или в крайне слабо окислительных условиях, и цвета их соответственно приближаются к серому или зеленовато-серому. С увеличением содержания органического вещества цвет отложений темнеет вплоть до черной окраски некоторых глинистых пород и пластов каменного угля.

Диагенез и литификация

Отложившиеся осадки в зависимости от их постседиментационной истории продолжают претерпевать изменения и постепенно *литифицируются*, превращаясь в осадочные породы в результате процессов, называемых в совокупности *диагенезом*. Эти процессы могут начаться сразу же после отложения осадка и продолжаться на протяжении всей последующей геологической истории породы; нельзя провести резкой грани между диагенезом и метаморфизмом погребения.

Большинство недавно отложившихся осадков имеет высокую пористость. Поровое пространство заполнено седиментационной водой, чаще всего морской; вода может перемещаться в осадке со скоростью, зависящей от размера пор, вязкости жидкости и разности давлений, обусловливающей ее течение.

Между отдельными частицами осадка и поровой водой могут протекать химические реакции, в результате которых эти частицы иногда растворяются или замещаются вторичными минералами. Одно из основных следствий раннего диагенеза, например,— реакция иона K^+ в морской воде с монтмориллонитом и каолинитом, ведущая к образованию иллита (глинистого минерала со структурой мусковита). В морских глинах могут в значительных концентрациях накапливаться такие малые элементы, как бор и барий. Большинство доломитовых пород формируется путем раннедиагенетического замещения кальцита (или известняка) доломитом, происходящего при замещении кальция Ca^{2+} магнием Mg^{2+}, растворенным в морской воде. По-видимому, такому замещению благоприятствуют теплый климат и высокая соленость воды. Высокая соленость может вызываться испарением межзерновых рассолов из известковых илов и рифовых пород, залегающих на уровне высоких приливов.

Другой вид диагенетических изменений — это осаждение из внутрипоровых вод в самих порах таких минералов, как кварц, кальцит, доломит или цеолиты. Кварцевые зерна песчаников могут таким путем разрастаться, а объем порового пространства уменьшаться; в результате пористость и проницаемость породы снижаются до тех пор, пока полностью не завершится цементация зерен.

После отложения большинства осадков начинается процесс их захоронения под более молодыми образованиями. Постоянно увеличивающийся вес последних сдавливает вместе осадочные частицы, выжимая поровую воду и снижая пористость. Сжимаемые глинистые частицы слипаются, и именно поэтому уплотнение играет важную роль в литификации пород.

При изучении современных морских осадков обнаружилось, что они обильно заселены бактериями. Процессы жизнедеятельности этих бактерий приводят к значительным постседиментационным изменениям осадков, что, видимо, играет существенную роль в диагенезе. В окислительной обстановке аэробные бактерии окисляют органическое вещество, образуя CO_2, нитраты, сульфаты и высвобождая фосфаты. В восстановительных условиях анаэробные бактерии восстанавливают часть органического вещества, извлекая из него кислород. В осадке при этом остаются аммиак, сульфиды железа и водород, органическое вещество и нерастворимые фосфаты. Влияние деятельности бактерий на процессы диагенеза и литификации пород еще слабо изучено, но очевидно, что оно должно играть важную роль.

Обстановки осадконакопления и палеогеография

Осадочные фации

В осадочных отложениях, как правило, четко запечатлена их генетическая характеристика, по которой можно восстановить обстановку осадконакопления. Специфические черты, связанные с обстановкой седиментации, называются в сумме *фацией* осадочного слоя, пачки или формации. Фация имеет двойственный характер: в это понятие включаются фаунистические и литологические аспекты, обычно выражаемые соответственно понятиями *биофация* и *литофация*. Поскольку и биофация, и литофация контролируются обстановкой осадконакопления, они тесно связаны между собой.

Региональное картирование фациальных изменений в осадочных породах одного возраста позволяет воссоздать картину географических условий в соответствующий период времени — палеогеографию. Реконструкция последовательно сменявших друг друга палеогеографических обстановок (например, на протяжении юрского и мелового периодов) в любом регионе позволяет выявить характер тектонических движений земной коры, поднятия и снижения уровня моря на рассматриваемом этапе геологической истории. Эти данные очень важны для стратиграфии. Достоверность подобных реконструкций зависит, конечно, от того, насколько обоснованно интерпретируются отдельные осадочные фации одного фациального ряда. По мере того как мы рассматриваем все более древние толщи, установить точную одновозрастность фаций становится все труднее; особенно это касается биофаций. Предполагаемое отсутствие наземной флоры и вероятные отличия состава докембрийских атмосферы и океана от современных могли обусловить специфические черты некоторых седиментационных обстановок, не имеющих аналогов в настоящее время. Например, на протяжении длительного отрезка времени в докембрии железо осаждалось из морской воды на обширных участках щитов в виде карбонатов и водных силикатов. Однако начиная по крайней мере с кембрия процессы выветривания, транспортировки и осадкообразования происходили в основном так же, как и сегодня; в то же время на протяжении фанерозоя эволюция органического мира создала такое разнообразие живых форм, что следует быть крайне осторожным при попытках интерпретировать биофации в отложениях палеозоя с точки зрения экологии наших дней.

Обстановки осадконакопления в общем классифицируются по отношению к уровню моря, поскольку он представляет собой основной уровень субаэральной эрозии и седиментации, ветровых волн и течений и является всеобщей границей между резко отличными фауной и флорой. *Континентальные* обстановки охватывают исключительно области суши, не подверженные влиянию приливов. *Морские* обстановки занимают только области, лежащие ниже уровня моря и не испытывающие воздействия волн и приливов. Верхняя граница переходных мелководно-морских обстановок определяется уровнем высоких приливов.

Континентальные обстановки

Условия накопления континентальных отложений обусловливаются, во-первых, факторами осадкообразования и климатом и, во-вторых, растительным покровом. К континентальным относятся обстановки: конусов выноса, флювиальная (речные поймы), озерная (побережья и дно озер), гляциальная и эоловая.

Обстановка конусов выноса. Конусы выноса известны во всех климатиче-

ских зонах — от наиболее аридных до наиболее гумидных и от тропиков до арктических широт. Там, где пролювиальные отложения сохранились в стратиграфическом разрезе, они представляют собой образования водных или грязевых потоков, накопившиеся по окраинам погружавшихся бассейнов вблизи прилегающих возвышенных областей. Размеры конусов выноса колеблются от крайне небольших, всего несколько метров шириной, и совершенно незначительных, развитых на границах речных долин и у основания обрывов, до огромных в таких осадочных бассейнах, как Индо-Гангский, где они могут измеряться сотнями километров. Важнейшим контролирующим фактором является климат, поскольку он определяет характер среды осадконакопления и тип растительности. Когда и область сноса, и область аккумуляции находятся в аридном климате, осадконакопление осуществляется, видимо, кратковременными паводками и грязевыми потоками, а условия для переработки однажды отложившегося осадка неблагоприятны. Там, где область питания располагается в гумидном, а область аккумуляции — в аридном климате, преобладающим фактором первоначальной седиментации могут оставаться грязевые потоки, но осадки часто перерабатываются водами. Если же обе области характеризуются гумидным климатом, то наиболее существенную роль играет отложение осадков водными потоками, и наблюдается постепенный переход к типичной флювиальной обстановке.

Грязевые потоки представляют собой смесь осадка и воды, содержащую иногда до 60—70% осадка, характеризующегося отсутствием сортировки. Мощность слоя осадков, принесенных одним потоком, может изменяться от нескольких сантиметров до нескольких метров, причем если в грязевом потоке было первоначально достаточное количество воды, в осадке может проявляться градационная слоистость. Грязевые потоки могут транспортировать обломки пород размером до 3 м в поперечнике.

Как видно из формулы Чези, скорость грязевого потока заметна лишь до тех пор, пока его глубина превышает некоторую критическую величину. Глубина в свою очередь определяется каналом, по которому поток стекает. Некоторые грязевые потоки в результате оттока воды с его краев образуют резкие крутые валы, ограничивающие его течение. Мощность других грязевых потоков определяется промоинами в верхней части конусов выноса. Выйдя за пределы промоины, поток расширяется, мелеет и останавливается на расстоянии 1 км или менее. Поскольку агенты для дальнейшего переноса осадков отсутствуют, последующие грязевые потоки заполняют промоину и в конечном итоге замывают каньон в вершине конуса выноса. Стены каньона могут быть устойчивыми, тогда и скорость эрозии заметно уменьшается. Следующая фаза эрозии начинается с выработки нового канала по несколько другому направлению выноса и его развития, вверх до слияния с каньоном и вниз по поверхности конуса выноса. Образующаяся в результате такого процесса толща осадков будет состоять из перекрывающих друг друга слоев, образованных грязевыми потоками, с прослоями отложений, принесенных водой, и многочисленными врезами и локальными несогласиями. Врезы становятся все более обильными по направлению к верхней части конуса выноса. Количество их везде зависит от относительной скорости поднятия в области сноса и погружения в бассейне седиментации, так же как и частота грязевых потоков.

С увеличением количества атмосферных осадков, особенно в области сноса, характер стока изменяется: кратковременные грязевые потоки сме-

няются периодически пересыхающими ручьями и реками на многих конусах выноса в семиаридных зонах и наконец постоянными водными потоками. Отложившиеся ранее осадки грязевых потоков подвергаются переработке текущей водой, тонкие частицы выносятся, и остаются лишь грубые фракции осадка. Отсортированность существенно улучшается. Периодически пересыхающие водные артерии обычно не могут обеспечить существование растительности на берегах, а когда русловые отложения представлены грубозернистыми песком и гравием, река растекается, образуя, как правило, несколько рукавов. Отмели между рукавами низкие и быстро эродируются по мере того, как потоки меняют направление, а формирующиеся в результате отложения представлены преимущественно хорошо отсортированными и довольно четко слоистыми галечниками и грубозернистыми песками. Постоянные водные потоки или высокий уровень грунтовых вод обеспечивают развитие по берегам растительного покрова, который закрепляет отмели. Во время разливов протекающая над отмелями вода быстро останавливается растительностью, и по мере выпадения осадков формируются естественные намывные валы. Русло реки при возникновении отмелей углубляется и сужается. В итоге из влекущихся рекой осадков на поверхности конуса выноса во время разливов отлагаются лишь алевриты и тонкозернистые пески, в то время как дно реки сложено грубым песком и гравием. Река меняет русло, когда уровень ее повышается и она прорезает свои намывные валы; она перемещает тонкозернистые алевритовые осадки в этом участке конуса выноса и постепенно, по мере развития растительности на склонах, создает себе новое русло.

При низкой скорости погружения и аккумуляции осадков водный поток на протяжении ряда лет может занимать разные участки своего конуса выноса, до того как накопится пласт, равный по мощности средней глубине развитого русла. В таком случае слой образовавшихся осадков слагается русловым материалом — грубозернистыми песками и галечниками. Если скорость погружения и накопления осадков велика, поток может занимать лишь небольшую часть конуса выноса, пока не отложится слой, равный средней глубине развитого русла. Тогда в разрезе сохраняются алевриты, покрывающие склоны. В целом такие отложения будут повсеместно более тонкозернистыми, чем при медленном прогибании. В ископаемом состоянии могут сохраниться также почвенные слои и торфяники. Различие между довольно быстрым накоплением грубых галечников в семиаридном и весьма медленной аккумуляцией в более гумидном климате не следует устанавливать, основываясь лишь на характерных особенностях самих осадков; для этого нужно привлекать другие индикаторы климата, такие, как растительные остатки и сохранившиеся почвенные слои.

Пролювиальная обстановка седиментации рассмотрена здесь относительно подробно для того, чтобы показать различные пути, какими может аккумулироваться один и тот же тип осадка, например грубые галечники, в зависимости от соотношения между климатическими факторами и скоростью прогибания.

Флювиальная обстановка — это обстановка русла реки и ее поймы. Водные потоки имеют две существенные особенности — меандрирование и разветвление русла, что зависит частично от характера седиментационной нагрузки. Потоки, несущие преимущественно грубозернистые пески и гравий, таковы, что их берега, как и их ложе, образованы рыхлым материалом, а потому они имеют обычно

широкое, мелкое, ветвящееся русло. Потоки, берега которых сложены в основном тонкозернистыми, способными к сцеплению осадками (алевритами и глинами), или защищенные от эрозии каким-либо иным путем (плотный растительный покров, выходы коренных пород), как правило, имеют глубокие, узкие, меандрирующие русла.

Отложения разветвленной на ряд русел реки напоминают гравийные образования конусов выноса, и нет нужды рассматривать их подробнее. Отложения же меандрирующих рек представлены более сложным комплексом осадков. Меандрирующая река меняет течение одним из двух способов: 1) путем боковой эрозии внешнего берега меандры и намыва осадков на ее внутреннем берегу и 2) при прорыве намывных валов, либо отрезающих меандру от русла, либо полностью меняющих течение потока и направляющих его в другие участки аккумулятивной равнины. В первом случае река выносит тонкозернистые осадки из своей долины и с намывных валов и замещает их относительно грубозернистыми отложениями кос и баров. Во втором случае покинутые речные русла и меандры превращаются в старицы, которые во время разливов аккумулируют наиболее тонкие осадки, в том числе устойчивые к размыву глины. Эти глинистые тела и связанные с ними образования торфяных болот чрезвычайно устойчивы к боковой эрозии и обычно сохраняются в геологическом разрезе. Аккумуляция осадков песчаных баров и кос при изменении течения реки обусловливается латеральной аккрецией, а накопление алевритов на поверхности берегов и образований, заполняющих покинутые рекой русла,— вертикальной аккрецией.

Уолман и Леополд провели серию наблюдений и установили, что большинство рек затопляет свои долины и покрывает водой берега примерно один раз в 1—3 года. Если бы аккумуляция в поймах носила в основном характер вертикальной аккреции, можно было бы ожидать, что частота паводков, заливающих берега, уменьшалась бы со временем. Некоторые реки, с геологически молодыми поймами, должны были бы затоплять их раз в год и чаще, а другие, с древними долинами, должны были бы разливаться гораздо реже. Но поскольку такой закономерности, по-видимому, не наблюдается, эти исследователи заключили, что реки мигрируют весьма быстро и часто меняют свои поймы и что аллювиальные отложения представлены преимущественно осадками баров и кос. Неясно, правда, насколько можно распространять этот вывод на геологическое прошлое, и соответственно нет уверенности, что его можно использовать как модель флювиального осадконакопления. Все современные реки испытали воздействие одной и той же стадии быстрого повышения уровня моря, за которой последовала эпоха устойчивого его положения, длившаяся 5—6 тыс. лет. Их современный режим отражает приспособление к периоду покоя и отчасти обусловлен искусственным контролем за наводнениями. Неизвестно, в какой мере осадки периода быстрого повышения уровня представлены образованиями баров и кос. Реки, для которых имеются многочисленные данные,— Миссисипи, Рейн и Рона — представляли собой в это время ледниковые потоки и отлагали грубый гравийный материал. Изучение раннемеловой формации Моррисон на западе США, представляющей собой толщу пород типично флювиального генезиса, позволяет предполагать, что именно вертикальной аккрецией можно объяснить большую роль аллювиальных осадков в геологическом прошлом.

Обстановка озер. Подобным же образом изменчивы и озерные обстановки — от прибрежной зоны, подвер-

женной влиянию волн и течений, до спокойных вод глубоких озерных бассейнов. В некотором смысле они представляют собой миниатюрную модель морских обстановок, но с существенными различиями. Поскольку пресная вода не является электролитом, находящиеся во взвешенном состоянии вещества не коагулируют в более крупные хлопья. Тонкие частицы осаждаются медленно, в соответствии с законом Стокса. Поэтому чередование периодов, когда воды озера взмучены и спокойны, отражается либо переслаиванием грубозернистых и тонкозернистых осадков на его дне, либо чередованием прослоев, обогащенных и обедненных органическим веществом. В озерах, насыщенных солями, такими, как сульфат кальция, если они подвержены воздействию сезонных паводков, во время сухого времени года могут отлагаться тонкие пласты гипса. Мощность годовых прослоев гипса не превышает нескольких миллиметров (максимум 5 мм); это соответствует количеству сульфата кальция, содержащегося в четырехметровой толще насыщенной им воды (по-видимому, ни при каких условиях большее количество воды не может испариться за один год). Таким образом, для озерных отложений в большей мере, чем для образований каких бы то ни было иных обстановок седиментации, характерна тонкая ленточная слоистость. Классическим примером неледниковых отложений с такой слоистостью является эоценовая формация Грин-Ривер в Юте и Вайоминге.

Эоловая обстановка. Эоловые осадки отлагаются в двух совершенно различных обстановках. Эоловые пески аккумулируются в районах развития дюн, занятых движущимися холмами песка, где почти отсутствует растительный покров; эоловые алевриты (лёссы) отлагаются в виде поверхностных наносов там, где имеются застойные атмосферные зоны; они улавливаются лесным или травяным покровом.

Основная масса эоловых песчаников прошлых геологических эпох, по-видимому, накопилась в областях аридного климата. Наиболее известны среди них эоловые образования, залегающие в стратиграфическом интервале от перми до мела на плато Колорадо, пермо-триасовые песчаники северо-западной Европы (новый красный песчаник), третичные нубийские песчаники северо-восточной Африки. Современные дюны распространены в трех во многом различных обстановках:

1. Наиболее обширные районы развития дюн, сравнимые по размерам с огромными областями, занятыми эоловыми песчаниками прошлого, находятся в пустынях тропических зон Земли: Сахаре, пустынях Аравийского полуострова и Австралии. Наиболее характерны здесь барханы и продольные дюнные гряды, причем основную площадь занимают продольные дюны. Поперечные дюнные гряды встречаются редко.
2. Обширные участки развития дюн формировались в перигляциальных регионах из песков, сносившихся с речных долин потоками, возникавшими при таянии ледников.
3. Лишенные растительности дюнные поля шириной до 25 км обрамляют многие подверженные влиянию ветров побережья. Дюны слагаются здесь мелкозернистым, хорошо отсортированным песком, поступающим с прилежащих пляжей. Наиболее обычны здесь поперечные дюны и барханы.

Для дюнных песков характерна очень хорошо выраженная косая слоистость, указывающая на направление их транспортировки. В периоды намыва осадков, когда дюны перемещаются через район, нижняя часть дюн может захороняться в разрезе, а оставшаяся их часть эродируется ветром и уносится далее, отлагаясь вместе с другим материалом на сосед-



ФИГ. 7-10. Эоловая косая слоистость в песчаниках Навахо, национальный парк Зайон, Юта.

них территориях. Самые нижние части таких дюн обычно сохраняются в разрезе в виде четко выраженных косослоистых пластов мощностью до 20—30 м; косая слоистость, как правило, обращена выпуклостью вниз и тангенциальна к напластованию у подошвы пластов (фиг. 7-10). При изучении косой слоистости песчаников на плато Колорадо выявился ее однообразный наклон в южном или восточном направлении, что, вероятно, отражает направление преобладавших ветров.

Согласно Багнолду, у продольных дюн попеременно формируются то один, то другой их склон, что обусловливается изменением направления ветров в течение года. В поперечном разрезе подобных дюн должно проявляться противоположное падение косой слоистости. Отсутствие противоположно направленных падений в древних косослоистых песчаниках указывает на аккумуляцию их главным образом в виде поперечных дюнных гряд.

Среди лёссовых отложений наиболее хорошо изучены плейстоценовые лёссы, образовавшиеся в основном из измельченных гляциальных образований, которые при разливах стекающих с ледников водных потоков разносятся по зандровым равнинам. Лёссы покрывают большую часть Среднего Запада США к югу от границы последнего оледенения и обширные области в Центральной и Восточной Европе, где они образуют наиболее богатые культурные почвы. Аналогичные почвы на лёссовых отложениях развиты на юго-востоке Новой Зеландии и в Патагонии. Лёссы, сносившиеся главным образом с пустыни Гоби, занимают значительные площади северо-восточной части Китая.

В северо-западной Канаде и на Аляске сильные южные ветры вызывают мощные пыльные бури, сносящие гляциальные алевриты с галечниковых зандровых равнин; лёссы аккумулируются здесь ныне на плейстоценовых террасах и на нижних частях склонов прилежащих холмов, где эти алевриты начинают улавливаться покровом леса или густого кустарника. Верхняя граница накопления лёсса, очевидно, совпадает с верхней границей развития

кустарниковой растительности в горах; ни в настоящее время, ни, повидимому, в плейстоцене лёссы не отлагались в тундре на вершинах холмов. По аналогии можно предполагать, что и в других районах мира плейстоценовые лёссы формировались в подобных же условиях — на покрытых лесом или густой травянистой растительностью участках. В отличие от транспортировки водными течениями, всегда направленными вниз по склону [1], эоловый перенос не зависит от уклона местности. В прибрежных горах Чили и Перу дюнные образования, генетически связанные с соседними пляжевыми песками, мигрировали до высоты 1000 м над уровнем моря. Поскольку как дюнные пески, так и лёссы могут отлагаться на высотах больших, чем те, на которых находятся источники обломочного материала, на основании их изучения нельзя установить направление уклона древнего ландшафта.

Переходные обстановки

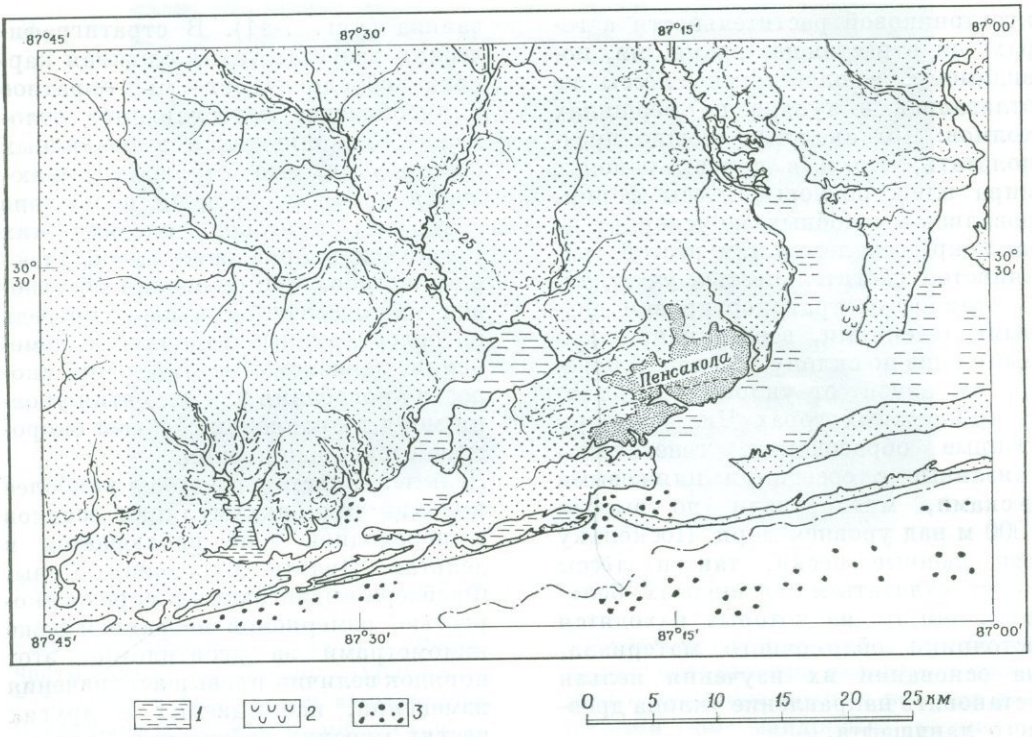
Осадки, накопившиеся в переходных обстановках, указывают нам на положение древнего уровня моря и отражают сложное взаимодействие морских и субаэральных процессов вдоль береговой линии. К переходным относятся обстановки дельт, затопляемых приливом болот, маршей и эстуариев, волноприбойных террас, барьеров и прибрежных баров, лагун и коралловых рифов. Каждая из этих обстановок занимает ныне относительно ограниченные площади, а типичное побережье характеризуется сложной мозаикой обстановок, отражающих взаимодействие волн и течений, переносящих осадки вдоль берега. Типичным примером современных условий осадконакопления вдоль береговой линии является северо-западное побережье Мексиканского залива (фиг. 7-11). В стратиграфических разрезах такая сложная картина обусловливает многократное клинообразное переслаивание отложений, накопившихся в различных обстановках, что отражает меняющееся время от времени положение дельтовых протоков, океанических течений и направления преобладающих ветров. Эти смещения обстановок накладываются в свою очередь на более крупные фациальные изменения, зависящие от изменений скорости прогибания или поднятия уровня моря в сравнении с общей скоростью осадконакопления.

Дельты. В настоящее время наиболее высокий темп аккумуляции осадков в переходной зоне наблюдается в дельтах. Дельты Миссисипи, Роны, Фрейзера выдвигаются в море со скоростью, измеряемой метрами и даже километрами за десятилетие; этот порядок величин превышает значения изменений, наблюдаемых в других частях морских побережий. Следовательно, возможно, что дельтовые отложения должны быть широко развиты в толщах осадочных образований прошлого. Это предположение пока не подтверждено, так как, повидимому, дельтовые отложения часто не удается выделить в разрезах, вероятно, потому, что мы еще очень мало знаем о структуре современных дельт в трех измерениях.

Наиболее детально изученная дельта Миссисипи, видимо, нетипична, поскольку ее необычная в плане форма птичей лапы с дельтовыми протоками и обрамляющими их намывными валами, выдвинутыми в море и разделенными мелкими заливами,— почти единственная в своем роде. Гораздо чаще фронт дельты представляет собой в плане плавно выгнутую дугу, обрамленную береговыми валами и барами; таковы, например, дельты Нила, Роны и Нигера.

Морфологически типичная дельта представляет собой равнину, располагающуюся частично выше, а час-

[1] За исключением приливных течений.



ФИГ. 7-11. Контурная карта участка побережья Мексиканского залива.
Видны прибрежные бары, проливы и заливы (Pensacola (1 : 250 000) sheet, U. S. Army Map Service 1957 ed., rev. 1966). *1* — илистое дно; *2* — ракушняк; *3* — песок.

тично ниже уровня моря и ограниченную пологим склоном к морскому дну, по которому происходит выдвижение дельты. В поперечном разрезе (фиг. 7-12, *в*) дельта состоит из покрывающих образований — почти горизонтально залегающего комплекса отложений, накопившихся на дельтовой равнине; этот комплекс залегает на наклоненных слоях подводного склона дельты, в свою очередь покоящихся на отложениях авандельты, представленных тонкозернистыми осадками, снесенными с фронта дельты течениями и осевшими на морском дне. В то время как наклон подводного склона дельт небольших водных потоков, впадающих в спокойные озера, может достигать угла естественного откоса, этот наклон в дельтах крупных рек лишь изредка превышает 1°. Разница в углах наклона слоев надводной и подводной частей и склона дельты Миссисипи достигает всего 0,5°, и эти ее элементы можно выделить лишь при помощи тщательного геологического картирования.

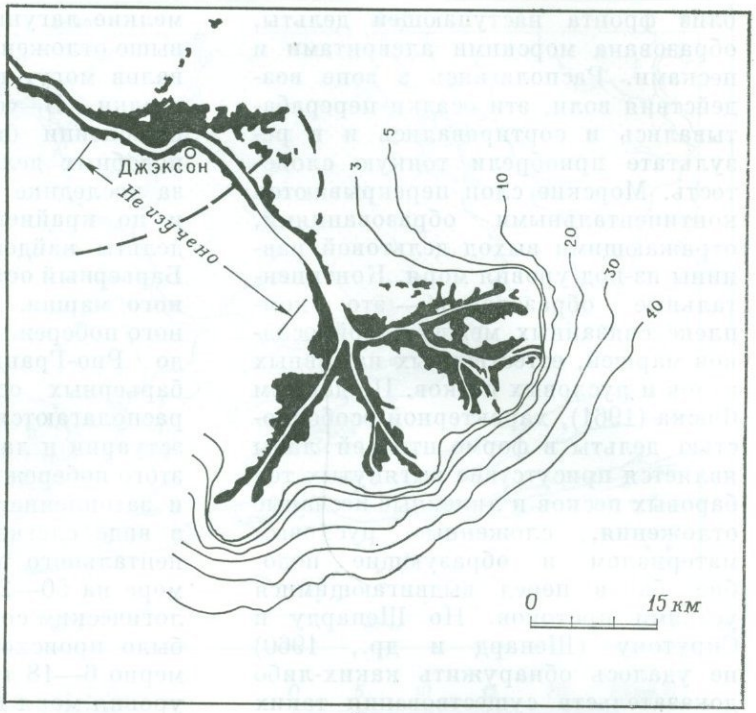
Образования склона и подводной части типичной морской дельты представлены морскими осадками, чаще всего алевритами, глинами или мелкозернистыми песками. Тонкие алевриты и глины отлагаются здесь в условиях относительно глубоких вод, вне пределов воздействия волн; это, как правило, плохо отсортированные бесструктурные осадки. Отложения авандельты могут иметь неоднородную структуру, обусловленную жизнедеятельностью роющих организмов. Строение покрывающих слоев дельты более сложно. Нижняя их часть, накапливающаяся

близ фронта наступающей дельты, образована морскими алевритами и песками. Располагаясь в зоне воздействия волн, эти осадки перерабатывались и сортировались и в результате приобрели тонкую слоистость. Морские слои перекрываются континентальными образованиями, отражающими выход дельтовой равнины из-под уровня моря. Континентальные образования — это комплекс связанных между собой осадков маршей, естественных намывных валов и русловых песков. По данным Фиска (1961), характерной особенностью дельты в форме птичьей лапы является присутствие вытянутых тел баровых песков и линейные песчаные отложения, сложенные русловым материалом и образующие подобие баров перед выдвигающимися устьями протоков. Но Шепарду и Скрутону (Шепард и др., 1960) не удалось обнаружить каких-либо доказательств существования таких песков.

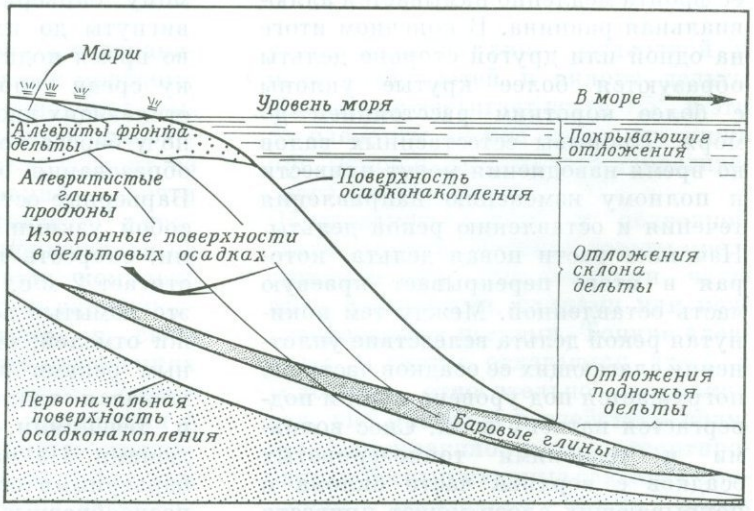
По мере того как дельта выдвигается в море, вверх по течению потоков от ее фронта медленно намывается аллювиальная равнина. В конечном итоге на одной или другой стороне дельты образуются более крутые уклоны с более коротким расстоянием до моря. Прорывы естественных валов во время наводнения могут привести к полному изменению направления течения и оставлению рекой дельты. Начинает расти новая дельта, которая в итоге перекрывает краевую часть оставленной. Между тем покинутая рекой дельта вследствие уплотнения слагающих ее осадков частично погружается под уровень моря и подвергается натиску волн. Снос волнами и течениями тонкозернистых осадков с верхней части склона и покрывающих слоев может привести к образованию остаточного покрова чистых песков. Эти пески могут перемещаться волнами и формировать вдоль фронта дельты барьерные острова, отгораживающие широкие мелкие лагуны, в пределах которых выше отложений маршей и намывных валов могут накапливаться морские осадки. В устьевой части долины Миссисипи было обнаружено семь подобных дельт, сформировавшихся за последние 5000 лет (фиг. 7-12, *г*), и по крайней мере три такие же дельты найдены в устье Роны.

Барьерный остров — комплекс приливного марша. Большая часть восточного побережья США от Нью-Джерси до Рио-Гранде обрамлена серией барьерных островов, за которыми располагаются приливные марши, эстуарии и лагуны. Широкая полоса этого побережья отлого погружается, и затопленная прибрежная равнина в виде слегка наклоненного континентального шельфа простирается в море на 50—200 км. Последним геологическим событием на этом шельфе было происходившее в период примерно 6—18 тыс. лет назад поднятие уровня моря на 140 м и постепенное его понижение до настоящего уровня, сохраняющегося на протяжении последних 5—6 тыс. лет. По-видимому, барьерные острова были воздвигнуты до их современной высоты во время поднятия уровня, поскольку среди голоценовых осадков, выстилающих дно лагун непосредственно у берега континента, отсутствуют образования открытого моря.

Барьерные острова разделены между собой узкими приливными протоками, скорость течения в которых достигает 2 м/с. Барьерные острова — это намытые волнами песчаные пляжи отмелей; они сложены принесенным реками песком, который перемещался вдольбереговой миграцией и течениями, и обычно покрыты дюнами. На маршах и в лагунах за барьерными островами господствуют разнообразные обстановки осадконакопления, зависящие от климата, глубины воды и экологии растений и животных. Вблизи Рио-Гранде в результате высокой скорости испарения в приливных лагунах осаж-



а



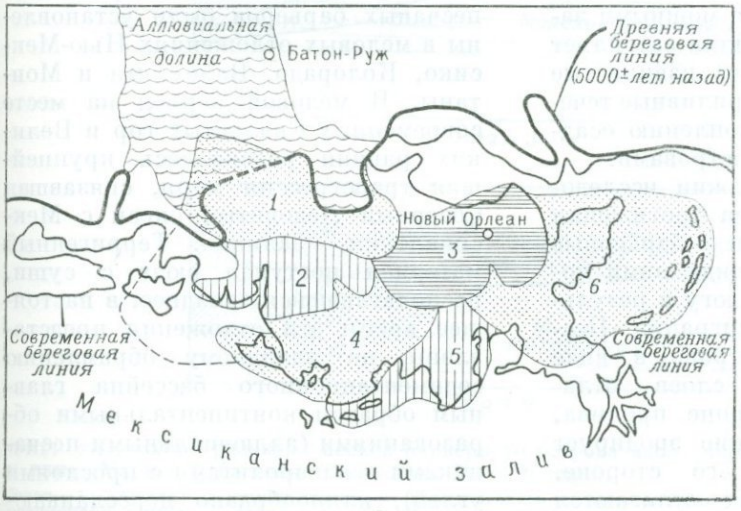
в

ФИГ. 7-12. Особенности строения

а — дельта Миссисипи в 1874 г.; *б* — дельта Миссисипи в 1940 г.; перекрывающие друг друга дельты реки Миссисипи, сформировавшиеся за Изолинии даны в морских саженях; 1 мор. сажень = 1,83 м (*Scruton P. C.*, Assoc. Petrol. Geologists, figs.



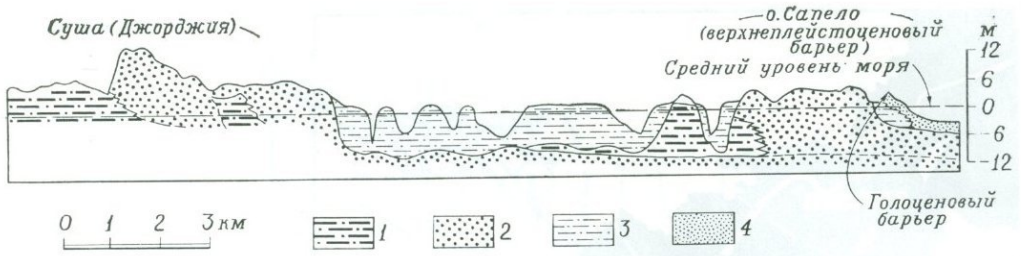
б



г

дельты Миссисипи.

в — разрез типичного дельтового комплекса осадков; *г* — частично последние 5000 лет. Дельты пронумерованы в порядке их возникновения. in: *Shepard F. P. et al.*, eds., Recent Sediments, NW Gulf of Mexico, Am. 2, 1, 9, 15, 1960, с изменениями).



ФИГ. 7-13. Разрез острова Сапело, Джорджия (плейстоцен-голоценовый барьерный остров) (*Hoyt et al.*, in: *Van Straaten L.M.J.U.*, ed., Deltaic and Shallow Marine Deposits, Elsevier, New York, p. 172, 1964).
Плейстоцен: *1* — алевриты и глины, *2* — пески; голоцен: *3* — алевриты и глины, *4* — пески.

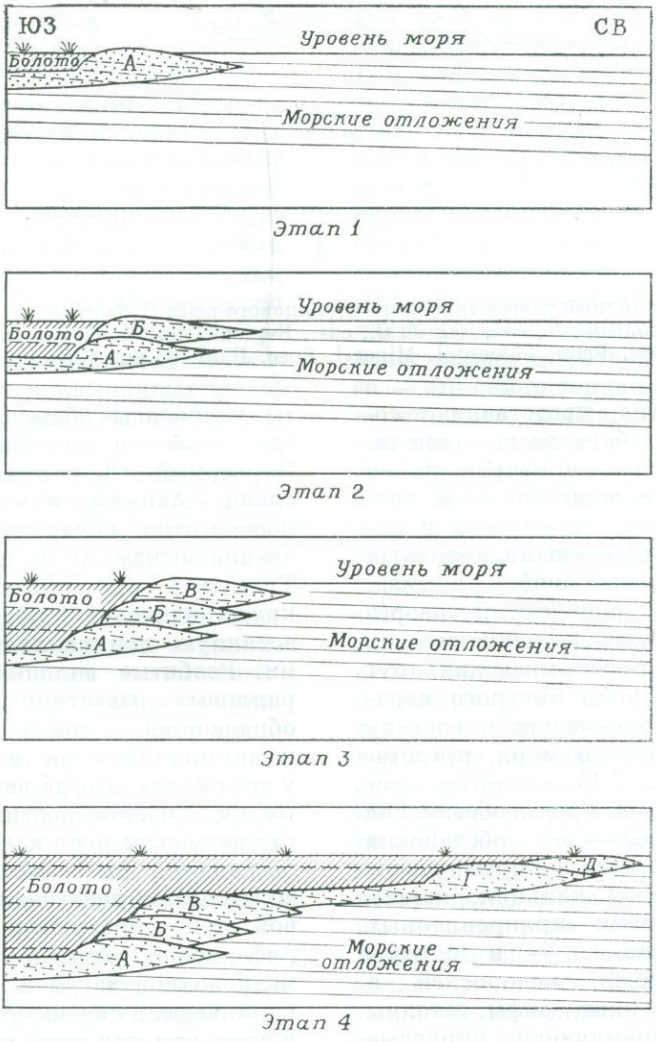
даются эвапоритовые карбонаты и сульфаты. Восточнее увеличение количества поступающих пресных вод ведет к постепенному исчезновению солоноватоводных условий и к соответствующему изменению флоры и фауны. Когда в конце плиоцена уровень моря впервые повысился, лагуны и эстуарии были сравнительно глубоководными и на их дне в виде тонкого слоя отложились тонкозернистые осадки. В результате постепенного обмеления при накоплении осадков они превратились в приливные марши, на которых обломочный материал улавливается мощными зарослями солянки. Прилив затопляет марши, проникая через извилистые приливные протоки. Приливные течения препятствуют накоплению осадков в проливах между островами.

Проведенные в Джорджии исследования показали, что на протяжении длительного времени барьерные острова и проливы между ними постепенно мигрируют к югу в результате вдольбереговой миграции. Пески на барьерном острове в виде круто наклоненных слоев отлагаются на одной стороне пролива, в то время как течение эродирует остров на другой его стороне. В глубоких проливах отлагаются пески, а наклоненные слои, падение которых параллельно направлению береговой линии, вероятнее всего, сохраняются во всех отложениях барьерных островов. В других местах барьерные пески очень полого наклонены в сторону моря.

На обращенной к морю стороне барьерного острова волны разносят песок до глубины около 10 м. Глубже волны не способны транспортировать материал более грубый, чем алевриты, и современные мелководные *неритовые* осадки, развитые далее в море, представлены тонкими алевритами и глинами, которые, захороняясь, образуют глинистые породы. Разрез типичного барьерного острова показан на фиг. 7-13.

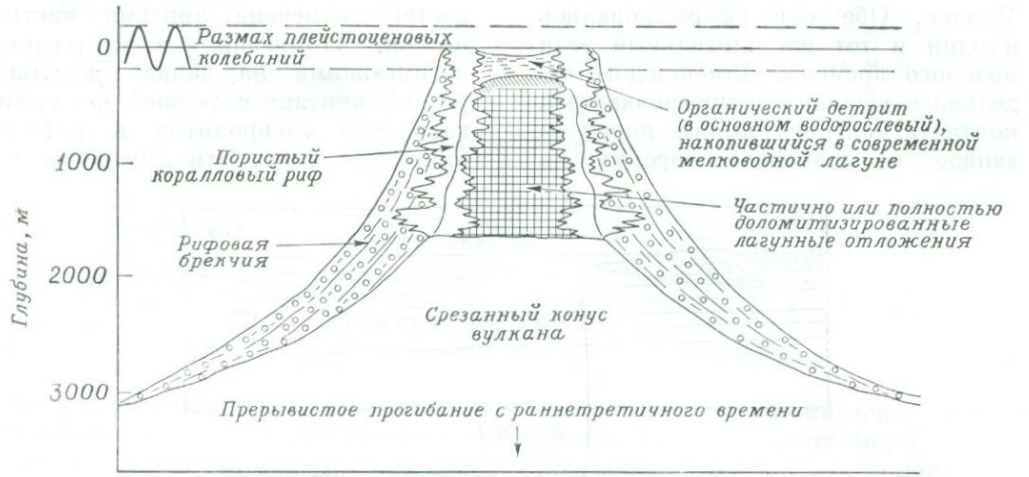
Ископаемые аналоги современных песчаных барьеров были установлены в меловых отложениях Нью-Мексико, Колорадо, Вайоминга и Монтаны. В меловой период на месте современных Скалистых гор и Великих равнин развивалась крупнейшая трансгрессия моря, связавшая Северный Ледовитый океан с Мексиканским заливом. Терригенный материал поступал сюда с суши, располагавшейся западнее; в настоящее время эти отложения представлены по западному обрамлению седиментационного бассейна главным образом континентальными образованиями (аллювиальными песчаниками и алевролитами с прослоями углей), клинообразно переслаивающимися в восточном направлении с морскими глинами. Континентальная угленосная толща известна под названием «группа Меса-Верде», а морские глины слагают формацию

Манкос. Обе они сформировались в один и тот же длительный этап мелового времени. Для каждого отдельного временно́го интервала зона контакта континентальных пород на западе и мелководно-морских на востоке отмечена линзами чистых песков, утоняющимися к востоку и имеющими на западе довольно резкий контакт с толщей переслаивающихся алевролитов и пластов каменного угля. Эти линзы чистых



ФИГ. 7-14. Схема развития песков барьерного острова вдоль контакта группы Меса-Верде и глин Манкос в бассейне Сан-Хуан, Нью-Мексико.

Этап 1 — береговая линия стабильно располагалась в *А*, так как прогибание уравновешивалось осадконакоплением, в результате образовалась песчаная ступень *А*; *этап 2* — небольшое уменьшение скорости прогибания по сравнению со скоростью осадконакопления обусловило смещение береговой линии в сторону моря, в *Б*, где она вновь стабилизировалась, что отразилось в накоплении песков *Б*; *этап 3* — новое уменьшение скорости прогибания вызвало дальнейшее смещение береговой линии и образование песчаной ступени *В*; *этап 4* — последующее значительное уменьшение скорости прогибания относительно темпа седиментации сказалось в быстром передвижении береговой линии в *Г* и накоплении в тылу ее тонкого песчаного пласта; во время стояния береговой линии в *Г* образовалась песчаная ступень *Г*, вслед за чем произошла новая быстрая регрессия моря в *Д* (*Hollenshead C. T., Pritchard R. L.*, in: *Peterson J. A., Osmond J. C., eds.*, Geometry of Sandstone Bodies, Am. Assoc. Petrol. Geologists, p. 103, 1961).



ФИГ. 7-15. Схематичный разрез типичного кораллового рифа (*Fairbridge R. W.*, The dolomite question, in: *Leblanc R. J., Breeding J. G.*, eds., Regional aspects of carbonate sedimentation (a symposium), Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ. 5, pp. 125—128, 1957).

песков, вероятно, представляют собой древние барьерные отмели. Пески хорошо отсортированы и имеют большое экономическое значение, поскольку их высокая пористость делает их ценными коллекторами для залежей нефти и газа. Схематический поперечный разрез этих песчаных линз, отложившихся в виде частично перекрывающих друг друга тел во время быстрого наращивания и продвижения к востоку побережья мелового моря, представлен на фиг. 7-14.

Обстановка рифов. Третья обстановка переходной зоны — это обстановка рифов, образованных преимущественно карбонатом кальция, накопленным скелетами прикрепленных морских организмов — в первую очередь кораллов, водорослей и мшанок. Барьерные рифы, атоллы (или рифы, обрамляющие округлые внутренние лагуны) и мелководные карбонатные платформы ныне достаточно распространены в тропических морях. Рифы обрамляют южное побережье Флориды, побережье Юкатана и многие острова Карибского моря; они известны в Красном море, Индийском океане и широко развиты у северных берегов Австралии, где особенно выделяется Большой Барьерный риф, обрамляющий Квинсленд. Атоллы и береговые рифы повсеместно обнаружены в Тихом океане между 30° с. ш. и 30° ю. ш. Типичный риф представляет собой круто падающую к морю стену, образованную колониальными кораллами. Разбитые волнами обломки коралловых известняков сносятся с обращенной к морю стороны рифа и аккумулируются в виде брекчии у его склона. Когда верхний уровень толщи брекчии достигает глубины, где возможен рост кораллов, на ней поселяются новые колонии этих животных. Под действием волн в рифовой стене образуются проливы; сам риф может отделяться от берега мелководной лагуной, в которой накапливаются сносимые с суши глины и алевриты или чаще всего карбонатные осадки. Для внутренних лагун атоллов характерна исключительно карбонатная седиментация.

Коралловые атоллы западной части Тихого океана (фиг. 7-15) формировались на выровненных волнами вершинах древних вулканов, начиная с позднемелового или раннетретич-

ного времени. Происходившее с тех пор постепенное погружение оснований вулканов обусловило длительный рост вверх рифовых построек и накопление толщ рифогенных пород, мощность которых достигает ныне 700—1300 м.

Морские обстановки

Обстановка накопления морского осадка определяется в первую очередь глубиной моря, расстоянием от берега или поступлением терригенного материала, очертаниями седиментационного бассейна и условиями циркуляции вод, контролирующими содержание кислорода и количество органического вещества. Среди морских обстановок выделяются мелководные моря континентальных шельфов (обычно глубиной менее 200 м), континентальный склон, дно глубоководных желобов и бассейнов и наконец три геоморфологически существенно различных типа океанического дна: абиссальные равнины, обычное океаническое дно с округлыми абиссальными холмами высотой от 50 до 500 м, а также вершины и склоны подводных возвышенностей, называемых морскими горами.

Обстановка океанического дна. Осадки поступают на морское дно различными путями, и среди них в зависимости от способа поступления выделяется несколько типов, но главными являются два — пелагические, включающие также и биогенные осадки, и турбидиты.

Пелагические осадки. Из поверхностных слоев воды на глубокое дно непрерывно опускается «дождь» тонких частиц. Бóльшая их часть представляет собой известковые раковинки фораминифер, крошечные карбонатные пластинки (кокколиты) одноклеточных, выделяющих известь водорослей, а также кремневые скелеты диатомей и радиолярий. Когда опускающиеся карбонатные частицы достигают в конце концов глубоких холодноводных слоев с более высоким содержанием растворенного CO_2, они начинают растворяться, и поэтому кальцит лишь в незначительном количестве присутствует в абиссальных осадках на глубине более 4000 м. Сейчас карбонатные осадки известны лишь вдоль узкой полосы между примерно 10° с. ш. и 10° ю. ш. Там, где поднимающиеся воды выносят к поверхности питательные вещества, как, например, вдоль западного побережья Американских континентов, в приповерхностном слое бурно развиваются диатомеи и другие организмы, чьи кремневые скелеты отлагаются на морском дне.

Другим компонентом дождя частиц является снесенная с континентов и доставляемая ветром пыль. Часть ее — это самая тонкая фракция вулканического пепла, выброшенного при крупных извержениях и распространяющегося вокруг всего земного шара воздушными потоками в верхних слоях атмосферы. Остальная составляющая пылевых частиц приносится в результате ветровой эрозии из пустынь и других континентальных областей. Наибольшая концентрация их отмечается в северном полушарии, где материки занимают гораздо большую площадь. Еще один компонент поступающего в открытый океан материала — это тонкие осадки, транспортируемые от берега течениями в виде суспензии. Самые тонкие осадки, попадая в морскую воду, коагулируют в более крупные частицы, поэтому роль снесенных с континента глинистых частиц ощущается только в полосе прибрежных вод шириной несколько сотен километров.

На морское дно могут поступать и хемогенные осадки. В глубоководных осадках были обнаружены такие минералы, как филлипсит, глауконит и даже ортоклаз, присутствующие там в виде осажденных кристаллов. На океаническом дне, кроме того, широко распространены

конкреции и корки окислов марганца, обогащенные железом и рядом относительно редких металлов — кобальтом, никелем и медью. Известны также фосфоритовые конкреции. Живые существа обитают даже в самых глубоких впадинах океанического дна, а такие районы, как плато Блейк, расположенное против берегов Флориды и Джорджии, населены богатой фауной кораллов, живущих на глубине от 600 до 1000 м.

Турбидиты. Турбидитные потоки — это довольно редкие катастрофические явления, в результате которых в самые глубокие участки океана может транспортироваться огромное количество осадков. Типичные осадки турбидитных потоков, или турбидиты, представляют собой маломощные (1—100 см) пласты тонкозернистых песков и алевритов, которым часто свойственны укрупнение материала от кровли к подошве (в других случаях размер зерен может быть одинаковым по всему слою) и слоистая текстура в кровле. Там, где они присутствуют, турбидиты переслаиваются с тонкими пропластками пелагических осадков. Весьма вероятно, что плоские абиссальные равнины формируются путем выравнивания обычного холмистого рельефа при погребении его под отложениями турбидитных потоков; по-видимому, эти отложения образуют мощные толщи на дне глубоководных желобов и во впадинах, обрамляющих континенты. Вдоль западного побережья Северной Америки турбидитные потоки образуют огромные конусы выноса на глубоком дне против устья подводных каньонов. Осадками этого типа были заполнены некоторые бассейны, такие, как Лос-Анджелес и Вентура, глубина которых некогда достигала 4000 м. Установить генезис турбидитов помогают присутствие в них мелководных фораминифер и остатков наземных растений, погребенных в слоях грубозернистых песков (турбидитов), и переслаивание последних со слоистыми тонкозернистыми пелагическими осадками, содержащими глубоководные фораминиферы и радиолярии. Во многих мощных толщах осадочных отложений, представленных переслаиванием песчаников и глинистых пород и развитых во многих складчатых поясах мира, тонкие слои песчаников, которые ранее считались мелководными образованиями, сейчас рассматриваются как глубоководные турбидиты.

Шельфовые моря (неритовая обстановка). Мелководные моря континентальных шельфов обрамляют ныне бóльшую часть суши на всем земном шаре и протягиваются во внутренние области материков, как, например, Гудзонов залив, Северное и Балтийское моря, Персидский залив и залив Карпентария.

Отлагающиеся ныне на этих шельфах осадки залегают несогласно на эродированной поверхности, изрезанной ледниками и реками во время последнего оледенения плейстоценового периода до всеобщего поднятия уровня моря, начавшегося 18 тыс. лет назад. Большая часть континентальных плит покрыта древними отложениями, накопившимися в шельфовых морях. В качестве примера можно назвать палеозойскую толщу Русской платформы, пермские и мезозойские отложения древнего бассейна Северного моря (охватывавшего еще и ФРГ, север Франции и юго-восток Англии) и палеозойские морские образования Северной Америки, развитые на обрамлении Канадского щита.

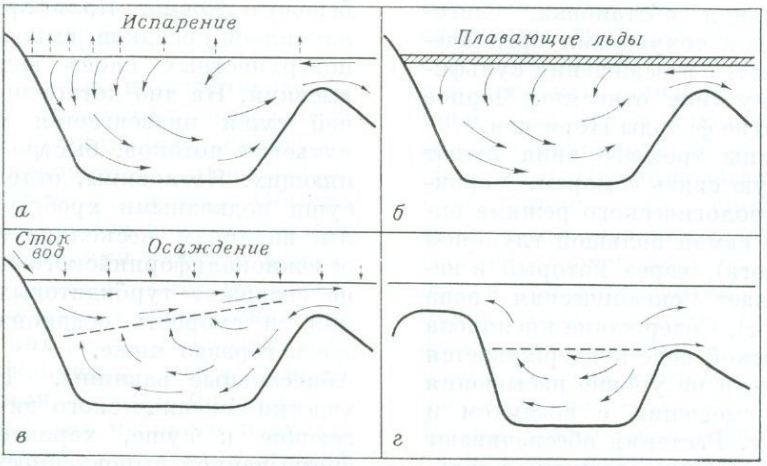
Характер осадков, накопившихся в шельфовых морях, зависит от поступления терригенного материала с суши, климата и циркуляции воды в бассейне. Там, где терригенный материал поступает в изобилии, отлагаются алевритовый и глинистый материал, образующий в конечном счете алевролит-глинистые породы. Во время трансгрессии моря они

отлагаются поверх тонкого слоя песка, представляющего собой переработанные волнами барьерные острова и отмели, которые во время этого процесса отступают в глубь суши. Если с суши поступает мало обломочного материала, на шельфе может преобладать хемогенная или биогенная седиментация. Классический пример современного накопления химически или биохимически осажденных известняков можно наблюдать на Большой Багамской банке, расположенной юго-восточнее Флориды. Холодные придонные воды поднимаются с глубины и растекаются над мелководной Багамской банкой; здесь они нагреваются и теряют часть растворенной двуокиси углерода, обусловливая пересыщение воды $CaCO_3$. Последний выпадает из раствора, вероятно, при гниении водорослей в виде мелких игольчатых кристаллов метастабильного арагонита. Перемещаясь при слабом воздействии волн и течений, осажденные микроконкреции $CaCO_3$ образовали крупные отмели или подводные дюны известкового песка.

В заливах шельфовых морей в условиях аридного климата могут осаждаться эвапориты. Некоторые из эвапоритовых отложений представлены ритмичным переслаиванием тонких пропластков, причем каждый ритм сложен перемежающимися прослоями кальцита, ангидрита или галита с магнезитом, гипсом или хлоридами. Эти ритмы, возможно, отражают годовые циклы испарения.

Континентальный склон и океаническое дно. Осадки, аккумулирующиеся на континентальных склонах и на глубоком дне океана, представлены преимущественно пелагическими илами. Нормальная скорость их накопления (исключая абиссальные равнины) чрезвычайно мала. В северной части Тихого океана, где приносимая ветром пыль является основным компонентом осадков, эта скорость оценивается примерно в 1 мм за тысячу лет, а в южной части Тихого океана, где большая часть осадка сложена аутигенным и органогенным материалом, она равна всего 0,5 мм.

Котловины. Различие обстановок седиментации на дне котловин зависит от влияния циркуляции на содержание кислорода в воде. Различаются несколько типов котловин, в которых циркуляция определяется наличием единственного мелководного входа (фиг. 7-16):



ФИГ. 7-16. Четыре типа морских котловин с различной циркуляцией вод (*Emery K. O.*, The Sea off Southern California, Wiley, 1960).

1. Если испарение воды с акватории котловины превышает приток с прилегающей суши, то по мере повышения концентрации солей вода котловины становится более плотной и погружается на дно (фиг. 7-16, *а*). Приток воды происходит по поверхности, а на глубине образуется противотечение вытекающей из котловины более плотной воды. Погружающаяся поверхностная вода содержит много кислорода, и на дне бассейна создаются окислительные условия. В осадках дна органическое вещество не сохраняется. Примером является бассейн Средиземного моря. Подобные же условия преобладают в полярных областях, где остаточная концентрация солей в поверхностной воде определяется замерзанием поверхности моря (фиг. 7-16, *б*).

2. Если, напротив, приток воды в котловину больше, чем испарение, то легкая пресная вода движется по поверхности из котловины в открытое море (фиг. 7-16, *в*). Циркуляция в глубоких слоях, если она вообще происходит, осуществляется за счет более глубоких вод океана, втекающих в котловину. Циркуляция в котловине замедлена, кислород в основной своей массе расходуется, и на дне котловины создается восстановительная обстановка, благоприятная для сохранения органического вещества и осаждения сульфидов. К этому типу относятся Черное море и многие фьорды Норвегии.

3. Котловины третьего типа имеют более тесную связь с морем. Характер их гидрологического режима определяется самой большой глубиной входа (порога), через который в него проникает океаническая вода (фиг. 7-16, *г*). Содержание кислорода в океанической воде поддерживается у поверхности на уровне насыщения благодаря смешению с воздухом и фотосинтезу. Растения обеспечивают питание для других организмов только в верхних 100 м, куда проникает солнечный свет. По мере того как органическое вещество отмерших растений и животных погружается в более глубокие слои воды, оно потребляется другими организмами, использующими растворенный кислород для получения энергии при окислении этой пищи. Поэтому содержание кислорода в воде на глубине 500—700 м падает до минимального значения, составляющего примерно 0,1 его концентрации у поверхности. Ниже этой глубины содержание кислорода медленно увеличивается, достигая на глубине 2000 м значения, равного примерно 2/5 поверхностного. Такая же концентрация его сохраняется и на бóльших глубинах. Содержание кислорода в водах котловин с порогом, находящимся на уровне кислородного минимума (между 500 и 700 м), будет низким, что ведет к созданию восстановительной обстановки. Если же порог лежит выше или ниже этого уровня, условия в котловине будут окислительными.

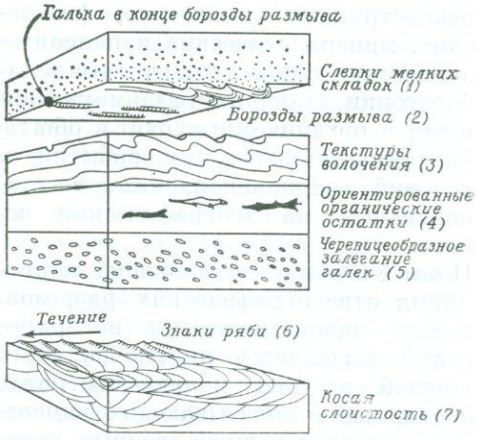
Обстановка на дне котловины определяется также близостью суши. Там, где наблюдается интенсивное поступление обломочного материала, как, например, в Средиземном море вблизи от устья Роны или в бассейнах, непосредственно примыкающих к побережью Южной Калифорнии, темп накопления осадков, выпадающих из поверхностных слоев воды, очень высокий. На дно котловины с соседней суши низвергается множество мутьевых потоков, быстро ее заполняющих. Котловины, отделенные от суши подводными хребтами, подобные впадинам, несколько удаленным от южнокалифорнийского побережья, не содержат турбидитовых отложений, и скорость осадконакопления здесь гораздо ниже.

Абиссальные равнины. Некоторые участки океанического дна, прилегающие к суше, характеризуются чрезвычайной выровненностью и необычно большой мощностью верхнего слоя с низкой скоростью распростра-

нения сейсмических волн, который рассматривается как толща молодых осадков. Полагают, что эти осадки принесены турбидитными потоками с соседних территорий или с континентального шельфа. За последние несколько лет по внезапному и одновременному разрыву подводных кабелей было зафиксировано несколько случаев турбидитных потоков. Гигантский турбидитный поток, вызванный в 1929 г. землетрясением неподалеку от Большой Ньюфаундлендской банки, вероятно, отложил тонкий покров осадков на большей части абиссальной равнины в западной части Северной Атлантики. Поэтому отложения любой абиссальной равнины представлены переслаиванием турбидитовых осадков с тонкими пелагическими илами; в стратиграфическом разрезе это выглядит как толща тонкого переслаивания песчаников или граувакк с темноцветными глинистыми породами. Накоплением турбидитовых осадков объясняют выровненность дна и наличие мощных толщ отложений в глубоководных желобах, соседствующих с массивами суши, особенно в Перуанско-Чилийском и Алеутском желобах.

Палеогеографическая реконструкция

Комплекс данных по стратиграфии, литологии, осадочным текстурам и биофациям представляет основу, на которой проводится палеогеографическая реконструкция. Обычно такого типа обобщение охватывает довольно обширный район и восстанавливает условия, которые превалировали в нем на протяжении выбранного интервала геологического времени, например юго-восточную часть Англии и север Франции во второй половине мелового периода. Мы уже видели, как много сведений об обстановке осадконакопления заключено в характерных разрезах



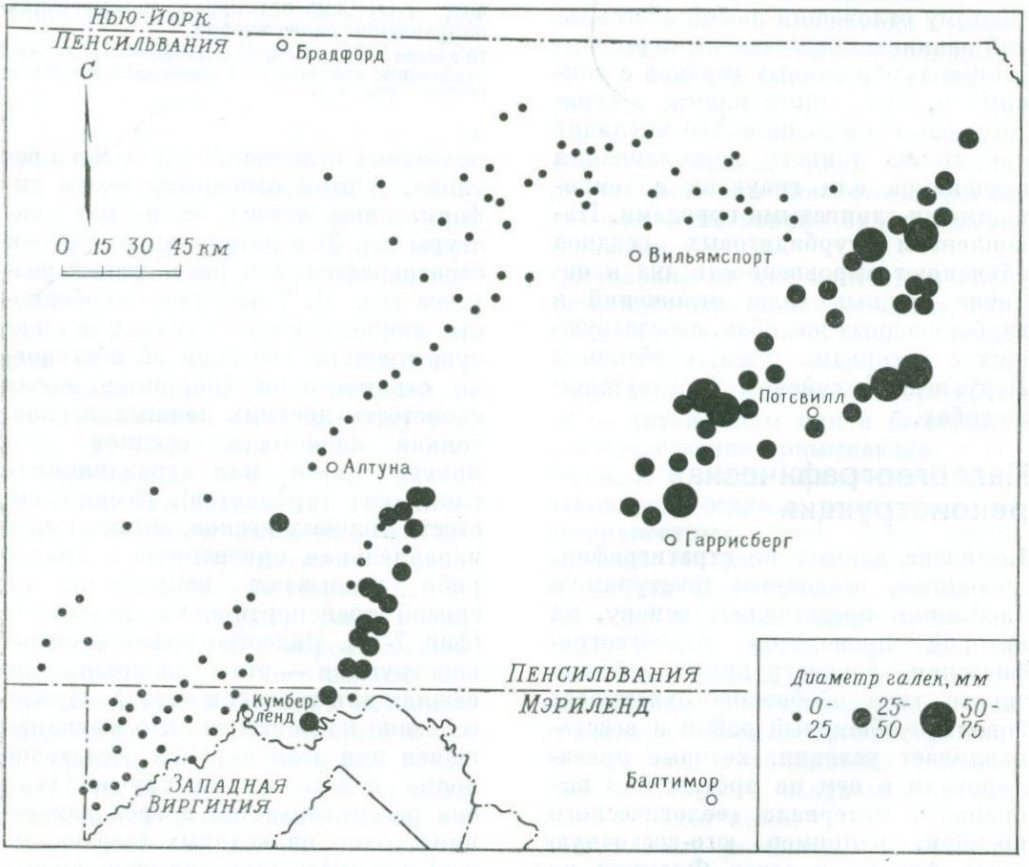
ФИГ. 7-17. Семь признаков, указывающих направление палеотечений.

Признаки *1—3* обычно встречаются в толщах турбидитов; признаки *5—7* характерны для пород речного генезиса.

осадочных отложений изучаемого региона. В этом отношении очень информативны также осадочные текстуры (гл. 3) и материалы о дробном стратиграфическом расчленении разрезов (гл. 4). Текстурные особенности, такие, как слоистость, содержат существенные сведения об обстановке седиментации (например, косая слоистость древних дюнных песков, тонкая слоистость осадков ледниковых озер или градационная слоистость турбидитов). Косая слоистость эоловых песков, симметрия и параллельная ориентировка знаков ряби указывают направление и способ транспортировки материала (фиг. 7-17). Палеогеографическая реконструкция — это сложная, но важная для геологии задача. Нужно особенно подчеркнуть, что выявляющаяся при этом картина достаточно полна только в том случае, если она рассматривается в трех измерениях, одно из которых (вертикальное) отражает геологическое время. Работа такого рода опирается как на полевые исследования, так и на анализ построенных карт и разрезов. Только после палеогеографической

реконструкции химические, физические, минералогические и палеонтологические данные, полученные в лаборатории, становятся взаимоувязанными и органически входят в общую картину геологических событий и условий осадконакопления, восстановленных на географической основе.

После того как установлена корреляция стратиграфических разрезов, между одновозрастными поверхностями выделяется ряд пачек. Для каждой из них можно построить серию карт, показывающих изменение каких-либо существенных параметров. Одна карта, к примеру, будет показывать изменения мощности пачки, что графически выражается линиями равных мощностей, или *изопахитами* (фиг. 7-19 и 7-24). Карты могут показывать также изменения среднего или максимального размера зерен в песчаниках или конгломератах (фиг. 7-18) и распространение характерных минералов или типов пород в конгломерате. Серия карт, называемых *литофациальными* (например, фиг. 7-24 и 7-28), отразит процентное содержание конгломератов, песчаников или глин в данной пачке, или отношение суммы песча-



ФИГ. 7-18. Распределение галек по размерам в формации Поконо в Пенсильвании и Мэриленде.

Заметно уменьшение их размеров с удалением от источника сноса, располагавшегося на юго-востоке. Направление наклона косой слоистости в песчаниках также показывает, что водные потоки, переносившие обломочный материал, были направлены к северо-западу (*Pelletier B. R.*, Geol. Soc. Am. Bull., **69**, № 8, pp. 1033—1064, 1958).

ников и конгломератов к глинам, или же отношение обломочных отложений к хемогенным. Другие литофациальные карты могут просто показывать районы преобладания каждого литологического типа отложений. Строятся также карты, на которых суммируются данные о направлениях течений, полученные при изучении косой слоистости, характера напластования и других материалов. Когда уже построена серия карт различного содержания, может быть создана интерпретационная модель седиментационного бассейна. Это по существу палеогеографическая карта региона, на которой настолько детально, насколько позволяет материал, показаны береговые линии, горы и возвышенности, являвшиеся источниками сноса, области континентального и морского осадконакопления и глубины моря; кроме того, в нагрузку карты может входить положение морских течений, речные системы и направления ветров. Совместно с палеогеографической реконструкцией может рассматриваться и тектоническая история региона. Приведенные ниже в этой главе три примера основаны на подобном восстановлении обстановок осадконакопления.

Тектоническая интерпретация осадочных фаций

Сопоставление влияния тектонического и эвстатического факторов

В любом стратиграфическом разрезе изменение литологии по вертикали от слоя к слою или от одной формации к другой отражает изменения источников сноса, условий транспортировки материала и обстановки осадконакопления за соответствующий промежуток геологического времени. Наиболее отчетливо изменение осадочных фаций в разрезе отражает влияние обстановки осадконакопления. Особо важную роль играет один фактор — относительная глубина или высота участка, где отлагались осадки, по сравнению с уровнем моря. Положение этого участка в свою очередь определяется совместным воздействием *диастрофических* (тектонических) движений и *эвстатических* колебаний уровня моря. Изменения глубины, которые непосредственно определяются деформациями земной коры в области седиментации, называются тектоническими (диастрофическими). Они могут охватывать крупные участки коры и продолжаться на протяжении длительных интервалов геологической истории, например последовательность тектонических движений, происходивших по крайней мере в течение всего ордовика и силура и наиболее ярко выраженных в каледонских сооружениях на севере Шотландии и в Скандинавии (гл. 12). Эвстатические же колебания уровня моря имеют глобальное значение, так как они одновременно и в равной мере влияют на все области осадконакопления.

Эвстатические колебания уровня моря обязаны своим происхождением либо значительным изменениям средней глубины океанов, либо же изменениям общего объема океанических вод. Такие события очень трудно, а скорее всего просто невозможно установить на древних этапах геологической истории. Наиболее значительное выявленное к настоящему времени прогибание океанического дна — это погружение на 1500 м за последние 100 млн. лет обширного района, поднятия Дарвина, в западной части Тихого океана. Это крупнейшее тектоническое прогибание, если оно не было компенсировано поднятием дна где-нибудь в другой области, должно было вызвать глобальное эвстатическое понижение уровня моря примерно на 150 м. Образование континентального ледниково-

вого покрова во время последней эпохи плейстоценового оледенения обусловило постоянное удаление в атмосферу воды из океана. В результате уровень моря понизился на 130 м по сравнению с нынешним его положением. Это уже давно было установлено, так как затопленные долины, которые образуют многие из нынешних гаваней, были выработаны в субаэральных условиях до того, как уровень океана вновь поднялся до современного вследствие таяния отступающих ледников. Если бы таяние продолжалось и в конечном счете оказались бы уничтожены ледниковые покровы Антарктиды и Гренландии, мировой уровень океана поднялся бы еще на 45 м.

Связь осадконакопления с тектоникой

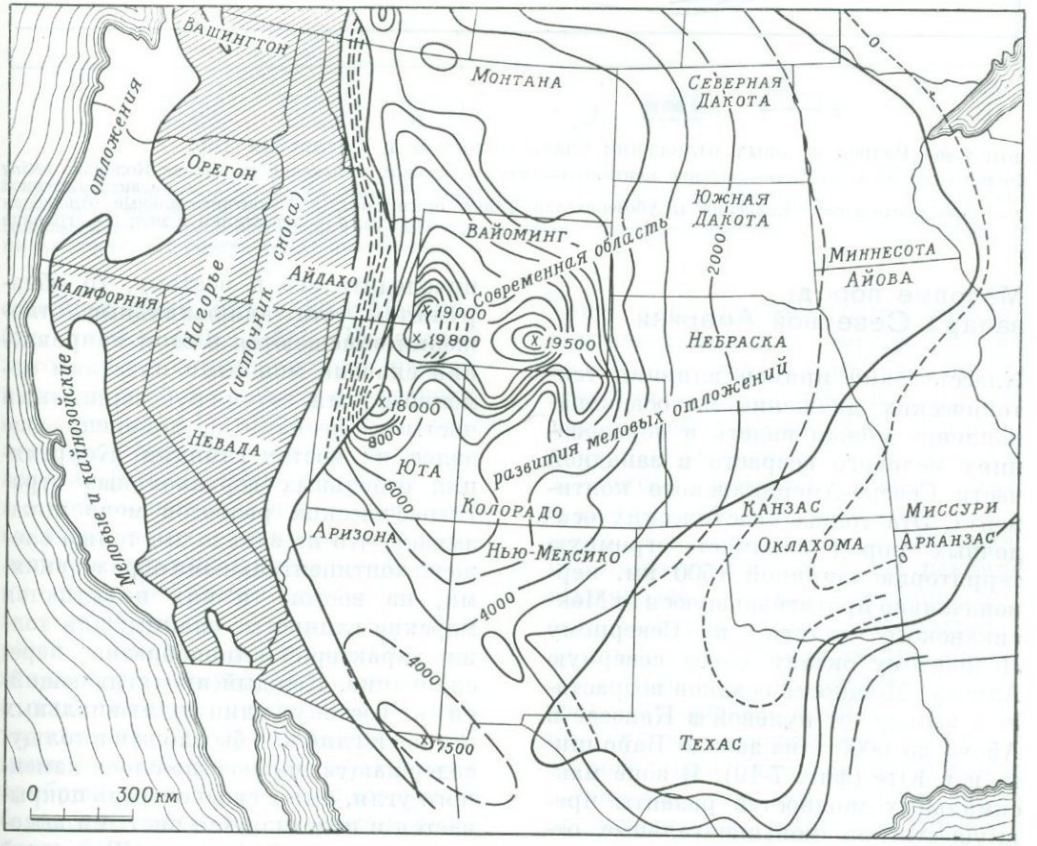
В общем изменения локальной обстановки осадконакопления, отраженные в различии фациальных типов отложений в любом мощном вертикальном разрезе толщи пород, указывают на связь между седиментацией и деформациями земной коры с течением времени. Если темп осадконакопления превышает скорость тектонического прогибания дна седиментационного бассейна, обстановки и отражающие их фации будут изменяться от относительно глубоководных к более мелководным морским, через переходные до континентальных. Крайний случай — это заполнение стабильного бассейна, дно которого находится на постоянном уровне во время всего седиментационного цикла. Если же, напротив, скорость прогибания больше, чем скорость осадконакопления, то вверх по разрезу мелководно-морские фации будут сменяться более глубоководными, например конгломераты будут замещаться песчаниками, а те в свою очередь глинами. Для некоторых геосинклиналей типично общее равновесие между осадконакоплением и синхронным ему тектоническим прогибанием. Таковы, например, мезозойские толщи, выполняющие Андскую геосинклиналь, сложенные лавовыми потоками и пирокластическими породами с прослоями мелководно-морских и континентальных отложений суммарной мощностью по крайней мере 30 км.

По изменению литологических особенностей осадочных пород можно установить также характер тектонических движений в области сноса. К примеру, присутствие пластов конгломерата с валунами неустойчивых к разрушению пород, таких, как известняки, указывает на быструю транспортировку материала и расчлененный рельеф области сноса. Можно предположить, что там произошло резкое поднятие, сопровождавшееся эрозионной деятельностью. О подобных же условиях свидетельствует обилие в песчаниках легко разрушающихся минералов, таких, как полевые шпаты и пироксены. Отсутствие же таких минералов еще не доказывает сглаженный рельеф в области сноса. Быстрое течение процессов выветривания в гумидном тропическом климате может компенсировать влияние высокогорного рельефа, и все образующиеся осадки будут вследствие этого представлены преимущественно мелкозернистыми кварцевыми песками и глинами.

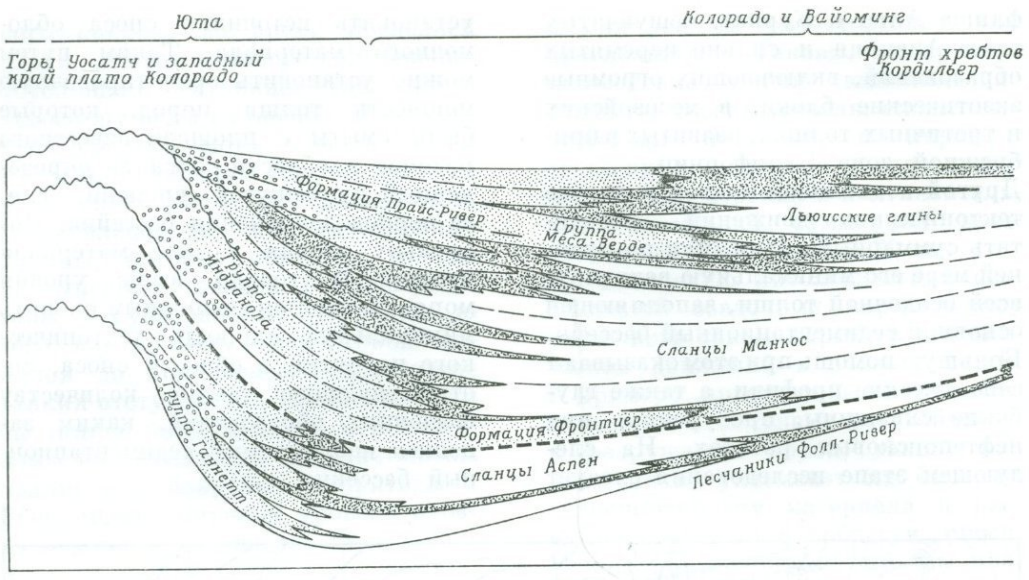
Склон глубоководного океанического бассейна в результате деформаций и сбрососбразования может стать весьма крутым. Отложенные на крутом склоне осадки часто образуют огромные оползни, доходящие до океанического дна. В стратиграфическом разрезе отложения оползней обычно имеют совершенно хаотическую внутреннюю текстуру, блоки песчаников погребены здесь среди глинистых пород, слои глин и песков собраны в многочисленные складки и разорваны сложной системой нарушений. По-видимому, именно таково происхождение отложений дикого

флиша Альп и Карпат, чешуйчатых глин Апеннин и сильно перемятых образований, включающих огромные экзотические блоки, в мезозойских и третичных толщах, развитых в прибрежной зоне Калифорнии.

Другой возможный подход к оценке тектонических движений — подсчитать суммарный объем (или по крайней мере его минимальную величину) всей осадочной толщи, заполняющей основной седиментационный бассейн. Большую помощь при этом оказывают сейсмические профили, а также глубокие скважины, пробуренные при нефтепоисковых работах. На следующем этапе исследования следует установить источники сноса обломочного материала. Таким путем можно установить ориентировочную мощность толщи пород, которые были смыты с площади известного размера в области сноса за определенный промежуток времени, т. е. за период заполнения бассейна. Поскольку эрозия и снос материала происходят только выше уровня моря, становится возможным оценить минимальную скорость тектонического поднятия в области сноса, соответствующую такому количеству осадочных образований, каким заполнен наблюдаемый седиментационный бассейн.



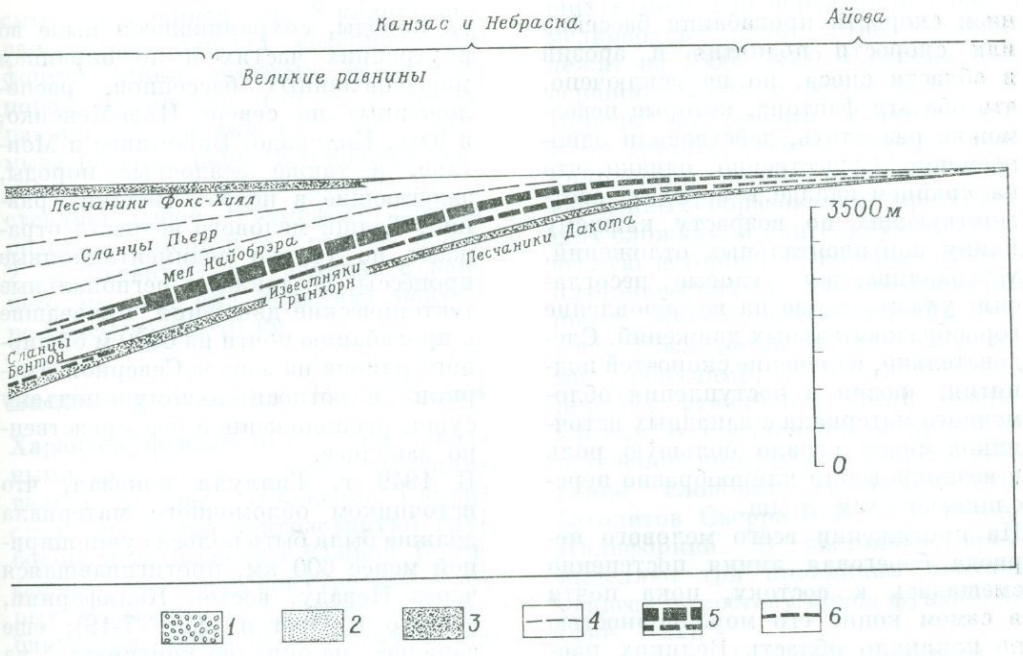
ФИГ. 7-19. Карта мощности меловых отложений на западе США (по Гиллули, 1963).
Мощности в футах, штриховые линии — предполагаемые изопахиты (*Bateman P. C., Wahrhaftig C.*, Calif. Div. Mines and Geology Bull. 190, p. 126, 1966).



ФИГ.7-20. Разрез меловых отложений плато Колорадо и Скалистых гор.
Видно клинообразное переслаивание континентальных и морских отложений на западе Колорадо (*King* развитие Северной
1 — континентальные отложения (грубозернистая фация предгорий); *2* — континентальные отложения породы; *5* — известняки и мел; *6* — граница

Меловые породы запада Северной Америки

Классический пример влияния тектонических движений на осадконакопление можно видеть в образованиях мелового возраста в западной части Северо-Американского континента. Эта толща кластических осадочных пород занимает огромную территорию шириной 1500 км, первоначально протягивавшуюся от Мексиканского залива к Северному Ледовитому океану через северную Аляску. Мощность осадков возрастает к западу, от нулевой в Канзасе и Айове до 6000 м на западе Вайоминга и в Юте (фиг. 7-19). В зоне максимальных мощностей развиты преимущественно континентальные отложения, грубозернистые на западе и тонкозернистые на востоке этой зоны. Если взять определенный стратиграфический интервал толщи и проследить его к востоку, то обнаружится, что аллювиальные отложения замещаются в этом направлении сначала мощными пластами каменного угля, затем грубозернистыми чистыми песками и, наконец, еще далее на восток глинами. Корреляция отдельных вертикальных стратиграфических разрезов мела показывает, что на западе эта толща сложена континентальными образованиями, на востоке в них появляются морские глинистые сланцы; для толщи характерно клинообразное переслаивание. Каждый протягивающийся к востоку клин аллювиальных песков и глин как бы вложен в толщу, содержащую множество слоев каменного угля, а та в свою очередь покрывается и подстилается чистыми высокопроницаемыми песками. Широтный разрез меловых отложений показан на фиг. 7-20, а на фиг. 7-21 можно видеть более детальный разрез их в



P. B., Evolution of North America, Princeton Univ. Press, 1959. См. русский перевод: *Кинг Ф.*, Геологическое Америки, «Мир», М., 1961).
(тонкозернистая угленосная фация); *3* — морские и солоноватоводные песчаники; *4* — морские глинистые между нижне- и верхнемеловыми отложениями.

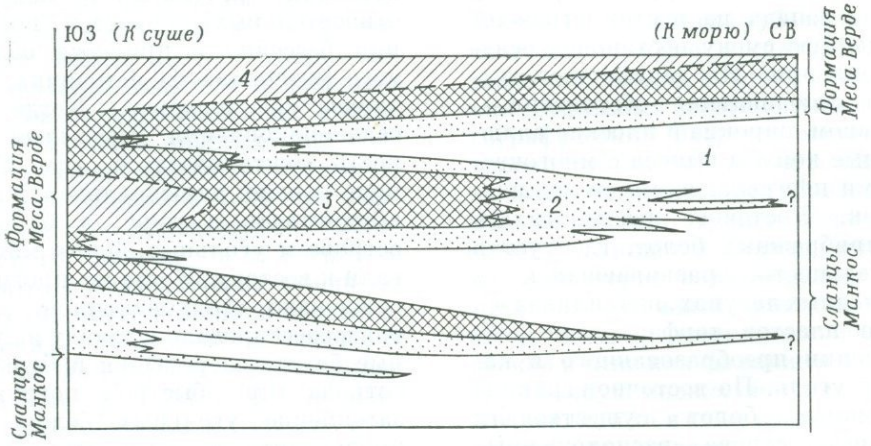
северной части штата Нью-Мексико (см. также фиг. 7-14). Изменение литологии в одновозрастных пачках пород с запада на восток отражает постепенную смену обстановок осадконакопления. На западе господствовала флювиальная обстановка — в основном широкие и плоские аллювиальные конусы выноса с многочисленными пересекающими их долинами рек. Восточнее располагалась зона прибрежных болот, где густая растительность, развивавшаяся в мелководных лагунах, накапливалась в виде пластов торфа, позже при уплотнении преобразованного в каменный уголь. По восточной границе прибрежных болот существовали барьерные острова, расположенные вдоль берега, с песчаными пляжами со стороны моря. Далее простиралось мелководное море, где осаждались илы и алевриты, представленные ныне алевролит-глинистыми породами.

Такое клинообразное переслаивание континентальных и морских фаций является результатом изменения относительных скоростей погружения бассейна и привноса обломочного материала из источника, находившегося западнее. Когда темп осадконакопления превышал скорость тектонического прогибания, море мелело, аллювиальная равнина выдвигалась в море, а барьерные острова и угольные болота мигрировали к востоку. Когда же прогибание опережало осадконакопление, море трансгрессировало к западу на угольные болота, перемещая и барьерные острова (при быстром погружении затопление угольных болот могло происходить до того, как успевали сформироваться барьерные острова). Именно таким образом возникло клинообразное переслаивание морских и континентальных отложений. Процесс контролировался измене-

нием скорости прогибания бассейна или скорости поднятия и эрозии в области сноса, но не исключено, что оба эти фактора, которые невозможно разделить, действовали одновременно. Существенно, однако, что на крайнем западе в породах, соответствующих по возрасту каждому клину континентальных отложений, устанавливаются угловые несогласия, указывающие на возобновление горообразовательных движений. Следовательно, изменение скоростей поднятия, эрозии и поступления обломочного материала с западных источников сноса играло большую роль в возникновении клинообразно переслаивающихся толщ.

На протяжении всего мелового периода береговая линия постепенно смещалась к востоку, пока почти в самом конце его море полностью не покинуло область Великих равнин, где отложились континентальные осадки. После этого весь регион испытал поднятие амплитудой 500—20 000 м, и осадочный покров был здесь в значительной мере уничтожен. Свидетельством заполнения мелового морского бассейна являются породы, сохранившиеся ныне во внутренних частях и по окраинам многочисленных бассейнов, расположенных на севере Нью-Мексико, в Юте, Колорадо, Вайоминге и Монтане, а также осадочные породы, залегающие в недрах Великих равнин. Толщи мелового возраста отражают не только седиментационные процессы, но также и региональные тектонические движения, приведшие к прогибанию почти на 6000 м обширного района на западе Северной Америки и относительному подъему суши, расположенной непосредственно западнее.

В 1949 г. Гиллули показал, что источником обломочного материала должна была быть полоса суши шириной менее 600 км, протягивавшаяся через Неваду, восток Калифорнии, Айдахо и Орегон (фиг. 7-19); еще западнее, на окраине континента, на протяжении мелового периода отлагалась толща морских осадков, мощность которых достигает местами 9500 м. В усовершенствованном расчете, опубликованном в 1963 г., Гиллули показал, что в пределах этой полосы суши должна была быть



ФИГ. 7-21. Характер клинообразного переслаивания континентальных и морских отложений в хорошо обнаженных разрезах меловых отложений на северо-западе Нью-Мексико (*Sears J. D., Hunt C. B., Hendricks T. A.*, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 193-F, p. 108, 1941).

1 — морские глины; *2* — прибрежные и пляжевые песчаники; *3* — лагунные отложения (переслаивающиеся угли, глины и песчаники); *4* — континентальные пойменные отложения.

смыта по крайней мере 8-километровая толща, давшая материал для формирования меловых осадочных пород Скалистых гор и Великих равнин. Поскольку в области размыва развиты раннемезозойские осадочные породы и она доныне представляет собой геоморфологическое поднятие высотой в среднем более 2 км, очевидно, что начиная с раннего мезозоя она испытала подъем не менее чем на 10 км.

Бассейны Южной Калифорнии

Характер фундамента. С мелководными морями, в которых накапливались меловые отложения Скалистых гор, резко контрастируют глубоководные бассейны Южной Калифорнии, геологическое строение которых исключительно хорошо изучено благодаря поисковым работам на нефть. Этот тип бассейнов, видимо, весьма обычен для мобильных поясов земного шара; примером его являются современные котловины в пределах континентального бордерленда вдали от побережья Южной Калифорнии.

Южная Калифорния (фиг. 7-22) представляет собой регион с горным рельефом, расчлененным плоскими речными долинами, следующими вдоль геологических структур. Хребты достигают высоты 3500 м; они отделены от долин крутыми активными разломами (как сбросами, так и взбросами), причем для многих из них характерно существенное горизонтальное смещение. Осадочные породы хребтов обычно смяты в складки, которые прослеживаются также под горизонтальной поверхностью долин и иногда выражены на ней в виде цепей невысоких холмов. Рельеф такого характера наблюдается и в море, где вершины некоторых хребтов выступают над поверхностью воды в виде островов, таких, например, как Санта-Крус и Санта-Каталина. Однако большая часть уходящих в море гор образует подводные мелководные банки. Дно котловин лежит на 1000—2000 м глубже, чем вершины банок и островов.

Породы фундамента в котловинах и на горных хребтах представлены комплексом метаморфических и изверженных образований, претерпевших сложную и длительную геологическую историю. Некоторые из этих плутонических и метаморфических пород имеют докембрийский возраст. Последними же геологическими событиями, запечатленными в породах фундамента, были позднеюрская и среднемеловая орогении, в течение которых произошло внедрение сложных гранодиоритовых батолитов Сьерра-Невады и Южной Калифорнии. В настоящее время выделяют три провинции, различающиеся по составу пород фундамента (фиг. 7-22).

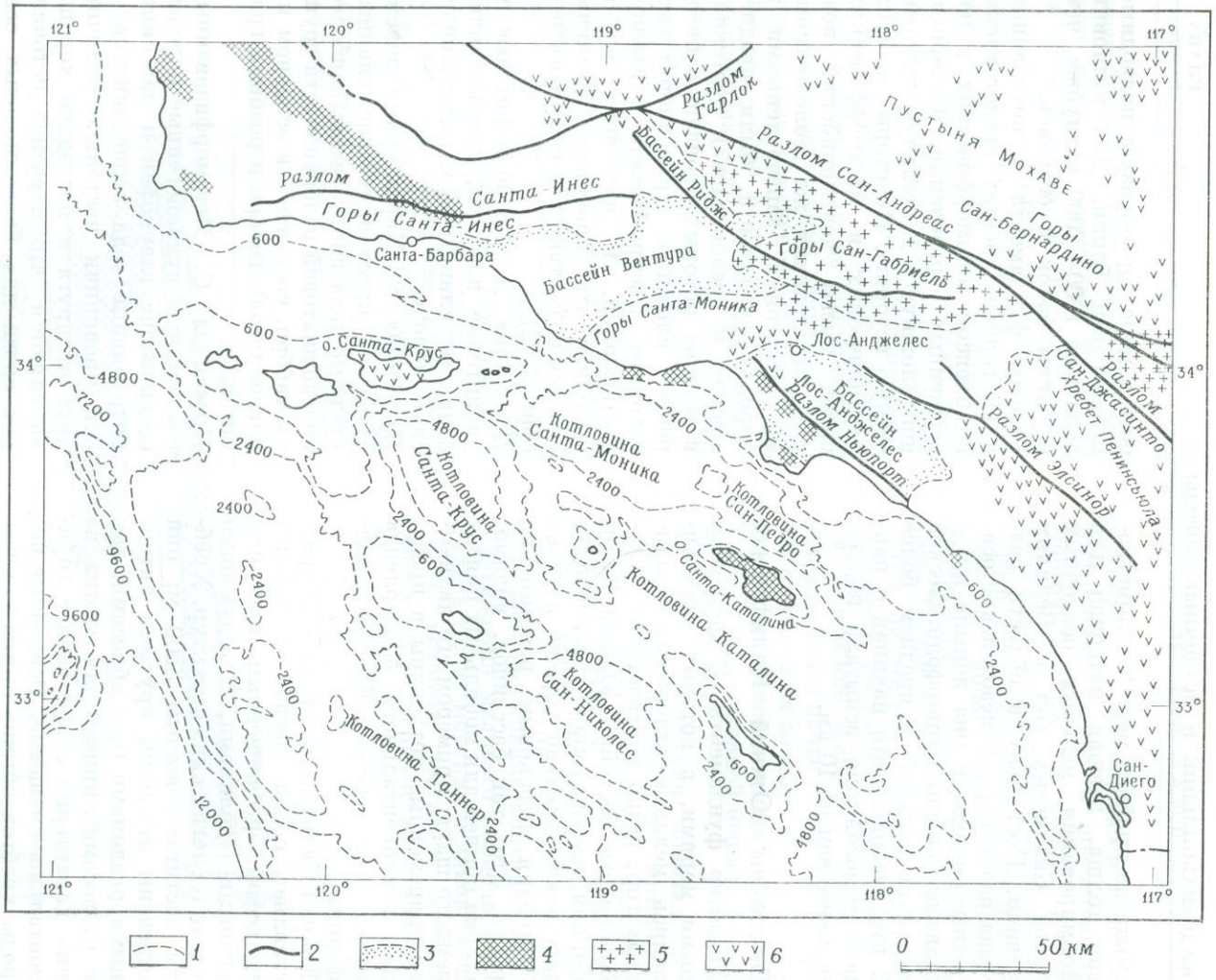
Провинция А. Гранодиоритовые и диоритовые плутоны, прорывающие аспидные сланцы и метавулканические породы.

Провинция В. Характерные докембрийские кристаллические сланцы, крупные тела анортозитов (наиболее полевошпатовой разновидности группы габбро, состоящей в основном из плагиоклаза), габбро и розовых гранитов.

Провинция С. Метаморфизованные осадочные и вулканогенные породы, содержащие глаукофан и лавсонит, интрузивные тела серпентинитов.

Эти провинции настолько отличны друг от друга и настолько хорошо выделяются, что изучение источников сноса для более молодых осадочных толщ, выполняющих бассейны, не встречает серьезных трудностей.

Вслед за среднемеловой орогенией в течение примерно 10 млн. лет на фундаменте Южной Калифорнии сформировались участки поверхности с относительно низким рельефом. Последующая аккумуляция осадков была локализована в четко очерчен-

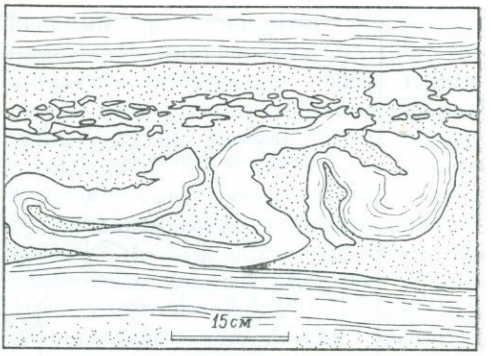


ФИГ. 7-22. Карта размещения седиментационных бассейнов и распространения метаморфических и изверженных пород фундамента на юге Калифорнии (*Yerkes R. F. et al.*, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 420-A, 1965).

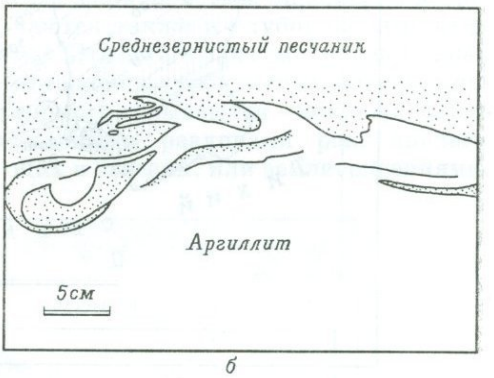
1 — изогипсы фундамента, футы; *2* — основные разломы; *3* — плиоценовые толщи заполнения бассейнов Лос-Анджелес и Вентура; *4* — провинция *C*; *5* — провинция *B*; *6* — провинция *A*.

ных седиментационных бассейнах двух разновозрастных типов, которые мы сейчас и рассмотрим.

Бассейны Лос-Анджелес и Вентура. Первыми осадками, отложившимися на эродированной поверхности фундамента в этой части Южной Калифорнии, были континентальные пески, глины и галечники, переслаивающиеся с мелководно-морскими конгломератами и песчаниками. Разрез толщ, накопившихся за время от позднего мела до раннего миоцена в пределах континента, где они ныне обнажены, представлен чередованием: 1) мелководно-морских песчаников и глин и 2) континентальных красноцветных пород (глины, песчаники и конгломераты, окрашенные в красные тона окислами железа и содержащие ископаемые остатки наземных млекопитающих, указывающие на семиаридный климат). Земная кора не была стабильна в этот период, о чем свидетельствует 5-километровая мощность этих отложений, накопившихся на отметках, близких к уровню моря, в бассейне Лос-Анджелес и отражающих значительное по амплитуде длительное прогибание дна бассейна. Близкая по мощности толща, накопившаяся в бассейне Вентура, сложена главным образом мелководно-морскими и континентальными породами. Лишь у северной окраины бассейна, где ныне располагаются горы Санта-Инес, литологические особенности пород и характер ископаемой фауны свидетельствуют о глубоководных условиях. Чтобы обеспечить столь огромное количество обломочного материала, горная область, охватывающая современные хребет Пенинсьюла, горы Сан-Габриель и Сан-Бернардино, за этот период осадконакопления (50 млн. лет) должна была испытать значительный подъем. Мы не знаем точно его амплитуду, поскольку неизвестна восточная граница области сноса. Часть осадков могла поступать даже с юга Аризоны



а



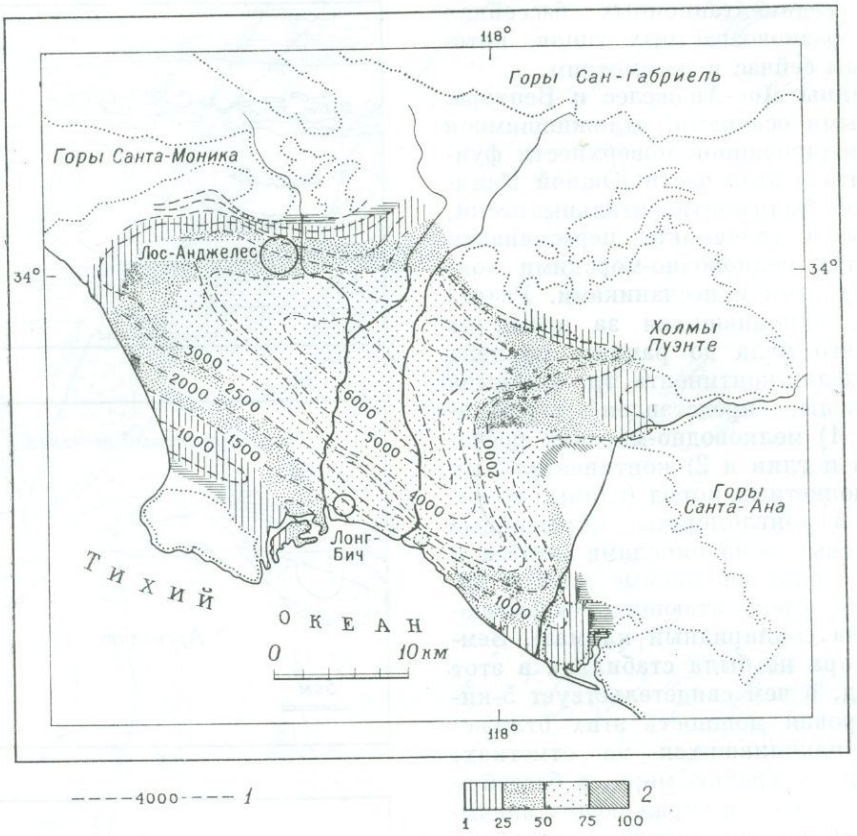
б



в

ФИГ. 7-23. Особенности отложений турбидитных потоков в бассейне Вентура.

а — перемятый глинистый пласт в градационных турбидитных песчаниках, вероятно отторгнутый и перемещенный турбидитным потоком; *б* — flame structure: языки глинистой породы проникали в подошву массивного песчаника (возможно, под воздействием веса перекрывающего песка после его отложения в виде турбидита) и переместились (вытянулись) справа налево в конечные стадии движения турбидитного потока; *в* — load pockets: концентрация крупных галек в промоинах, вымытых в подошве турбидитного слоя и впоследствии углублявшихся по мере того, как более древний песок выжимался кверху. *а* — скопировано с фотографии, *б*, *в* — по *Crowell J. C. et al.*, Calif. Div. Mines and Geology Spec. Rept., 1966.



ФИГ. 7-24. Карта мощностей и литофаций нижнеплиоценовых отложений бассейна Лос-Анджелес.

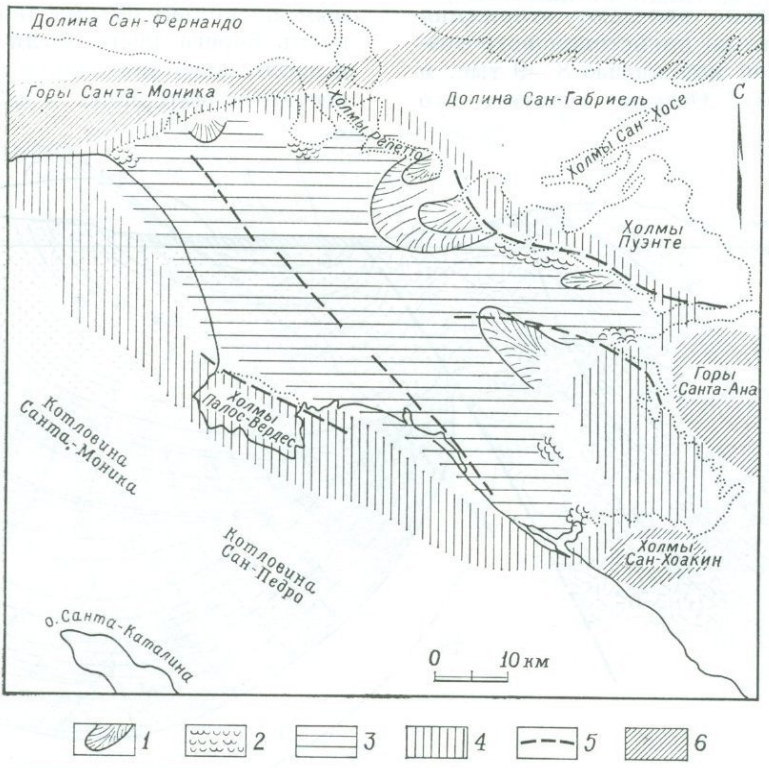
Хорошо видно, что грубозернистые осадки вносились в бассейн в двух-трех местах на его границе. *1* — изопахиты через 1000 футов (в южной части карты через 500 футов); *2* — содержание песчаников и конгломератов в разрезе, %.

и из северных районов Мексики, так как реки Колорадо в то время, по-видимому, не существовало.

В середине миоцена земная кора в Южной Калифорнии, видимо, испытала еще одну крупную деформацию. В начальный этап тектонических движений из каких-то пока неизвестных источников произошли обширные излияния андезитовых лав, покрывших большую часть рассматриваемого региона. Существование более древних приподнятых участков суши вдоль юго-западной границы бассейна Лос-Анджелес (ныне это котловины Санта-Моника и Сан-Педро) доказывается находками здесь во многих пунктах грубой брекчии среднемиоценового возраста, содержащей многочисленные блоки кристаллических сланцев с глаукофаном. К востоку эта брекчия клинообразно переслаивается со светло-серыми и белыми кремнистыми сланцами, почти нацело состоящими из раковин диатомей (одноклеточных кремнистых водорослей). Оба бассейна, и Лос-Анджелес и Вентура, быстро прогибались, причем скорость прогибания намного превышала скорость поступления терригенного материала; палеонтологи в перекрывающих отложениях верхнего миоцена и плиоцена обнаружили фораминиферы, близко родственные или даже полностью идентичные видам,

которые обитают сегодня только на глубинах 700—2000 м.

Глубоководные верхнемиоценовые и плиоценовые осадочные толщи обоих бассейнов образованы двумя чередующимися в разрезе литофациями, в каждой из которых преобладают соответственно глинистые или песчаные породы. Не вызывает сомнения, что пласты глин отлагались в относительно глубоком море, поскольку они содержат фауну глубоководных фораминифер. Песчаные пласты, мощность каждого из которых колеблется от нескольких сантиметров до нескольких метров, характеризуются градационной слоистостью; в некоторых из них валуны и гальки в подошве постепенно замещаются вверх по разрезу грубозернистыми песками до алевритов в кровле пласта. В других пластах обнаруживаются перемятые глыбы глинистых пород неправильной формы (фиг. 7-23, *а*). Контакт их с подстилающими слоями неровный; гребневидные и иных очертаний выступы в подстилающих слоях рассматриваются как следы эрозии на морском дне, возникшие под воздействием турбидитных потоков (фиг. 7-17, 7-23, *б*, *в*). Фораминиферовая фауна песчаных пластов представлена по преимуществу мелководными видами, но встречаются также и глубоководные формы. Эти пласты рассматриваются как отложения турбидитных потоков, которые вызываются исключительно сильными разливами рек, впадающих в бассейн, или землетрясениями,



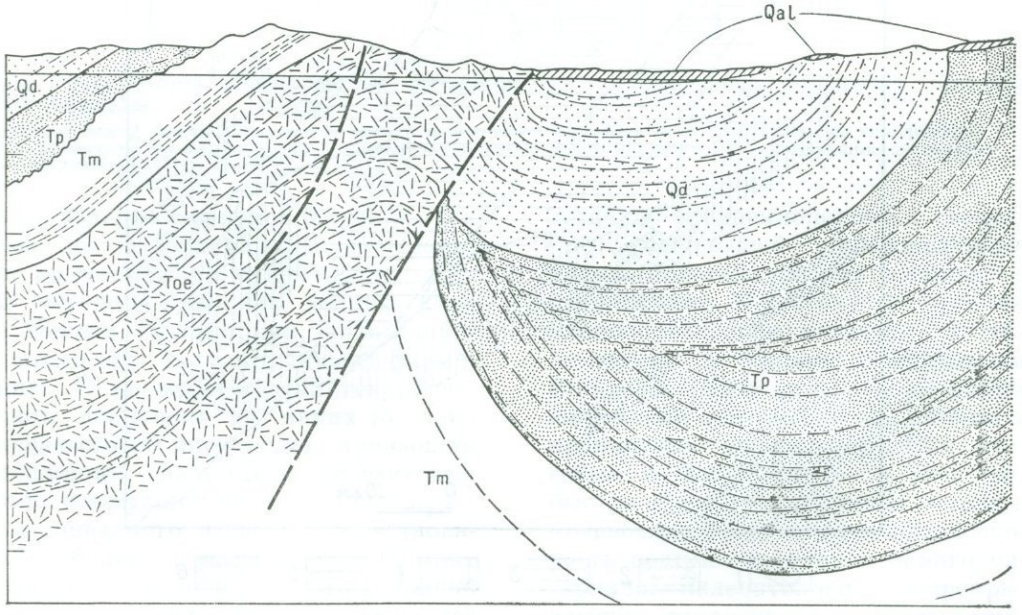
ФИГ. 7-25. Палеогеографическая карта бассейна Лос-Анджелес в раннем плиоцене (*Conrey B. L.*, Calif. Div. Mines Geol. Spec. Rept. 93, 1967).

1 — подводные конусы выноса; *2* — оползневые образования; *3* — дно бассейна; *4* — приподнятые участки дна (шельфовые области и т. п.); *5* — разлом; *6* — суша.

нарушающими неустойчивое равновесие мелководных осадков на подводных склонах и в верховьях подводных каньонов. Карта литофаций и мощностей нижнеплиоценовых отложений бассейна Лос-Анджелес приведена на фиг. 7-24, а палеогеографическая интерпретация этой карты — на фиг. 7-25.

В конечном счете оба бассейна были заполнены осадками. Бассейн Вентура, кроме того, испытал сильное тектоническое сжатие, был приподнят, и по северной и южной его границам образовались надвиги (фиг. 7-26). Бассейн Лос-Анджелес испытал значительно меньшие деформации — в его пределах развиты несколько антиклиналей, разрывы и по краям складчатость. В центральной же его части на фундаменте горизонтально залегают отложения от мелового до плейстоценового возраста общей мощностью 8—9 тыс. м (фиг. 7-27). Отсюда следует, что скорость осадконакопления была высокой и в течение 80 млн. лет составляла по крайней мере 1 см за 100 лет.

Котловины Санта-Моника и Сан-Педро. Вскоре после среднего миоцена гористая местность, находившаяся западнее бассейна Лос-Анджелес, испытала прогибание и на ее месте сформировались котловины Санта-Моника и Сан-Педро. В настоящее время обе они заполняются осадочными отложениями. Пески перемещаются к югу вдоль отмелей и пляжей от реки Санта-Клара и вдоль берега залива Санта-Моника и, по-видимому, попадают в верховья двух огромных подводных каньонов — Хьюним на северном и Редондо на южном окончании котловины Санта-Моника. Это можно считать доказанным, поскольку объемы движущегося вдоль берега песка были измерены и наблюдался значительный дефицит песчаного материала к юго-востоку

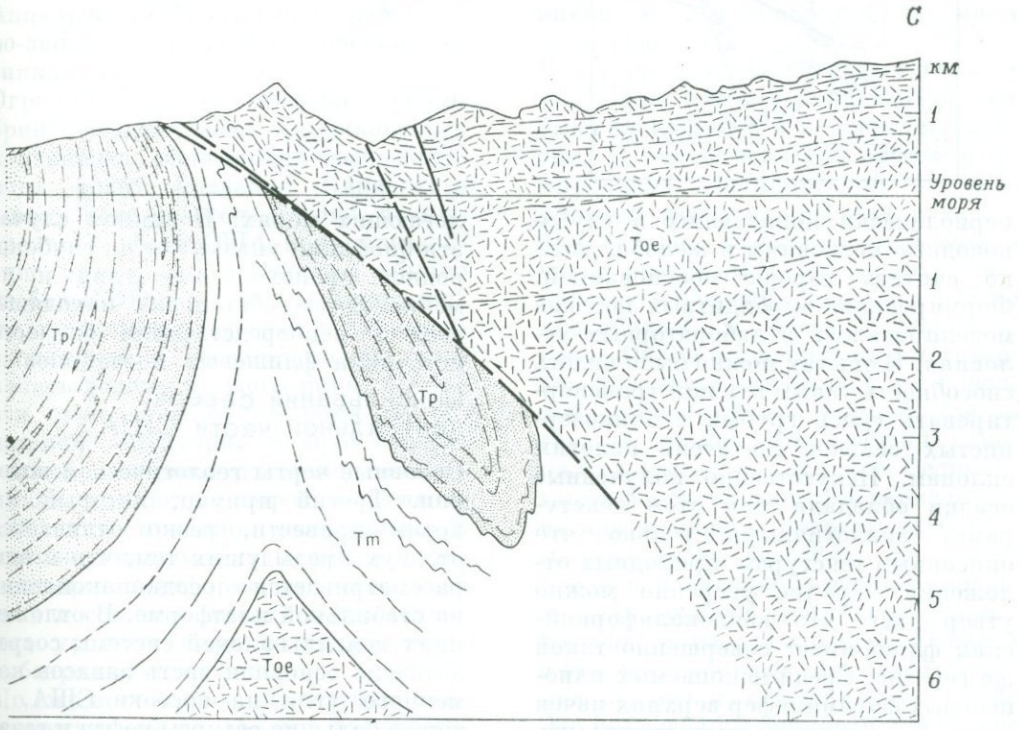


ФИГ. 7-26. Разрез бассейна Вентура.

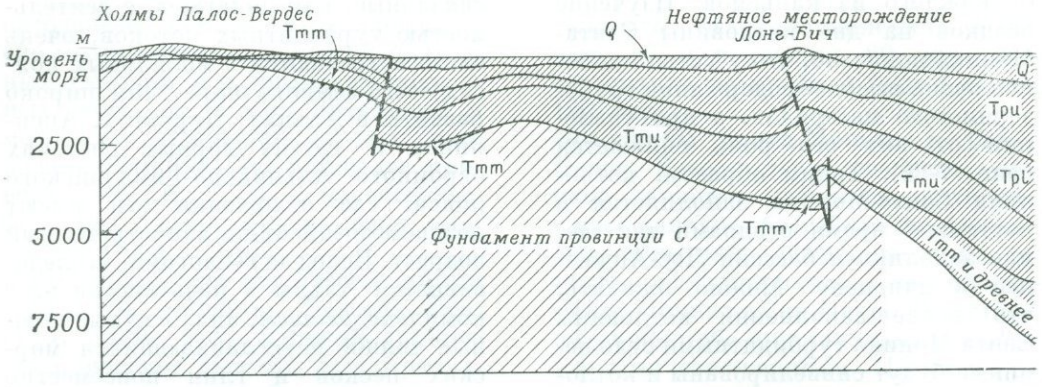
Показано резкое увеличение мощности плиоценовых пород и последующая деформация. Qal — Qd — складчатые нижнечетвертичные отложения; Tp — плиоценовые осадочные породы; Tm— миоценовые одинаковы (*Bailey T. L., Jahns R. H.*, Geology of the Transverse Range

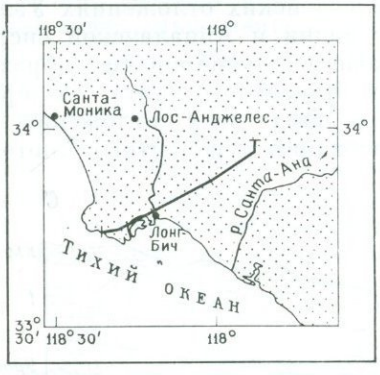
от каждого из каньонов. Изучение осадков на дне котловины Санта-Моника показало, что у устья каньонов очень высокое содержание грубозернистого материала, а при удалении от них его роль снижается (фиг. 7-28). Таким образом, котловина Санта-Моника заполняется в настоящее время осадками так же, как заполнялся бассейн Лос-Анджелес в плиоцене. Можно ожидать, что после заполнения котловины Санта-Моника турбидитными отложениями будут снивелированы и котловины, расположенные далее в море, куда в настоящее время поступает лишь небольшое количество пелагических осадков.

Флишевые отложения. Комплексы монотонно переслаивающихся песков и глин, похожие на толщи, заполняющие бассейны Калифорнии, и связанные, как полагают, с деятельностью турбидитных потоков, очень часто встречаются в мобильных поясах всего земного шара. Они широко развиты в Альпах, Карпатах, Апеннинах и других горных системах огромного Альпийско-Гималайского пояса, где отложения эти имеют позднемезозойский и раннетретичный возраст. Вслед за геологами, исследовавшими Альпы и назвавшими этот комплекс *флишем*, аналогичные мощные толщи переслаивающихся морских песков и глин повсеместно называют флишевой фацией. Флишевые фации были установлены в нижнепалеозойских отложениях Уэльса, Шотландии и Аппалачской системы и даже в докембрийских образованиях Канадского щита. Интерпретацию всех этих отложений как образований турбидитных потоков,



относительно слабо деформированные верхнечетвертичные аллювиальные отложения и галечники террас; осадочные породы; Toe — олигоценовые и эоценовые породы. Вертикальный и горизонтальный масштабы Province, Southern California, Calif. Div. Mines and Geology Bull. 190, 1954, с упрощениями).







периодически попадавших в глубоководные котловины и желоба, можно считать хорошо обоснованной. Формирование турбидитных потоков моделировалось в лабораторных условиях. В опытах можно было видеть способность таких течений транспортировать смесь грубых и тонкозернистых осадков по очень пологим склонам. Искусственно полученные осадки обладали при этом текстурами, аналогичными только что описанным текстурам природных отложений. Вполне уверенно можно утверждать, что южнокалифорнийский флиш имеет совершенно такой же генезис. Среди ископаемых плиоценовых фораминифер верхних пачек легко с несомненностью определить формы, почти совершенно идентичные современным мелководным и глубоководным видам, обитающим в прилегающих морях. В данном случае эти биофации указывают на глубоководное происхождение глин и на мелководную обстановку находящегося в непосредственной близости источника флишевых песчаников.

Пенсильваний севера центральной части США

Основные черты геологической истории. Третий пример, который мы хотим привести, резко отличается от двух предыдущих тем, что в нем рассматривается осадконакопление на стабильной платформе. В отложениях пенсильванской системы сосредоточена основная часть запасов каменного угля на востоке США, а также большие ресурсы нефти и газа. В интересующей нас сейчас области они приурочены к четырем бассейнам (фиг. 7-29). Мичиганский и Ил-



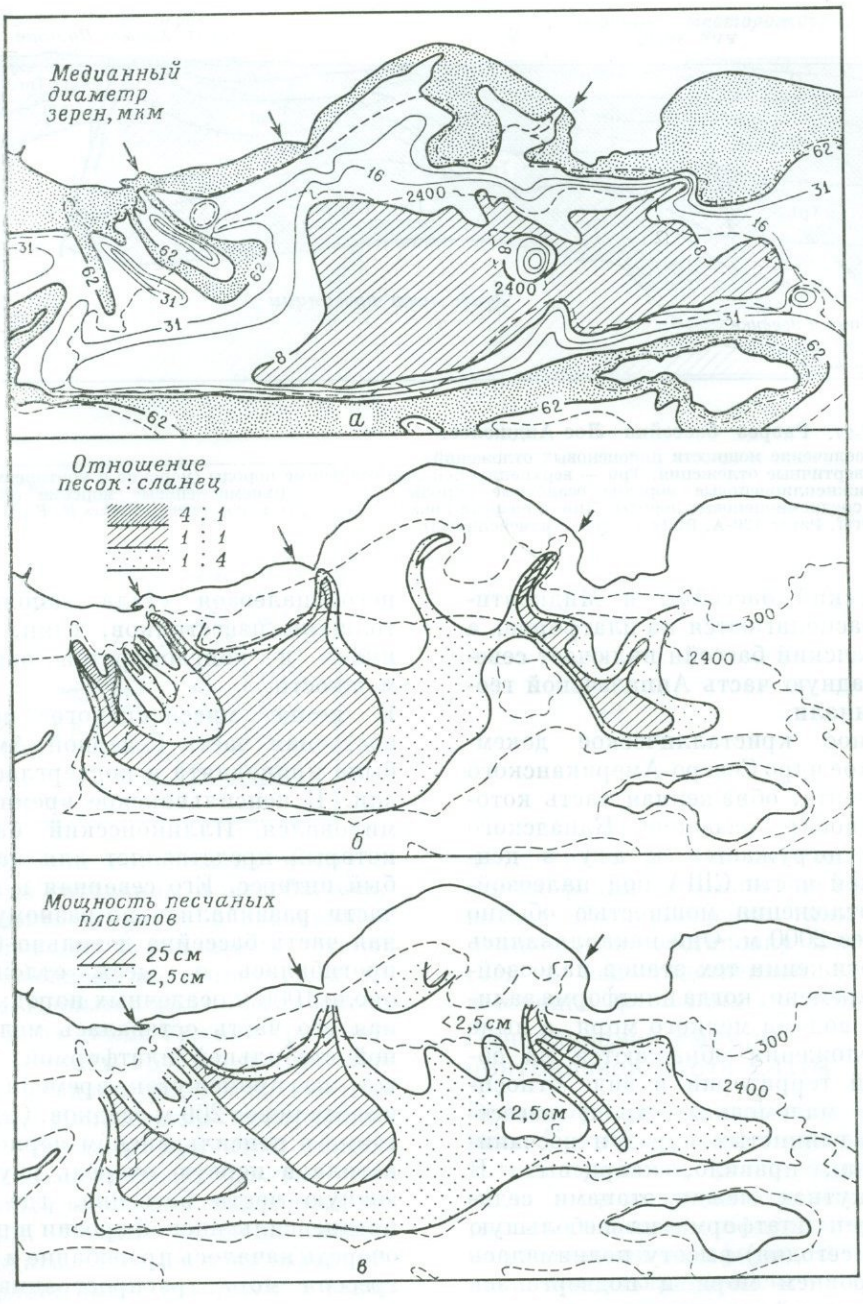
ФИГ. 7-27. Разрез бассейна Лос-Анджелес.
Видно увеличение мощности плиоценовых отложений.
Q — четвертичные отложения; Tpu — верхнеплиоценовые осадочные породы (морские и континентальные); Tpl — нижнеплиоценовые морские осадочные породы; Tmu — верхнемиоценовые морские отложения; Tmm — среднемиоценовые породы. Линия разреза показана на карте внизу слева (*Yerkes R. F.*, U. S. Geol. Survey Prof. Paper 420-A, Plate 4, 1965, с изменениями).

линойсский бассейны и Мидконтинент располагаются на платформе, а Аппалачский бассейн включает северо-западную часть Аппалачской геосинклинали.

Огромное кристаллическое докембрийское ядро Северо-Американского континента, обнаженная часть которого носит название Канадского щита, погружается к югу в центральной части США под палеозойские отложения мощностью обычно не более 2000 м. Они накапливались на протяжении тех этапов палеозойского времени, когда платформа заливалась водами мелкого моря, а ныне эти отложения обнажаются на обширной территории в виде относительно маломощных толщ известняков, глинистых пород и песчаников, как правило, кварцевых. В промежутках между этапами седиментации платформа на небольшую (как и сегодня) высоту поднималась над уровнем моря и подвергалась субаэральной эрозии.

По юго-восточному обрамлению континентальной платформы располагалась Аппалачская геосинклиналь — весьма быстро прогибавшаяся зона, которая в течение раннего и среднего палеозоя стала заполняться толщами известняков, глин, песчаников и конгломератов огромной мощности.

В конце миссисипского периода восточная часть Северной Америки была приподнята и подверглась эрозии. В пенсильванское время сформировался Иллинойсский бассейн, который представляет для нас особый интерес. Его северная и южная части развивались по-разному: южная часть бассейна довольно быстро прогибалась и здесь отложилось около 1000 м осадочных пород; северная его часть оставалась мелководной стабильной платформой, где за тот же промежуток времени накопилось менее 200 м осадков. Седиментация в пенсильванском периоде охватила в первую очередь глубокую южную часть бассейна, где после предпенсильванской эрозии в первую очередь началось прогибание и трансгрессия моря, распространившаяся в конечном счете на всю платформенную область на северо-востоке США. Это мелководное эпиконтинентальное море соединялось с открытым океаном через район Нью-Мексико и Аризоны, а юго-восточнее и восточнее



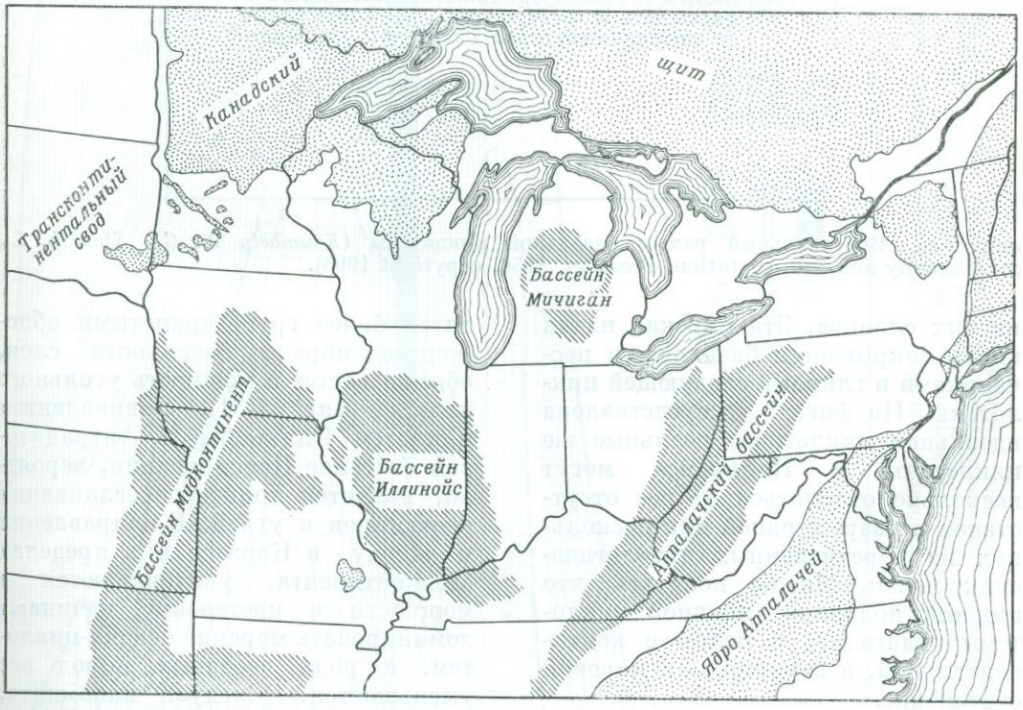
ФИГ. 7-28. Карты дна котловин Санта-Моника и Сан-Педро.

Показано изменение трех характеристик осадконакопления. Из карт следует, что современные осадки отлагались в значительной мере турбидитными потоками, промывшими крупные подводные каньоны в дне котловин. Пунктирные линии — изобаты —3000 и —2400 футов. Верховья каньонов показаны стрелками. Остров Санта-Каталина находится в нижнем правом углу карты, Лонг-Бич — в верхнем правом углу, остров Анакапа — в крайней левой ее части. *а* — средний диаметр зерен донных осадков: точки — > 62 мкм, диагональная штриховка — < 8 мкм; *б* — отношение песков к глинам после окончательного уплотнения (условные обозначения см. на карте); *в* — мощность песчаных пластов: диагональная штриховка — мощности более 25 см (*Gorsline D. S., Emery K. O.*, Geol. Soc. Am. Bull., 70, pp. 279—280, 1959).

находилась горная страна, откуда сносился терригенный материал.

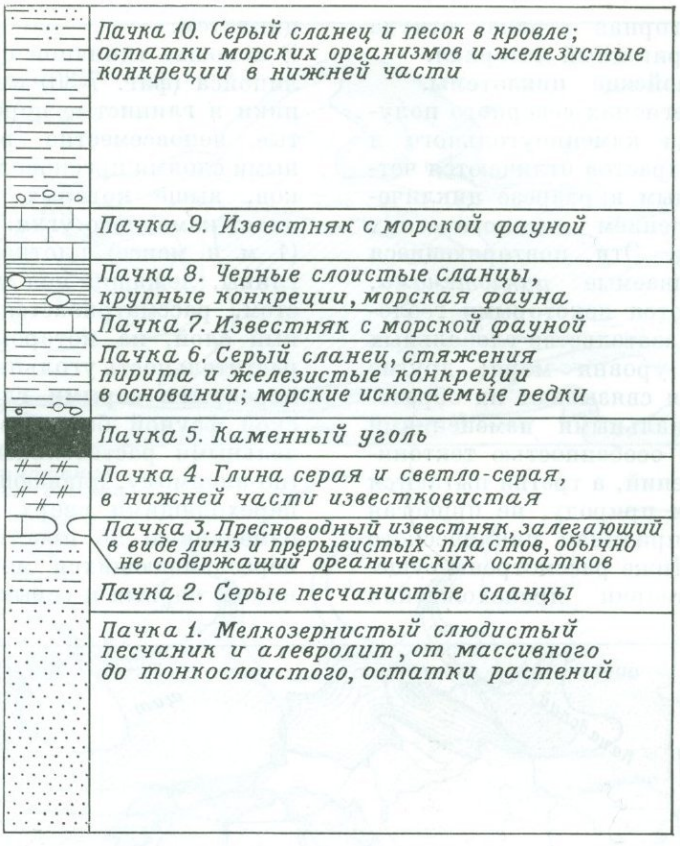
Верхнепалеозойские циклотемы. Во многих регионах северного полушария толщи каменноугольного и пермского возрастов отличаются четко выраженным в разрезе циклическим повторением литологических типов пород. Эти повторяющиеся пачки, называемые *циклотемами*, рассматриваются некоторыми геологами как доказательство глобальных флуктуаций уровня моря; другие исследователи связывают их образование с локальными изменениями климата или особенностью тектонических движений, а третьи пытаются объяснить их природу, не прибегая к внешним причинам циклического характера. Ниже рассмотрены существующие теории происхождения циклотем.

В подошве типичной циклотемы Иллинойса (фиг. 7-30) залегают песчаники и глинистые породы, перекрытые неповсеместно распространенными слоями пресноводных известняков, выше которых располагается пласт каменного угля. Тонкий пласт (1 м и менее) плотной кремнистой глины, лежащий под угольным пластом, рассматривается как почвенный слой, на котором развивалась растительность угольных болот. Угли перекрыты серыми глинами с морской фауной беспозвоночных и отдельными растительными остатками (по-видимому, плавающих растений), переходящими вверх по разрезу в изменчивую по простиранию пачку переслаивающихся морских известняков, черных и серых морских гли-



ФИГ. 7-29. Расположение пенсильванских седиментационных бассейнов на востоке центральной части США.

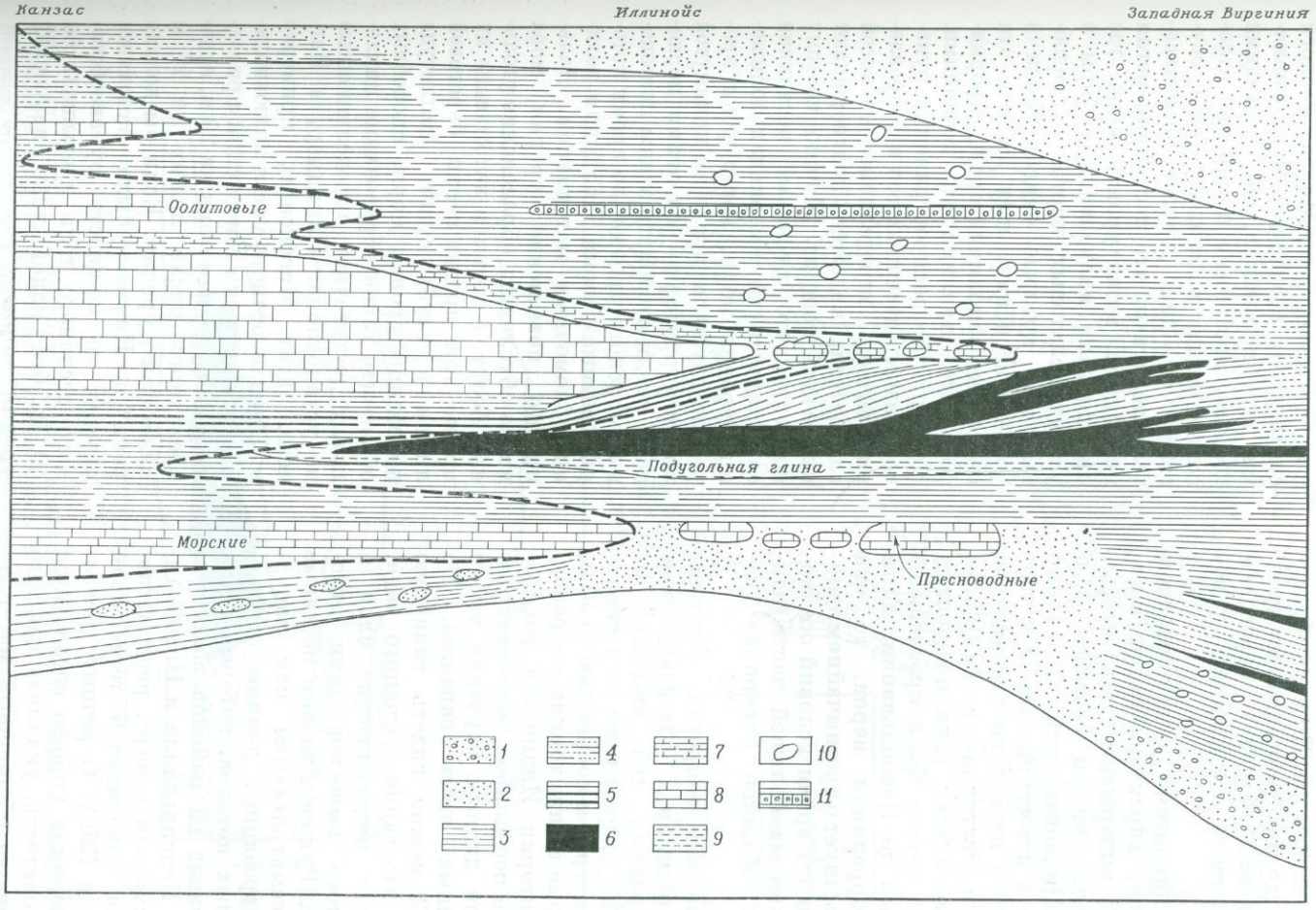
Точками покрыты области развития докембрийских пород и кристаллических пород Аппалачского региона; светлые участки — осадочные породы от кембрийского до миссисипского возраста (включая мезозойские и кайнозойские толщи прибрежных равнин атлантического побережья и Великих равнин); косая штриховка — пенсильванские седиментационные бассейны (*Potter P. E., Glass H. D.*, Illinois State Geol. Survey Rep. Invest., № 204, 1958).



ФИГ. 7-30. Вертикальный разрез идеальной циклотемы (*Krumbein W. C., Sloss L. L.*, Stratigraphy and Sedimentation, Freeman, 1956, copyright 1963).

нистых сланцев. Эта морская пачка вновь покрывается базальными песчаниками и глинами следующей циклотемы. На фиг. 7-30 представлена идеальная циклотема, реальные же циклотемы в Иллинойсе могут несколько отличаться от нее отсутствием в разрезе одной или нескольких из перечисленных литологических пачек. Можно полагать, что нижняя половина типичной циклотемы отлагалась в целом в континентальной, а верхняя — в морской обстановке.

Восточнее, на востоке Огайо и в Пенсильвании, морская часть каждой циклотемы утоняется и в конце концов выклинивается. Одновременно увеличиваются в мощности и становятся более грубозернистыми обломочные породы базального слоя, обычно растет и мощность угольного пласта (фиг. 7-31). Эквивалентом циклотем Иллинойса в Антрацитовом бассейне Пенсильвании, вероятно, является толща переслаивания песчаников и углей. В направлении к западу, в Канзасе и в пределах Мидконтинента, увеличиваются в мощности и постепенно начинают доминировать морские осадки циклотем, а роль песчаных пород все уменьшается. (Следует напомнить, что в корреляции между бассейнами, как можно видеть на фиг. 7-29, существуют пробелы.) В любой момент времени в период отложения каждой циклотемы мелкое море, распола-



ФИГ. 7-31. Латеральное изменение типичной циклотемы на востоке центральной части США.

Показана толща мощностью около 30 м. Расстояние по горизонтали примерно 1500 км. Жирная штриховая линия — граница между морскими и континентальными фациями (*Wanless H. R.*, Intern. Geol. Congr. Rept. 18th Session, Great Britain, Part IV, p. 21, 1948). *1* — конгломерат; *2* — песчаник; *3* — глина; *4* — песчанистая глина; *5* — карбонатная глина; *6* — уголь; *7* — глинистый известняк; *8* — известняк; *9* — подугольная глина (почвенный слой); *10* — конкреции; *11* — железняк.

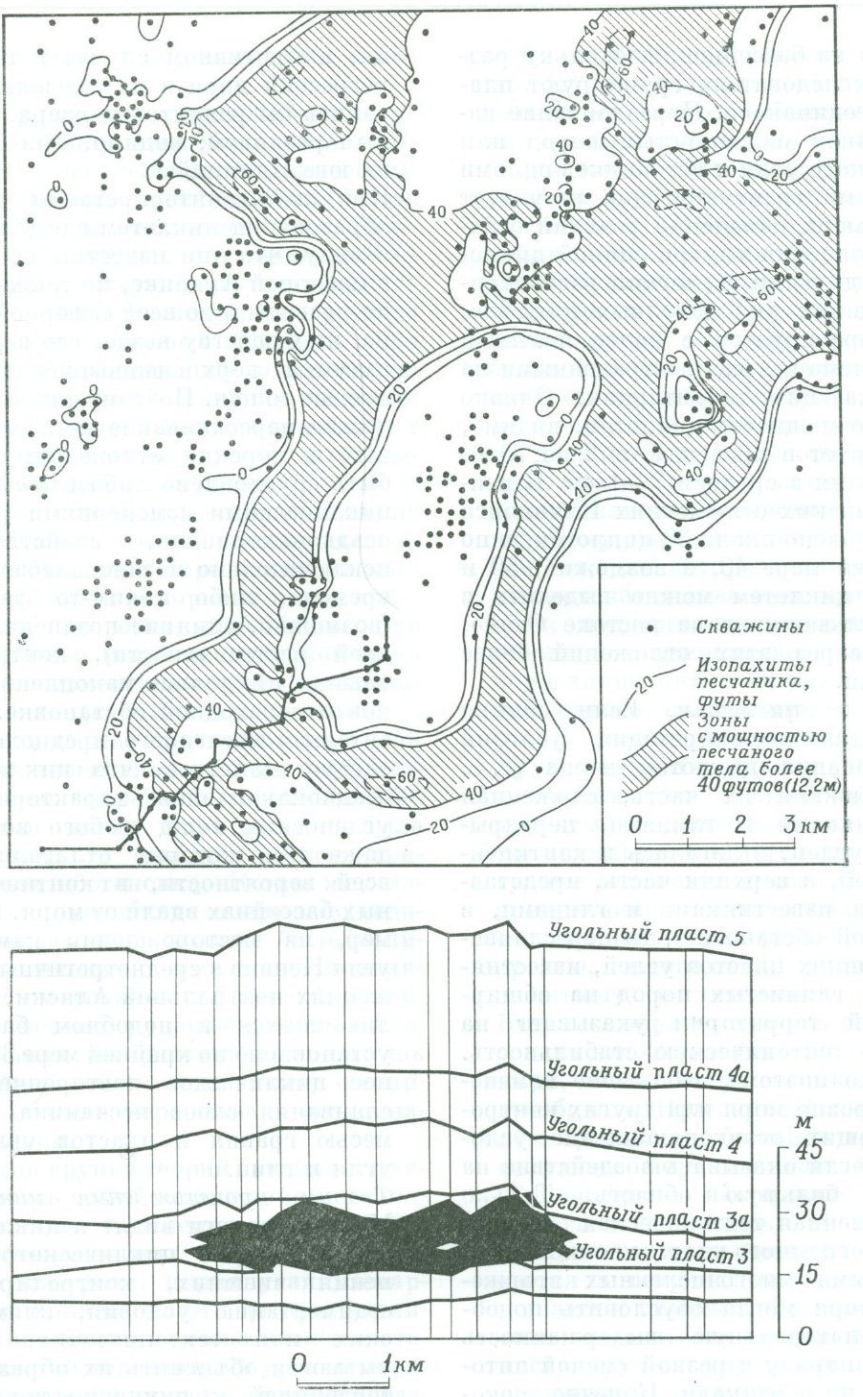
гавшееся на западе, граничило с областью континентального осадконакопления на востоке. По мере образования циклотемы (что видно из предшествующего раздела) береговая линия постепенно смещалась к востоку.

Все слои циклотемы, за исключением песчаников, характеризуются замечательной выдержанностью, особенно в Иллинойсском бассейне и в области Мидконтинента. Отдельные угольные и известняковые слои толщиной всего несколько сантиметров тянутся на расстояние свыше 100 км. Некоторые пласты угля мощностью несколько метров были прослежены от Канзаса до Пенсильвании. Если такая корреляция верна, то она свидетельствует о чрезвычайном однообразии в это время условий осадконакопления на большей части центральных областей Северной Америки.

Песчаники же, напротив, залегают главным образом в виде извилистых рукавообразных тел шириной от нескольких сотен метров до нескольких километров и мощностью до 40 м, а некоторые в виде тонких покровов. На территории Иллинойса распространение песчаников было закартировано по данным изучения тысяч пробуренных здесь скважин. На фиг. 7-32 можно видеть типичную картину залегания песчаного тела, срезающего подстилающие слои и перекрытого вышележащими отложениями. Рукавообразные песчаные тела рассматриваются как заполнившие врезанные долины отложения речных потоков, которые текли на юго-запад из районов восточной Канады, Пенсильвании и Новой Англии и впадали в море, располагавшееся на современной территории юго-запада США. С речным генезисом песчаников хорошо согласуется косая слоистость, указывающая, что переносившие обломочный материал потоки текли на юго-запад.

Пробным камнем любой гипотезы происхождения циклотем является интерпретация природы рукавообразных песчаных тел. Многие геологи считают эти песчаники образованиями речных потоков, заполняющими долины, врезанные в морские отложения после регрессии моря и осушения его дна. Другие исследователи полагают, что песчаники могли накопиться ниже уровня моря, где они слагали пальцевидные бары в устьях дельтовых протоков, подобные тем, которые описал Фиск в устье Миссисипи, или же что эти песчаники заполняли врезы, сформированные приливными течениями. Но характер распространения рукавообразных песчаных тел и направление потоков, определяемое по косой слоистости, надежно подтверждают их речной генезис. Можно поэтому полагать, что русловые песчаники свидетельствуют о периодах понижения уровня моря, когда реки прорезали глубокие русла на покинутой морем территории. За этими периодами могли следовать этапы повышения морского уровня, во время которых речные потоки заполняли долины обломочным материалом. Дальнейшее повышение уровня моря могло обусловить образование угольных болот, а затем и затопление их морем при продвижении береговой линии в глубь суши. Амплитуда колебаний уровня моря, способных объяснить такое образование циклотем, с достаточной определенностью не установлена. Например, в Натчезе, штат Миссисипи, примерно в 325 км от речного устья аллювиальная долина реки Миссисипи приподнята над уровнем моря на 20 м, а дно врезанного русла лежит на 17 м ниже этого уровня. Если бы долина реки в Натчезе была заполнена песком, то мощность рукавообразного песчаного тела превышала бы 40 м без какого-либо изменения уровня моря.

Количество циклотем. Трудно точно установить количество циклотем в



ФИГ. 7-32. Карта мощности и разрез типичного рукавообразного песчаника в пенсильванских отложениях Иллинойсского бассейна.

Показано, что песчаники врезаны в более древние слои, видна извилистая в плане форма песчаного тела. Черные точки — скважины с данными электрокаротажа. Закартированный участок находится в юго-западной части Индианы, в 10—20 км к западу от города Эвансвилл (*Potter P. E.*, Illinois State Geol. Survey Rept. Invest., № 217, fig. 35, p. 54 1963).

любом из бассейнов, поскольку разные исследователи группируют пласты неодинаково. Переслаивание известняков и глинистых пород или каменного угля и песчаников одними авторами трактуется как результат небольших изменений условий осадконакопления внутри единой циклотемы, другими геологами рассматривается как ряд неполных циклотем и коррелируется с более полными циклотемами, распространенными на окружающих территориях. Однако обычно мощность циклотем, видимо, варьирует в пределах от 2 до 70 м, составляя в среднем 7—15 м. В пенсильванских отложениях Иллинойса установлено около 30 циклотем, и по крайней мере 40, а возможно, 50 и более циклотем можно выделить в Пенсильвании и на востоке Огайо, где разрез этих отложений более полный.

Значение циклотем. Если обычно принятая интерпретация условий образования циклотем верна (т. е. что нижняя их часть, сложенная песчаниками и глинами, перекрытыми углем, отлагалась в континентальной, а верхняя часть, представленная известняками и глинами, в морской обстановке), то переслаивание тонких пластов углей, известняков и глинистых пород на обширнейшей территории указывает на явную тектоническую стабильность. Именно поэтому небольшие изменения уровня моря или других контролирующих осадконакопление условий могли оказывать воздействие на столь большую область. Только совершенная тектоническая стабильность огромного участка земной коры во время многочисленных вторжений моря могла обусловить подобную латеральную выдержанность пород наряду с резкой сменой литологии по вертикали. Конечно, некоторые регионы погружались быстрее других. Но даже в быстро прогибавшихся регионах осадки, по-видимому, заполняли бассейны до общего уровня, в противном случае в периоды регрессий моря в их пределах оставались бы реликтовые озера. Подобным регионом, видимо, был бассейн на юге Иллинойса.

При любой интерпретации условий образования циклотем следует иметь в виду, что они известны не только в Северной Америке, но также широко развиты и во всей Северной Европе, по существу везде, где в разрезе имеются верхнепалеозойские угленосные толщи. Поэтому такое циклическое переслаивание континентальных и морских отложений должно быть обусловлено либо глобальными циклическими изменениями условий осадконакопления, свойственными исключительно позднепалеозойскому времени, либо каким-то фактором (возможно, влияние позднепалеозойской растительности), контролировавшим цикличное накопление осадков в переходной обстановке. Относительно последнего предположения следует заметить, что цикличность осадконакопления характерна для угленосных толщ любого возраста, даже тех, которые отлагались, по всей вероятности, в континентальных бассейнах вдали от моря. Например, на месторождении каменного угля Ненана в среднетретичных отложениях центральной Аляски, накапливавшихся в подобном бассейне, установлено по крайней мере 30-кратное циклическое повторение переслаивания слоев песчаника с примесью гравия и пластов угля или угля и глин.

Теории происхождения циклотем. Многие геологи видят в циклотемах доказательство циклического изменения внешних, контролирующих седиментацию условий, климатических или тектонических, другие пытаются объяснить их образование тенденцией к цикличности, присущей осадконакоплению в переходной обстановке и проявляющейся даже в том случае, если тектонические и климатические условия остаются

одинаковыми или изменяются с постоянной скоростью.

Уэллер, первый указавший на важную роль циклотем Иллинойса, приписывал их генезис тектоническим осцилляциям, происходившим главным образом в областях сноса. Каждая осцилляция с его точки зрения состояла из длительного постепенного прогибания и последующего резкого и кратковременного подъема. Эта теория тектонического контроля основывалась на несогласиях, которые, как предполагал Уэллер, существуют в подошве песчаных пачек и указывают на регрессии моря.

Другие гипотезы, опирающиеся на цикличность тектонических движений, объясняют переслаивание континентальных и морских пород изменением скорости прогибания при постоянном темпе осадконакопления или же изменением темпа осадконакопления (в связи с поднятиями в области сноса) при неизменной скорости прогибания. Когда осадконакопление опережало прогибание, береговая линия моря должна была отступать и возникала континентальная обстановка. Когда же, наоборот, прогибание опережало седиментацию, море должно было заливать угольные болота и восстанавливалась морская обстановка. В подобных теориях рукавообразные песчаные тела не рассматриваются как доказательство охватывавших обширную область перерывов в осадконакоплении.

Другая группа теорий связывает цикличность осадконакопления с климатическими изменениями. Наиболее интересна из них теория гляциального контроля, выдвинутая Шепардом и Уонлессом. Эти авторы формирование циклотем связывают с эвстатическими колебаниями уровня моря, обусловленными периодическим разрастанием и таянием обширных материковых ледников Гондваны в южном полушарии, охваченном длительным оледенением на протяжении пермского и каменноугольного времени (гл. 12). Эта теория очень привлекательна тем, что она объясняет явления осадконакопления в одном полушарии как естественную реакцию на условия, существовавшие в другом полушарии. Именно такие связи наблюдаются в хорошо изученном четвертичном периоде. Если теория Шепарда и Уонлесса верна, то в наших руках есть орудие для глобальной корреляции верхнепалеозойских отложений, поскольку во всех регионах, где развиты циклотемы, их должно быть одинаковое количество. Однако период, когда происходила циклическая седиментация, по-видимому, гораздо более длительный, чем тот, для которого имеются прямые доказательства оледенения. Геологи, подвергающие сомнению эту теорию, подчеркивают сложность корреляции циклотем даже в пределах одного континента, не говоря уже о разных континентах.

Другие климатические гипотезы рассматривают не столько косвенные эффекты оледенения, сколько прямое влияние климатических флуктуаций в области сноса. Например, аридизация климата в области сноса, как полагали, резко усиливает эрозию, приводя к уничтожению защитного растительного покрова. Когда же образующиеся в результате осадки заполняют бассейн до уровня моря, на них могут возникать угольные болота. При дальнейшем медленном прогибании бассейна трансгрессирующее море заливает болота и обусловливает накопление морских глин и известняков.

Совершенно иная концепция выдвигается в теориях, которых придерживаются главным образом европейские геологи. Эти теории, в которых постулируется внутренне присущая осадочному процессу цикличность, были обобщены Даффом, Халламом и Уолтоном [1]. В них отмечается, что

[1] *Дафф П., Халлам А., Уолтон Э.*, Цикличность осадконакопления, «Мир», М., 1971.

условия в области сноса могли оставаться неизменными, и тектоническое прогибание седиментационного бассейна могло происходить с постоянной скоростью. В сущности они исходят из того, что циклическое чередование осадочных отложений само по себе не может ни доказать, ни опровергнуть циклические изменения контролировавших седиментацию тектонических или климатических факторов. Современным аналогом такого процесса, возможно, является образование частично перекрывающих друг друга дельтовых комплексов реки Миссисипи. Согласно этим теориям, циклотемы не должны быть синхронными образованиями на всей площади распространения угленосной толщи Пенсильвании, а представляют собой ряд геологических тел, секущих стратиграфические границы.

Некоторые теории в качестве механизма образования циклотем принимают изменения в скорости уплотнения осадков. Увеличение скорости ведет к затоплению территории морскими водами и отступанию береговой линии. Затем осадки заполняют бассейн до уровня моря, а на них формируются угольные болота. Резкое увеличение скорости уплотнения осадков на этом этапе вновь приведет к затоплению болот морем, и цикл осадконакопления повторится. Полагают, что быстрое уплотнение может вызываться небольшим увеличением нагрузки вышележащих неуплотненных осадков, например торфа.

В других теориях образование циклотем объясняется изменениями положения рек. Поступление пресной воды из ближайшей реки предотвращает вторжение соленой морской воды в угольное болото, располагающееся на уровне моря. Изменение в рисунке речной сети и последующее прекращение подачи пресной воды приводят к затоплению болота морем и уничтожению растительного покрова. В дальнейшем на медленно прогибающемся дне мелководного моря отлагаются глины и известняки. Аккумуляция морских осадков прекращается лишь с появлением дельтовых рукавов, приносящих песок и глину, которые постоянно накапливаются вплоть до уровня моря и выше его. На поверхности дельты возникают угольные болота, и цикл повторяется вновь.

Еще одна теория рассматривает в качестве причины образования циклотем изменение характера болотной растительности с течением времени. После того как поверхность отлагающихся песчано-глинистых осадков поднимается над уровнем моря, она покрывается сначала угольными болотами, где преобладает густая древесная растительность, препятствующая проникновению морских вод. По мере роста мощности торфяного слоя в основании болота необходимые минеральные питательные вещества перестают поступать к растениям, растительность угольных болот вырождается и в конечном счете оказывается неспособной сдержать натиск морских вод. Вторжение моря убивает болотную растительность. Длительное проседание и уплотнение торфа до угля обусловливает увеличение глубины воды, возникновение обстановки открытого моря и отложение известняков и морских глин. Эти условия могут измениться лишь тогда, когда в этой части бассейна вновь появятся дельтовые протоки, которые, выдвигаясь в море, между намывными валами прорежут глубокие русла в ранее накопившихся морских и болотных осадках. Алевритовые и песчаные осадки, прорываясь во время наводнений в промоины в намывных валах, отлагаются на морском дне, и поверхность их постепенно поднимается до уровня моря, после чего вновь восстанавливаются условия угольных болот.

На основании имеющихся данных пока еще трудно сделать безуслов-

ный выбор между всеми этими многочисленными теориями. Не исключено, что формирование циклотем обусловливается несколькими факторами. Флуктуации уровня моря, связанные с оледенениями, могли определять образование циклотем, развитых на обширных площадях, в то время как циклотемы более локального плана, возможно, отлагались в результате циклического характера осадконакопления.

Обстановка образования тонких выдержанных верхнепалеозойских угольных пластов остается во многом загадочной. Как правило, в циклотемах отсутствуют песчаные отложения барьерных островов, подобные тем, которые известны в меловых толщах Скалистых гор. Каково бы ни было происхождение углей, если обстановка угленакопления существовала в относительно узкой заболоченной полосе между морем, с одной стороны, и аллювиальной долиной — с другой, трудно понять, что же все-таки препятствовало морю проникнуть на территорию болот. Если же угольные болота сменяли флювиальную обстановку в пределах всего региона одновременно и в свою очередь через какой-то промежуток времени сменялись морской обстановкой, то крайняя выровненность поверхности, требующаяся для столь обширных по площади изменений, не смогла бы обеспечить уклон для позднепалеозойских рек.

Заключение

Несмотря на существование всей гаммы переходов, толщи осадочных пород, обнаженные ныне на континентах, можно отнести к одной из двух основных категорий — платформенным или геосинклинальным.

К первым относятся занимающие обширные площади и относительно небольшие по мощности толщи, покрывающие устойчивые платформенные области. Примером их могут служить отложения пенсильванского возраста на востоке центральной части США, где в их составе развиты угленосные толщи. Платформенные отложения обычно увеличиваются в мощности в обширных изометрических бассейнах, подобных Иллинойсскому, где медленное прогибание может привести к накоплению значительных толщ осадков. В почти круглом Мичиганском бассейне общая мощность палеозойских отложений достигает 4000 м. Но даже в бассейнах ни скорость прогибания, ни темп осадконакопления не бывают большими. В пенсильванский период в Иллинойсе, как мы видели, существовали условия, при которых колебания уровня моря, вероятно, более крупные, чем в любое другое время, кроме четвертичного, по существу определяли общую картину осадконакопления.

Геосинклинальные отложения образуют резко изменяющиеся в латеральном направлении, вытянутые, большой мощности тела, формировавшиеся в мобильных зонах. Некоторые исследователи выделяют среди них два основных типа — миогеосинклинальные и эвгеосинклинальные отложения.

Миогеосинклинали, более приближенные к внутренним областям континента, лишь в умеренной степени подвергались влиянию тектонической активности коры до позднего этапа своего развития. Здесь накопились в основном карбонатные и кварцевые отложения (известняки, доломиты, глины, песчаники и кварциты). На эвгеосинклинали, лежащие дальше от континента и ближе к океаническим бассейнам, тектоническая активность коры влияла в большей мере; на протяжении всей геологической истории они первые испытывали орогению. Здесь образовались огромные толщи вулканогенных и вулканогенно-осадочных, а также плохо отсортированных обломочных отложений (аргиллитов и

граувакк); карбонатные породы встречаются реже, весьма обычны слои кремнистых пород [1].

Возможно, что выделение двух классов геосинклинальных комплексов отложений полезно, но следует отметить, что некоторые толщи носят промежуточный характер, а другие не могут быть отнесены ни к одному из этих классов.

Меловые толщи региона Скалистых гор, а также верхнетретичные образования, выполняющие бассейны юга Калифорнии, залегают в мобильной зоне, но вряд ли могут считаться типичными для геосинклиналей. В обоих примерах быстрое прогибание территории компенсировалось не менее быстрым накоплением осадков. В регионе Скалистых гор интенсивный подъем суши на западе компенсировал прогибание в бассейне седиментации, и поверхность осадков все время располагалась вблизи уровня моря. В бассейнах юга Калифорнии обстановка была иной, осадконакопление не успевало здесь за скоростью тектонического прогибания.

Мы все еще слишком мало знаем об условиях аккумуляции глубоководных отложений и тектонической истории морского дна, чтобы попытаться предложить соответствующую классификацию обстановок осадконакопления. Однако новые теории эволюции океанического дна, описанные в гл. 12, позволяют предположить возможное существование еще одной тектонической обстановки. Речь идет о флангах срединно-океанических хребтов, где медленно накапливающиеся пелагические осадки в результате раздвигания дна океана продвигаются в направлении окраин материков, затем захороняются под толщами турбидитов в глубоководных желобах и на абиссальных равнинах и наконец деформируются и метаморфизуются в процессе поддвигания под континенты. Возможно, что именно таково происхождение некоторых загадочных толщ в складчатых поясах земного шара, таких, как Францисканская формация в Калифорнии.

[1] *King P. B.*, Explanation to the tectonic map, U. S. National Atlas (sheets 69, 70, 1967), published by U. S. Geol. Survey.

Рекомендуемая литература

Общие вопросы: *Krumbein W.C.*, *Sloss L.L.*, Stratigraphy and Sedimentation, W. H. Freeman and Co., San Francisco, 1956; *Kummel B.*, History of the Earth, W. H. Freeman and Co., San Francisco, 1961; *Pettijohn F. J.*, Sedimentary Rocks (2nd ed.), Harper and Row, New York, 1957.

Химия субаквального осадконакопления: *Arrhenius G.*, *Bonatti E.*, Neptunism and vulcanism in the ocean, in: *Sears M.*, ed., Progress in Oceanography, Pergamon, New York, 1964; *Bonatti E.*, Mechanisms of deep-sea volcanism in the South Pacific, in: *Abelson P. H.*, ed., Research in Geochemistry, **2**, Wiley, New York, 1967; *Degens E. T.*, Geochemistry of Sediments, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J., 1965 (см. русский перевод: *Деген с Э.*, Геохимия осадочных образований, «Мир», М., 1967); *Garrels R. M.*, Genesis of some ground waters from igneous rocks, in: *Abelson P. H.*, ed., Researches in Geochemistry, **2**, Wiley, New York, 1967; *Garrels R. M.*, *Christ C L.*, Solutions, Minerals and Equilibria, Harper and Row, New York, 1965 (см. русский перевод: *Гаррелс Р. М.*, *Крайст Ч. Л.*, Растворы, минералы, равновесия, «Мир», М., 1968). *Kramer J. R.*, History of sea water, Constant temperature-pressure equilibrium models compared to liquid inclusion analyses, Geochim. et Cosmochim. Acta, **29**, pp. 921—945, 1965; *Krauskopf K. B.*, Introduction to Geochemistry, McGraw-Hill, New York, 1967; *Latimer W. M.*, The Oxidation States of the Elements and their Potentials in Aqueous Solutions (2nd ed.), Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J., 1952; *Livingstone D. A.*, Chemical composition of rivers and lakes, Data of Geochemistry, 6th ed., U.S. Geol. Survey Prof. Paper 440-G, 1963. *Lowenstam H. A.*, Biologic problems relating to the composition and diagenesis of sediments, in: *Donnelly T. W.*, ed., The Earth Sciences, Univ. Chicago Press, Chicago, 1963; *MacKenzie F. T.*, *Garrels R. M.*, Chemical mass balance between rivers and oceans, Am. J. Sci., **264**, pp. 507—525, 1966; *Mason B.*, Principles of Geochemistry (3rd ed.), Wiley, New York, 1966;

Reesman A. L., Keller W. D., Calculation of apparent standard free energies of formation of six rock-forming silicate minerals from solubility data, Am. Min., **50**, pp. 1729—1739, 1965; *Schutz D. F., Turekian K. K.*, The distribution of cobalt, nickel and silver in ocean water profiles around Pacific Antarctica, J. Geophys. Res., **70**, pp. 5519—5528; 1965; *Weyl P. K.*, Oceanography, Wiley, New York, 1968.

Природа осадочных пород: *Compton R. R.*, Manual of Field Geology, Wiley, New York, 1962; *Trask P. D.*, Recent Marine Sediments, 2nd printing, Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ. 4, 1955, reprinted 1968; *Twenhofel W. H.*, Treatise on Sedimentation, 1932, reprinted 1961; *Williams H., Turner F. J., Gilbert C. M.*, Petrography, W. H. Freeman and Co., San Francisco, pp. 251—384, 1954.

Связь состава и структур пород с их генезисом: *Galehouse J. S.*, Provenance and paleocurrents of the Paso Robles Formation, California, Geol. Soc. Am. Bull., **78**, № 8, pp. 951—978, 1967; *Garner H. F.*, Stratigraphic-sedimentary significance of contemporary climate and relief in four regions of the Andes Mountains, Geol. Soc. Am. Bull., **70**, № 10, pp. 1327—1368, 1959; *Hjulström F.*, Transportation of detritus by moving water, in: *Trask P. D.*, ed., Recent Marine Sediments, Dover, New York, 1968; *Krinsley D. H., Donahue J.*, Environmental interpretation of sand grain surface textures by electron microscopy, Geol.Soc. Am. Bull., **79**, № 6, pp. 743—748, 1968; *Malde H. E.*, The catastrophic late Pleistocene Bonneville flood in the Snake River Plain, Idaho, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 596, 1968; *Plumley W. J.*, Black Hills terrace gravels: a study in sediment transport, J. Geol., **56**, pp. 526—577, 1948; *Sundborg Å.*, The River Klaralven — a study of fluvial processes, Geograf. Ann. Hafte, pp. 127—316, 1956; *Trainer F. W.*, Eolian deposits of the Matanuska Valley agricultural area, Alaska, U.S. Geol. Survey Bull., № 1121-C, 1961; *Van Houten F. B.*, Iron oxides in red beds, Geol. Soc. Am. Bull., **79**, № 4, pp. 399—416, 1968; *Walker T. R.*, Formation of red beds in modern and ancient deserts, Geol. Soc. Am. Bull., **78**, № 3, pp. 353—368, 1967. 1967.

Диагенез и литофикация: *Kaplan I. R., Rittenberg S. C.*, Basin sedimentation and diagenesis, in: *Hill M. N.*, ed., The Sea, **3**, Interscience, New York, pp. 583—619, 1966.

Обстановки осадконакопления: *Bagnold R. A.*, The Physics of Blown Sand and Desert Dunes, Methuen, London, 1941; *Bull W. B.*, Alluvial fans and near-surface subsidence in western Fresno County, California, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 437-A, 1964; *Davis G. H., Green J. H., Olmsted F. H., Brown D. W.*, Groundwater conditions and storage capacity in the San Joaquin Valley, California, U.S. Geol. Survey Water Supply Paper 1469, pp. 15—36, 56—81, 1959; *Fisk H. N.*, Geological investigation of the Alluvial Valley of the lower Mississippi River U. S. Army Corps of Engineers, Mississippi River Commission, Vicksburg, Miss., 1944; *Fisk H. N.*, Fine-grained alluvial deposits and their effects on Mississippi River activity (1947), U.S. Army Engineers Waterways Experiment Station, 1957; *Hooke R. Le B.*, Processes on arid-region alluvial fans, J. Geol., **75**, № 4, pp. 438—460, 1967; *Krinitzky E. L., Turnbull W. J.*, Loess deposits of Mississippi, Geol. Soc. Am. Spec. Paper 94, 1967; *Meckel L. D.*, Origin of Pottsville conglomerates (Pennsylvanian) in the central Appalachians, Geol. Soc. Am. Bull., **78**, № 2, pp. 223—257, 1967; *Olmsted F. H., Davis G. H.*, Geologic features and groundwater storage capacity of the Sacramento Valley, California, U.S. Geol. Survey Water Supply Paper 1497, pp. 10—34, 72—117, 1961; *Pelletier B. R.*, Pocono paleocurrents in Pennsylvania and Maryland, Geol. Soc. Am. Bull., **69**, № 8, pp. 1033—1064, 1958; *Pewe T. L.*, Origin of the upland silt near Fairbanks, Alaska, Geol. Soc. Am. Bull., **67**, pp. 699—724, 1955; *Bernhard H. A., LeBlanc R. J.*, Resume of the Quaternary geology of the Northwestern Gulf of Mexico Province, in: *Wright H. E., Jr., Frey D. G.*, eds., The Quaternary of the United States, Princeton Univ. Press, Princeton, N. J., pp. 137—185, 1965; *Duff P. McL., D., Hallam A., Walton E. K.*, Cyclic Sedimentation, Elsevier, New York, 1967; *Hill M. N., ed.*, The Sea, **3**, Interscience, New York, 1966; *Hoffmeister J. E., Stockman K. W., Multer H. G.*, Miami limestone of Florida and its recent Bahamian counterpart, Geol. Soc. Am. Bull., **78**, № 2, pp. 175—189, 1967; *Hoyt J. H.*, Barrier island formation, Geol. Soc. Am. Bull., **78**, № 9, pp. 1125—1136, 1967; *Hoyt J. H., Henry V. J., Jr.*, Influences of island migration on barrier-island sedimentation, Geol. Soc. Am. Bull., **78**, № 1, pp. 77—86, 1967; *Peterson J. A., Osmond J. C.*, eds., Geometry of Sandstone Bodies, Am. Assoc. Petrol. Geologists, Tulsa, Okla., 1961; *Shepard F. P., Phleger F. B., van Andel T. H.*, eds., Recent Sediments, Northwest Gulf of Mexico; a Symposium Summarizing the Results of Work Carried on in Project 51 of the American Petroleum Institute, 1951—1958, Am. Assoc. Petrol. Geologists, Tulsa, Okla., 1960; *Van Straaten L.M.J.U.*, ed., Deltaic and Shallow Marine Deposits, Elsevier, New York, 1964; *Bouma A. H., Brouwer A.*, eds., Turbidites, Elsevier,

New York, 1964; *Dzulynski S., Walton E.K.*, Sedimentary Features of Flysch and Graywacke, Elsevier, New York, 1965; *Emery K. O.*, The Sea off Southern California, a Modern Habitat of Petroleum, Wiley, New York, 1960; *Hill M. N.*, ed., The Sea, 3, Interscience, New York, 1966; *Kuenen P. H.*, Marine Geology, Wiley, New York, 1950; *Kuenen P. H., Migliorini C. I.*, Turbidity currents as a cause of graded bedding, J. Geol., 58, pp. 91—127, 1950; *Menard H. W.*, Marine Geology of the Pacific McGraw-Hill, New York, 1964 (см. русский перевод: *Менард Г. У.*, Геология дна Тихого океана, «Мир», М., 1966); *Shepard F. P.*, Submarine Geology, 2nd ed., Harper and Row, New York, 1963.

Палеогеографическая реконструкция: *Potter P. E., Pettijohn F. H.*, Paleocurrents and Basin Analysis, Springer, Berlin, 1963.

Меловые отложения Скалистых гор: *Gilluly J.*, Distribution of mountain-building in geologic time, Geol. Soc. Am. Bull., 60, pp. 561—590, 1949; *Gilluly J.*, The tectonic evolution of the Western United States, Quart. J. Geol. Soc., London, 119, pp. 133—174, 1963; *Hollenshead C. T., Pritchard R. L.*, Geometry of producing Mesa Verde Sandstones, San Juan Basin, in: *Peterson J. A., Osmond J. C.*, eds., Geometry of Sandstone Bodies, Am. Assoc. eds., Petrol. Geologists, Tulsa, Okla., pp. 98—118, 1961; *King P. B.*, The Evolution of North America, Princeton Univ. Press, Princeton, N.J., pp. 108—111, 1959; *Sears J. D., Hunt C. B., Hendricks T. A.*, Transgressive and regressive Cretaceous deposits in southern San Juan Basin, New Mexico, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 193-F, 1941; *Weimer R. J.*, Spatial dimensions of upper Cretaceous sandstones, Rocky Mountains, in: *Peterson J. A., Osmond J. C.*, eds., Geometry of Sandstone Bodies, Am. Assoc. Petrol. Geologists, Tulsa, Okla., pp. 82—97, 1961.

Бассейны Лос-Анджелес и Вентура: *Bailey T. L., Jahns R. H.*, Geology of the transverse range province, southern California, Calif. Div. Mines Bull. 170, Chap. 2, pp. 83—106, 1954; *Conrey B. L.*, Early Pliocene sedimentary history of the Los Angeles Basin, California, Calif. Div. Mines Geol. Spec. Rep. 93, 1967; *Crowell J. C., Hope R. A., Kahle J. E., Ovenshine A. T., Sams R. H.*, Deep-water sedimentary structures, Pliocene Pico Formation, Santa Paula Creek, Ventura Basin, Calif., Calif. Div. Mines Geol. Spec. Rep. 89, 1966; *Emery K. O.*, The Sea off Southern California, a Modern Habitat of Petroleum, Wiley, New York, 1960; *Natland M. L., Rothwell W. T., Jr.*, Fossil foraminifera of the Los Angeles and Ventura Regions, California, Calif. Div. Mines Bull. 170, Chap. 3, pp. 33—42, 1954; *Winterer E. L., Durham D. L.*, Geology of southeastern Ventura Basin, Los Angeles County, California, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 334-H, pp. 275—366, 323—334, 1962; *Yerkes R. F., McCulloh T. H., Schoellhamer J. E., Vedder J. G.*, Geology of the Los Angeles Basin, California—an introduction, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 420-A, 1965.

Пенсильванские отложения востока США: *Branson C. C.*, ed., Pennsylvanian System in the United States, a Symposium, Am. Assoc. Petrol. Geologists, Tulsa, Okla., 1962; *Duff P., McL D., Hallam A., Walton E. K.*, Cyclic Sedimentation, Elsevier, New York, pp. 81—116, 1967; *Potter P. E.*, Late Paleozoic sandstones of the Illinois Basin, Illinois State Geol. Survey Rept. Invest., № 217, 1963; *Kummel B.*, History of the Earth, W. H. Freeman and Co., San Francisco, pp. 113—127, 1961; *Potter P. E., Glass H. D.*, Petrology and sedimentation of the Pennsylvanian sediments in southern Illinois, a vertical profile, Illinois State Geol. Survey Rept. Invest., № 204, 1958.

Глава 8 ДЕФОРМАЦИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

При горообразовании, дрейфе континентов, раздвигании океанического дна и многих других процессах, участвовавших в формировании современной структуры земной коры, горные породы и минералы коры и мантии подвергались воздействию объемных механических сил (напряжений, стресса) и реагировали на них по-разному. Возможная реакция кристаллических твердых тел на напряжение была исчерпывающе исследована учеными — специалистами по механике и материаловедению. Представления об упругости, текучести, разрушении и ползучести получили широкое развитие и нашли свое отражение в литературе по механике твердого тела.

В обычных условиях на поверхности Земли ($P = 1$ бар, $T = 25$ °C) горные породы под воздействием кратковременной нагрузки ведут себя как упругие и хрупкие твердые тела. Небольшой цилиндр горной породы при умеренной нагрузке в испытательном приборе претерпевает изменение длины, мгновенно исчезающее при снятии напряжения. При этом изменение длины прямо пропорционально нагрузке. Когда нагрузка превышает некоторую предельную величину, происходит внезапное разрушение образца в виде хрупкого дробления. Точно так же реагирует горная порода на резкий удар (ударную нагрузку) геологического молотка.

Горные породы земной коры в самых различных природных условиях, несомненно, ведут себя как упругие и хрупкие твердые тела. В горных породах нельзя наблюдать текстурные особенности, непосредственно связанные с естественными упругими деформациями, потому что такие особенности исчезают, как только прекращается действие вызывающих их сил; однако способность пород коры и мантии передавать сейсмические волны свидетельствует об их высокой упругости при сжатии и сдвиге — по меньшей мере в динамической обстановке, когда силы действуют в течение очень короткого промежутка времени. Свидетельством упругого поведения пород при более длительных напряжениях являются также чандлеровские колебания полюса и земные приливы (гл. 4). С другой стороны, хрупкое поведение горных пород в верхней части коры подтверждается существованием многочисленных естественных поверхностей разрыва любого масштаба (разломы, трещины и некоторые типы сбросов), подобных структурам, получаемым в лаборатории в результате хрупкого дробления.

Другие данные свидетельствуют, однако, о способности горных пород к вязкому течению в твердом состоянии без крупных разрывов и о частом проявлении в них естественных деформаций неупругого и остаточного типа. Представление об изостазии, или стремлении земной коры к гидростатическому равновесию, равносильно предположению, что некоторые верхние части оболочки Земли по

своим свойствам близки к очень вязкой жидкости. Прямым доказательством течения в твердом состоянии пород коры в малом масштабе служат такие структуры, как листоватость, складчатость и деформация тел с известными первоначальными размерами или формой (например, шарообразных галек, которые заведомо были «твердыми» в момент своего включения в породу), а в большом масштабе — орогенез в существенно твердой континентальной коре.

В настоящей главе мы рассмотрим различные типы механического поведения горных пород, а также физическую и геологическую интерпретации этих явлений. Наша главная цель заключается в том, чтобы привлечь внимание к вопросам, на многие из которых еще нет убедительных ответов. Каков физический механизм деформации и течения в твердых горных породах? Как выразить особенности текстур течения в горных породах, пользуясь теми или иными величинами локальных или региональных смещений и деформаций? Каков характер распределения природных механических сил в недрах Земли и каково их геологическое значение?

Получить ответ на эти и подобные вопросы можно только путем сопоставления результатов исследований, проводимых по нескольким независимым направлениям:

1. «Феноменологическая» и эмпирическая теории деформации, разработанные инженерами, физиками и реологами, могут быть использованы для создания моделей деформации горных пород.

2. Исследования деформации образцов горных пород и минералов в широком диапазоне температуры, всестороннего давления и скорости нагрузки дают ценные сведения о том, как предположительно ведут себя такие материалы в условиях длительного напряжения в коре и мантии. Бóльшую часть этих сведений мы черпаем из геологических лабораторий; инженеры же чаще всего изучают воздействие кратковременных нагрузок при низких давлениях.

3. Упрощенные эксперименты при комнатных температуре и давлении на масштабных моделях из подходящих материалов имитируют течение твердых горных пород в геологических условиях.

4. Полевые и лабораторные исследования позволяют классифицировать природные структуры деформации и дают основу для их генетической интерпретации путем непосредственной проверки.

Здесь мы дадим обзор некоторых выводов, полученных в результате теоретического изучения, экспериментов и наблюдений. Как теория, так и эксперимент базируются на физических принципах и включают в себя классические представления, разработанные математиками и физиками, в качестве основы для изучения механики твердого тела — науки, одним из разделов которой является «механика горных пород» в ее самом широком понимании. Некоторые из этих представлений, в частности, теории напряженного состояния (стресса) и бесконечно малых деформаций, не принято вводить в элементарные курсы физики. В лекциях по инженерному делу и материаловедению эти понятия приводятся в такой форме, которая не всегда применима к проблемам, стоящим перед исследователями Земли.

Механические свойства горных пород

В гл. 2 мы рассмотрели некоторые упругие свойства кристаллов и ввели понятие о пластичности кристаллов. Исследуем, как влияют эти и другие механизмы деформации на образование остаточной деформации горных пород в более крупном масштабе.

«Микроскопический» механизм

Под микроскопом в горных породах и минералах обнаруживаются структурные особенности, свидетельствующие о существовании четырех главных механизмов образования остаточной деформации:

1. *Дробление.* Отдельные зерна и группы зерен минералов (особенно кварца и полевого шпата) рассечены микротрещинами или раздавлены и раскрошены. Возникающая в результате этого катакластическая структура показывает, что хрупкое дробление играет важную роль во внутреннем механизме деформации горных пород. Трещины дробления бывают самой разной величины: от микротрещин, пересекающих несколько смежных зерен, до трещин отдельности и других разрывов, протягивающихся на расстояния, измеряемые километрами.

2. *Трение скольжения.* С хрупким дроблением тесно связано проскальзывание по новообразованным и существовавшим ранее трещинам. Когда такое проскальзывание приурочено к границам зерен (как это происходит в некоторых слабо сцементированных осадочных породах), деформация приобретает большую амплитуду, но почти не отражается на форме и структуре зерен породы. Однако чаще межзерновое скольжение сопровождается крошением краевых частей движущихся зерен. Катакластическое течение — процесс, в котором проявляются и дробление, и трение скольжения; при этом в результате размалывания и истирания размер зерен постепенно уменьшается вплоть до образования тонкозернистого милонита, расслаивающегося в руках на тонкие чешуйки. Некоторые милонитовые породы столь тонкозернисты, что их кристаллическую природу можно доказать лишь с помощью рентгеноскопии. Трение скольжения имеет, очевидно, важное значение в четко расслоенных или листоватых породах, в которых деформация происходит путем проскальзывания одной чешуйки по другой. Этот механизм играет большую роль при образовании некоторых типов складчатости в слоистых породах.

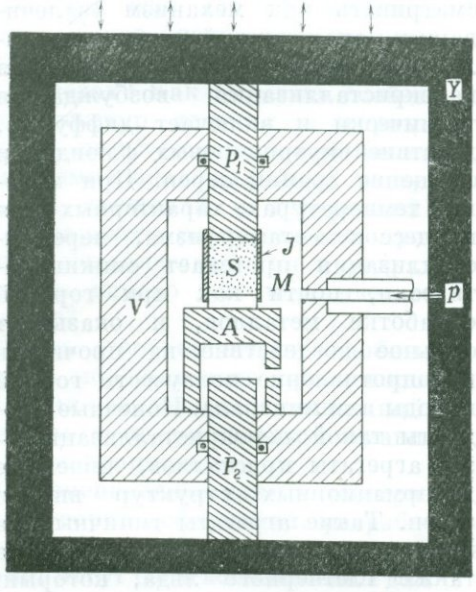
3. *Пластическая деформация.* Связное течение горных пород вряд ли возможно без некоторой проникающей внутрикристаллической пластической деформации. Об этом свидетельствуют обычные структурные и текстурные изменения: удлинение, сплющивание и искривление зерен, а также механическое двойникование и излом сланцеватости.

4. *Перекристаллизация и рост зерен.* Постдеформационный рост зерен при перекристаллизации или при кристаллизации новых фаз можно рассматривать как механизм «залечивания», аналогичный отжигу металла после холодной обработки. Такая перекристаллизация возбуждается термически и включает диффузию, действие внутрипоровых флюидов и смещение границ зерен. При высоких температурах, характерных для процессов метаморфизма, перекристаллизация протекает синкинематически, почти как при горячей обработке металлов, и оказывает сильное воздействие на прочность и сопротивление ползучести горной породы или минерала. Конечные продукты такой перекристаллизации — это агрегаты кристаллов, лишенные деформационных структур внутри зерен. Такие агрегаты типичны для многих метаморфических пород, а также глетчерного льда, который, строго говоря, вполне можно рассматривать как метаморфическую породу, деформированную при температуре, близкой к точке плавления. Эти четыре механизма действуют совместно в различных сочетаниях, в результате чего механическое поведение горных пород изменяется в широких пределах в зависимости от таких физических условий, как дав-

ление, температура, активность флюидов, время. Лабораторные эксперименты по деформации горных пород и минералов проводились с целью оценки влияния каждого из этих физических параметров. Некоторые выводы, полученные при таких опытах, кратко изложены ниже.

Влияние физических условий на механические свойства пород

Всестороннее давление. Горные породы, залегающие глубоко в недрах Земли, выдерживают — полностью или частично — вес находящегося выше столба породы. Если предположить, что в течение длительного времени давление при отсутствии тектонических сил в некоторой точке



ФИГ. 8-1. Схема трехосного испытательного прибора для изучения деформации горных пород при высоком давлении.

V — камера высокого давления; P_1 — деформирующий поршень; P_2 — уравновешивающий поршень; Y — жесткая рама, позволяющая двигать оба поршня совместно; A — наковальня; J — непроницаемая оболочка; S — образец; M — текучая среда под давлением p. Если давление поперек давящей поверхности поршня P_1 превышает p, то рама движется вниз и образец сжимается. Если давление поперек поверхности поршня P_1 меньше, чем p, то рама движется вверх и образец растягивается.

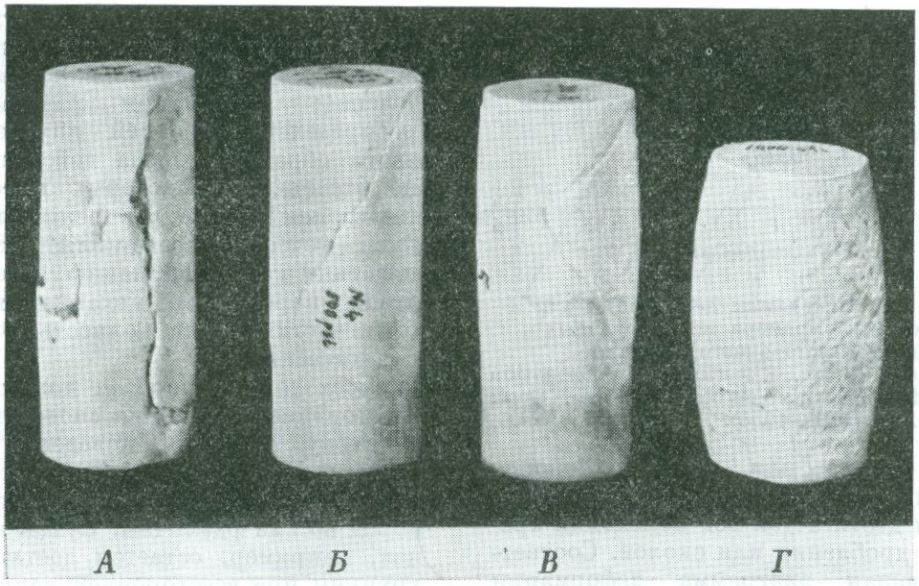
становится более или менее гидростатическим (вследствие релаксации более высоких или низких боковых напряжений), то зависимость давления в горной породе от глубины залегания можно представить в виде выражения

$$dP = -\rho g\, dr,$$

где ρ — плотность, а r — расстояние от данной точки до центра Земли. «Литостатическое» давление в основании континентальной коры, имеющей толщину 35 км, рассчитанное таким способом, составляет около 10 кбар. Давления, достигающие этой величины, могут быть получены экспериментально при погружении образца породы, заключенного в непроницаемую оболочку, в среду с высоким давлением (газ, жидкость и высокопластичное твердое вещество). Давление, оказываемое на образец окружающей средой, называют всесторонним. Деформирующую нагрузку можно приложить к краям образца с помощью поршней (фиг. 8-1). Если нагрузка, передаваемая поршнями, соответствует напряжению большему, чем всестороннее давление, образец будет укорачиваться (опыт «на сжатие»). Если напряжение, передаваемое поршнями, меньше, чем всестороннее давление, то образец будет удлиняться (опыт «на растяжение»). Заметим, что в последнем случае большое растягивающее напряжение может возникнуть только при отрицательной величине напряжения, нормального к давящей поверхности поршня.

Характер влияния всестороннего сжатия на связные породы был показан при опытах с мрамором — породой, в которой такое влияние проявляется в сравнительно ограниченном диапазоне давлений. На фиг. 8-2 показаны четыре цилиндрических образца мрамора, подвергнутых сжатию при 25 °С.

A — всестороннее давление 1 бар (атмосферное давление). Разруше-



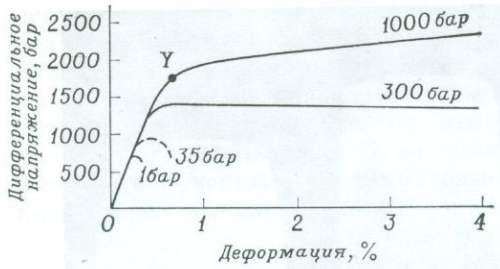
ФИГ. 8-2. Образец уомбейского мрамора после деформации при различных величинах всестороннего давления.
А — 1 бар; *Б* — 35 бар; *В* — 300 бар; *Г* — 1000 бар. Соответствующие диаграммы деформации показаны на фиг. 8-3.

ние вызвано хрупким дроблением вдоль поверхностей, субпараллельных оси сжатия (осевые трещины дробления, или трещины расслоения). Кривая, показывающая отношение нагрузки на единицу площади вдоль оси сжатия (осевое напряжение) к изменению длины образца в том же направлении (осевая относительная деформация), называемая диаграммой, или кривой, деформации (stress-strain curve), изображена на фиг. 8-3. Первая реакция на возрастание осевой нагрузки — упругое укорочение; соответствующий отрезок на данной кривой — прямолинейный и крутой. Нелинейное поведение при укорочении меньше одного процента проявляется как выполаживание кривой в течение короткого времени непосредственно перед разрушением.

Б — всестороннее давление 35 бар. На диаграмме деформации (фиг. 8-3) интервал упругого поведения и величина нелинейной деформации, предшествующей разрыву, несколько возрастают. Трещины расположены под углом (около 30°) к оси нагрузки; мы будем их называть «сколами».

В — всестороннее давление 300 бар. После предшествовавшей упругой деформации — такой же, как в описанных выше опытах, — образец остается целым, несмотря на то, что деформация стремится сосредоточиться в ограниченной зоне, расположенной под углом к оси нагрузки. На соответствующей диаграмме деформации (фиг. 8-3) за начальным прямолинейным отрезком (упругая деформация) следует короткий отрезок, в котором наклон кривой меняется, и кривая переходит в третий отрезок, существенно линейный и субгоризонтальный, — отражение возрастающего укорочения при почти постоянном напряжении.

Г — всестороннее давление 1000 бар. Течение, следующее за упругой деформацией, теперь полностью связ-



ФИГ. 8-3. Диаграммы деформации для уомбейского мрамора при различных величинах всестороннего давления (*Paterson M. S.*, Experimental deformation and faulting in Wombeyan marble, Geol. Soc. Am. Bull., 1958).

ное, более или менее однородно распределено по всему объему образца и достигается без появления трещин дробления или сколов. Соответствующая диаграмма деформации (фиг. 8-3) отличается от предыдущей только тем, что линейный третий отрезок кривой имеет положительный наклон, показывающий период возрастающей деформации при линейно увеличивающемся напряжении.

Во всех четырех опытах деформация привела в конечном счете к разрушению образца. Но величина остаточной деформации, предшествующей разрыву (мера *текучести*), увеличивалась по мере роста всестороннего давления. При всестороннем давлении 1000 бар укорочение, предшествующее разрушению, может достигать 20—30%.

Различают три главных типа поведения горных пород при деформации:

1. Хрупкое поведение; порода разрушается по трещинам дробления, субперпендикулярным наименьшему главному напряжению.

2. Поведение, переходное между хрупким и текучим; потеря связности менее резкая, разрушение происходит путем образования трещин скола. При петрографическом изучении деформированного материала обнаруживается множество мелких трещин (явление катаклаза), особенно вблизи сколов; заметна также некоторая пластическая деформация зерен.

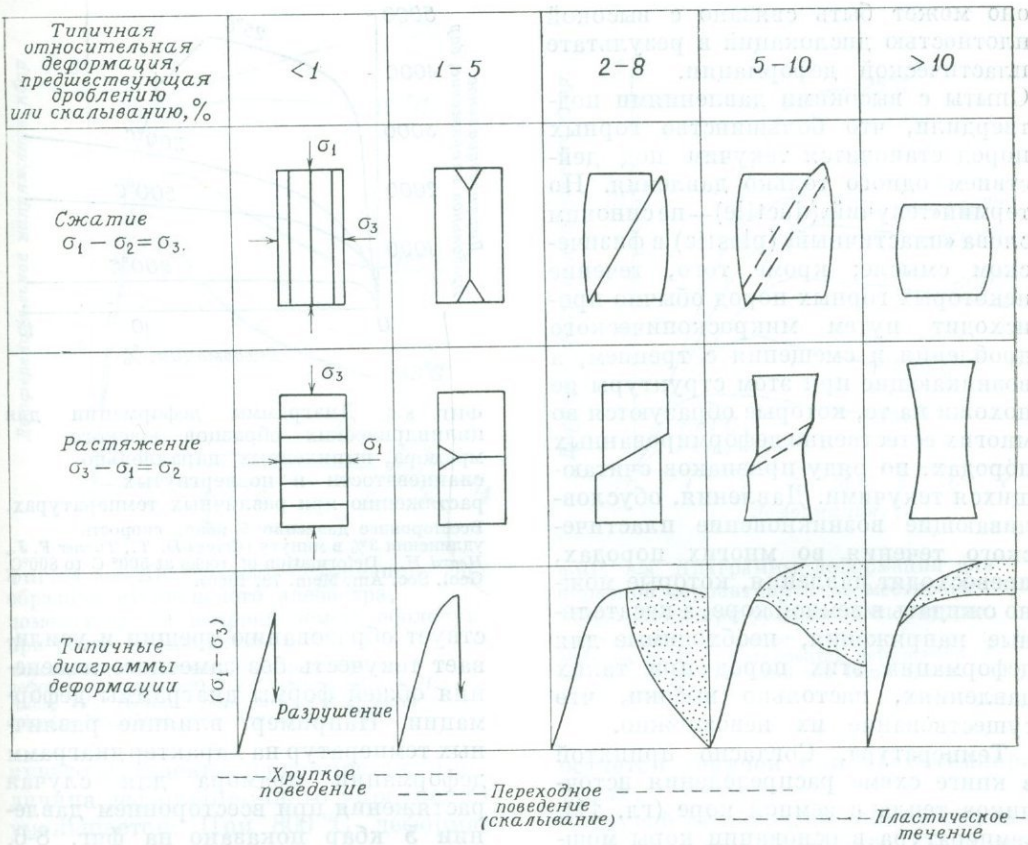
3. Текучее поведение, или связное течение; деформация равномерно распределена по всей внутренней части образца: порода действительно «течет». В некоторых породах, таких, как мрамор, внутренний механизм течения представляет собой пластическую деформацию зерен; в других породах этот механизм может быть частично или полностью катакластическим.

Во всех горных породах повышение всестороннего давления способствует переходу от хрупкого поведения к текучему. Абсолютные величины таких переходных давлений у разных типов пород весьма различны. Сухой кварцит, например, остается достаточно хрупким при всестороннем давлении 10 кбар и более.

Эти представления обобщены на фиг. 8-4, где показано также несколько других, промежуточных типов поведения. В нижней части фигуры приведены типичные диаграммы деформации для разных типов поведения. Участки диаграмм с крапом представляют собой возможные вариации этих кривых для разных типов горных пород.

Полученные выводы можно сформулировать следующим образом: для каждой горной породы при данном всестороннем давлении существует напряжение, при котором возникает сквозная трещина (разрушающее напряжение, или предел прочности), и напряжение, при котором начинается пластическое течение (предел текучести) [1]. Эксперименты показы-

[1] Текучее поведение, как явствует из верхних двух диаграмм на фиг. 8-3, обычно не начинается резко при определенной величине напряжения. Поэтому условная величина напряжения, показанная точкой на втором отрезке диаграммы (например, точкой *Y* на диаграмме для всестороннего давления 1000 бар), обозначающей некоторую определенную малую величину остаточной деформации, принимается как предел текучести. [Точнее, условный предел текучести.— *Прим. перев.*]



ФИГ. 8-4. Схема изменения механического поведения от хрупкого дробления до пластического течения, с типичными деформациями, предшествующими разрушению; диаграммы деформации для трехосного сжатия и растяжения (*Griggs D. T., Handin J.*, Observations on fracture and a hypothesis of earthquakes, Geol. Soc. Am. Mem. 79, 1960).

вают, что на предел прочности сильно влияет величина давления и что при возрастании всестороннего давления предел прочности приближается к пределу текучести и в конце концов превосходит его; поэтому при высоком всестороннем давлении пластическое течение начинается при напряжениях ниже предела прочности.

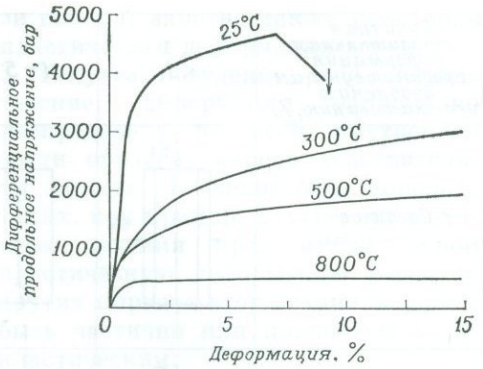
Принято говорить, что пластическое течение начинается у предела текучести (точка Y, фиг. 8-5), но для поддержания состояния течения необходимо, чтобы напряжение в образце непрерывно росло, на что указывает положительный наклон третьего отрезка диаграммы. При снятии нагрузки, например в точке A на фиг. 8-5, наблюдается упругое последействие: уменьшение величины деформации по линии AB. Если к образцу снова приложить нагрузку, пластическая деформация начнется только при напряжениях, превышающих A. Деформированный образец, таким образом, становится прочнее, чем исходный материал, не подвергавшийся деформации. Это явление носит название деформационного упрочнения, или наклепа, и наблюдается в большинстве поликристаллических агрегатов (особенно в металлах) и в некоторых одиночных кристаллах, где

оно может быть связано с высокой плотностью дислокаций в результате пластической деформации.

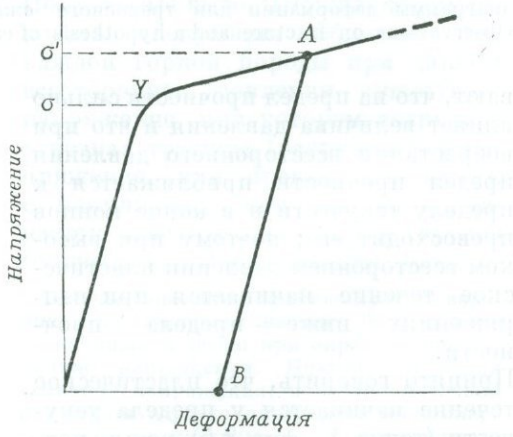
Опыты с высокими давлениями подтвердили, что большинство горных пород становится текучим под действием одного только давления. Но термин «текучий» (ductile) — не синоним слова «пластичный» (plastic) в физическом смысле; кроме того, течение некоторых горных пород обычно происходит путем микроскопического дробления и смещения с трением, а возникающие при этом структуры не похожи на те, которые образуются во многих естественно деформированных породах, по ряду признаков считающихся текучими. Давления, обусловливающие возникновение пластического течения во многих породах, превосходят давления, которые можно ожидать в земной коре, а касательные напряжения, необходимые для деформации этих пород при таких давлениях, настолько высоки, что существование их невозможно.

Температура. Согласно принятой в книге схеме распределения источников тепла в земной коре (гл. 11), температура в основании коры мощностью 30 км составляет, вероятно, 400 — 650 °С. Температура, как и давление в коре, зависит от глубины, и в общем случае две указанные величины взаимозависимы; следовательно, высокие давления такого порядка, как использованные в описанных выше опытах, ассоциируют в природе с соответственно повышенной температурой. Например, в эксперименте, поставленном для моделирования условий на глубине 15 км в континентальной коре, давление должно составлять 5 кбар, а температура — 400 °С. Таких экспериментов к настоящему времени выполнено много.

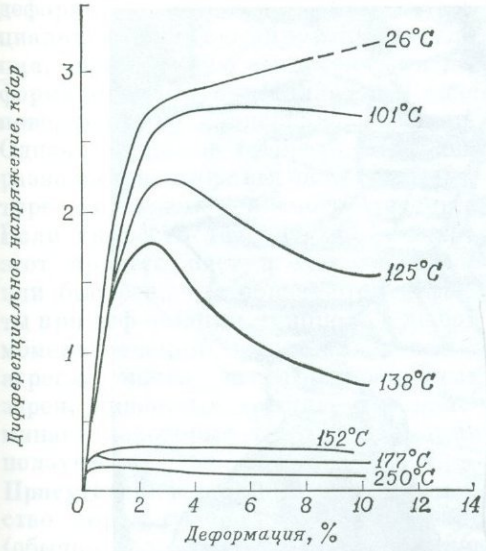
Почти во всех поликристаллических материалах воздействие температуры при любом постоянном высоком всестороннем давлении приводит к понижению предела текучести, препятствует образованию трещин и усиливает текучесть без заметного изменения общей формы диаграммы деформации. Например, влияние различных температур на характер диаграмм деформации мрамора для случая растяжения при всестороннем давлении 5 кбар показано на фиг. 8-6. При повышении температуры предел текучести понижается, интервал те-



ФИГ. 8-6. Диаграммы деформации для цилиндрических образцов юлского мрамора, выпиленных параллельно сланцеватости и подвергнутых растяжению при различных температурах.
Всестороннее давление 5 кбар, скорость удлинения 3% в минуту (*Griggs D. T., Turner F. J., Heard H.*, Deformation of rocks at 500° C to 800°C, Geol. Soc. Am. Mem. 79, 1960).

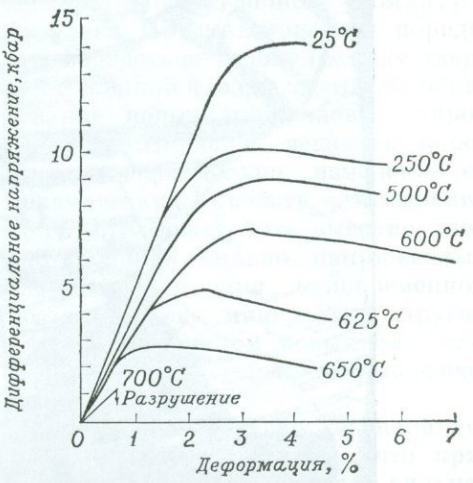


ФИГ. 8-5. Кривые нагрузки и разгрузки для текучего материала.
σ — начальный предел текучести; σ' — возросший предел текучести после разгрузки.



ФИГ. 8-7. Диаграммы деформации для образцов итальянского алебастра, помещенных в непроницаемые оболочки, при разных температурах.

Всестороннее давление 5 кбар, скорость деформации (сжатия) $3{,}3 \cdot 10^{-4}$ с$^{-1}$ (*Heard H., Rubey W.*, Tectonic implications of gypsum dehydration, Geol. Soc. Am. Bull., 1966).



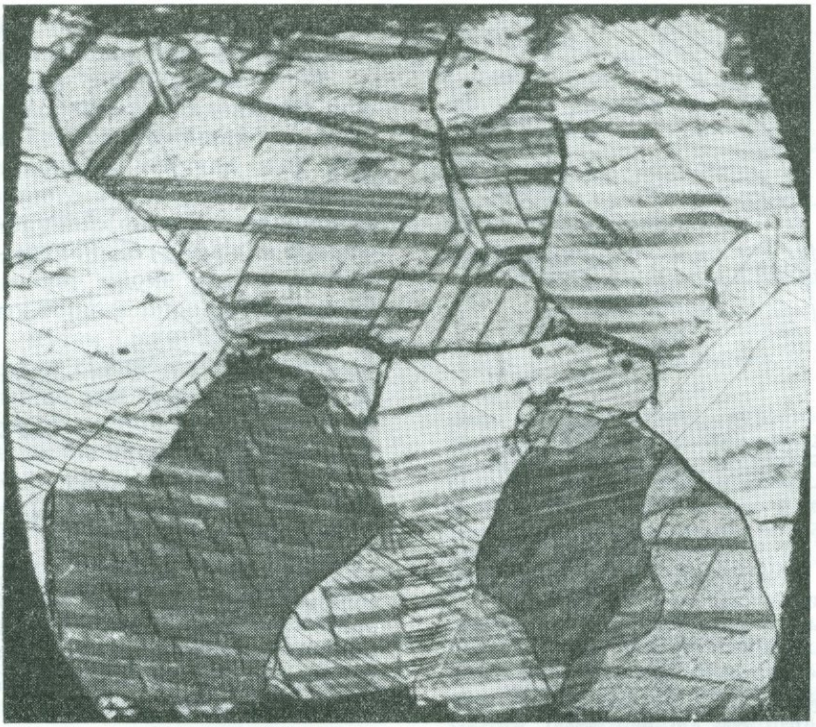
ФИГ. 8-8. Диаграммы деформации для образцов серпентинита из местности Тамут-Понд при разных температурах.

Всестороннее давление 5 кбар (*Raleigh C. B., Paterson M. S.*, Experimental deformation of serpentinite and its tectonic implications, J. Geophys. Res., 1965).

кучего поведения расширяется, а величина деформационного упрочнения уменьшается. При 800 °С деформационное упрочнение практически исчезает.

В материалах, в которых повышение температуры вызывает химические изменения, влияние температуры на механическое поведение может быть различным. Например, поведение образцов алебастра (горной породы, состоящей из минерала гипса $CaSO_4 \cdot 2H_2O$), сжимаемых в условиях всестороннего давления 5 кбар при различных температурах, характеризуют диаграммы деформации на фиг. 8-7. Они свидетельствуют о резком уменьшении предела текучести в узком интервале температур. Экспериментаторы смогли показать, что потеря прочности приурочена к температурному интервалу, при котором происходит дегидратация гипса: частичная (до полугидрата) или полная — до ангидрита ($CaSO_4$). Порода остается текучей при всех температурах.

С другой стороны, подобные опыты с серпентинитом (породой, состоящей из водного магниевого силиката — серпентина) также при всестороннем давлении 5 кбар дали диаграммы деформации, показанные на фиг. 8-8. Влияние температуры до 500 °С было, в основном, таким же, как и на мрамор: текучесть возрастала, а деформационное упрочнение уменьшалось. Выше 500 °С наблюдался постепенный обратный переход к хрупкому состоянию. При 650 °С и выше некоторые образцы разрушались по одиночной трещине хрупкого дробления под острым углом к направлению сжатия. В этой породе реакция дегидратации серпентина (до форстерита и талька), вызванная повышением температуры, отражается в большей степени в усилении хрупкости, нежели текучести. В обеих породах особенности изменения поведения обуслов-



ФИГ. 8-9. Рост полигональных зерен в сильно деформированном одиночном кристалле кальцита.

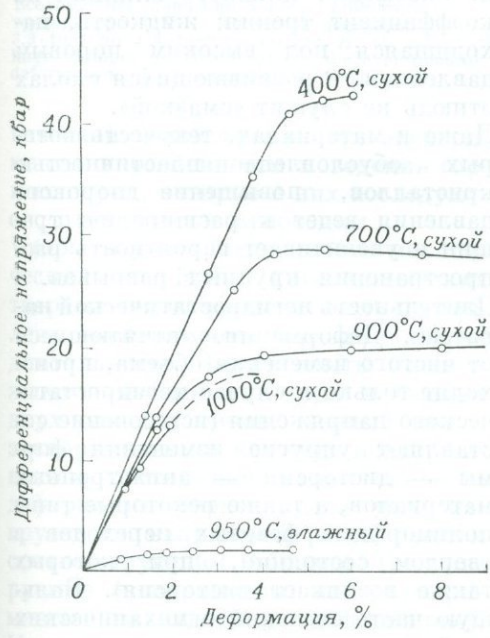
Образец сначала был сжат при высоком всестороннем давлении и затем подвергнут отжигу. Диаметр образца около 0,6 см.

лены присутствием межзерновой жидкой фазы (возникающей при высоком давлении), состоящей из воды, высвобожденной при реакциях дегидратации: вода, благодаря непроницаемой оболочке на образцах, не может исчезнуть. Позже мы еще возвратимся к анализу роли жидкой фазы.

Высокая температура имеет также большое значение для ускорения процесса «восстановления» деформированных пород при залечивании накопленных повреждений, вызванных возрастающей деформацией (трещины, структуры пластической деформации в кристаллах и т. д.). Эти повреждения, несомненно, являются главными агентами деформационного упрочнения. Высокая температура препятствует возникновению текстур деформации и связанного с ними деформационного упрочнения, так как облегчает перемещение на атомном уровне (в частности, «переползание» дислокаций) и способствует росту зерен (например, путем кристаллизации новых фаз в метаморфических условиях). Такова природа эффекта отжига, при котором новые ненарушенные зерна свободно растут за счет сильно деформированных зерен с более высокой свободной энергией. Этот процесс обычно происходит в твердом состоянии, причем одни зерна растут за счет других. В результате сильно деформированный большой кристалл оказывается замещенным мозаикой чистых недеформированных полигональных зерен (фиг. 8-9). Отжиг обычно производят после окончания

деформации, чтобы понизить потенциальную энергию упругой деформации, накопленную в пластически деформированных кристаллах и в виде поверхностной энергии трещин. Однако сходный процесс диффузии развивается при высокой температуре во время связного течения. Если скорость течения очень мала, этот процесс идет в том же темпе или быстрее, чем образуются дефекты при деформации, и порода в любой момент течения представляет собой агрегат почти недеформированных зерен, лишенных трещин. Это напоминает некоторые типы деформации ползучести.

Присутствие жидкой фазы. Большинство пород содержит жидкую фазу (обычно водную), которая заполняет поры или обволакивает тонкой пленкой границы зерен. Даже первоначально сухие породы при высокой температуре бывают пропитаны водой, высвободившейся в процессе дегидратации, подобном упомянутому ранее. При метаморфизме породы взаимодействие и обмен между твердой и жидкой фазами вызывают образование новых минералов, которое означает изменение вещества породы и, следовательно, изменение ее механических свойств. Изменение прочности может быть вызвано либо растворением сильно напряженных частей зерен при одновременном росте того же минерала в другом месте, либо ростом новых фаз, стабильных при данных метаморфических условиях.



ФИГ. 8-10. Диаграммы деформации для естественных кристаллов кварца в присутствии воды и в «сухом» состоянии.

Всестороннее давление 15 кбар, скорость деформации $0{,}8 \cdot 10^{-5}$ $с^{-1}$ (*Griggs D. T.*, Hydrolytic weakening of quartz and other silicates, Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1967).

Проведенная недавно экспериментальная работа показала, что присутствие воды оказывает сильное воздействие и на механические свойства одиночных кристаллов. Кварц, например, — один из прочнейших и наименее текучих минералов земной коры. Даже при высоких температурах и всестороннем давлении он сохраняет почти совершенную упругость и хрупкость. В присутствии воды, однако, кварц и другие очень прочные силикаты — при определенных сочетаниях давления и температуры — становятся исключительно слабыми и текучими. На фиг. 8-10 показаны кривые деформации для естественных кристаллов кварца при разных температурах во влажной и сухой средах, при всестороннем давлении 15 кбар и скорости деформации $0{,}8 \cdot 10^{-5}$ $с^{-1}$. Механизм, предложенный Григсом для объяснения этого гидролитического ослабления, включает возрастание подвижности дислокаций как результат гидролиза цепочек Si — O — Si, смежных с дислокациями мигрирующей воды. Можно доказать, что для условий метаморфизма этот механизм течения является наиболее важным из всех обнаруженных до сих пор в горных породах.

Другие процессы, также сильно влияющие на прочность агрегата,

имеют нехимическую природу. Их возникновение обусловлено самим появлением поровой жидкой фазы при высоком давлении. Если проницаемость в агрегате достаточно высока, то давление в поровой жидкости равно гидростатическому. При нормальных условиях оно не должно превышать величину давления в основании столба жидкости (воды) высотой, эквивалентной глубине залегания. Однако глубинное бурение показало, что давление поровых жидкостей, даже на сравнительно малых глубинах, иногда сильно превосходит равновесное (гидростатическое) давление $\rho_в gh$ (где h — высота столба воды) и может даже приближаться к литостатическому давлению $\rho_п gh$ ($\rho_в$ — плотность воды, $\rho_п$ — плотность горных пород). Такие факторы, как тектонические силы, метаморфизм, действие определенных слоев породы как полупроницаемых мембран, реакции дегидратации и частичное плавление (возможно, происходящее в мантии и в нижней части коры), повышают — регионально или локально — давление поровых жидкостей. В этих случаях давление между твердыми зернами не соответствует литостатическому давлению, описанному ранее, а понижено на величину, зависящую от порового давления и геометрических свойств агрегата. Обозначим литостатическое давление индексом P, поровое давление — индексом P_f, тогда «эффективное» давление между зернами P_e составит

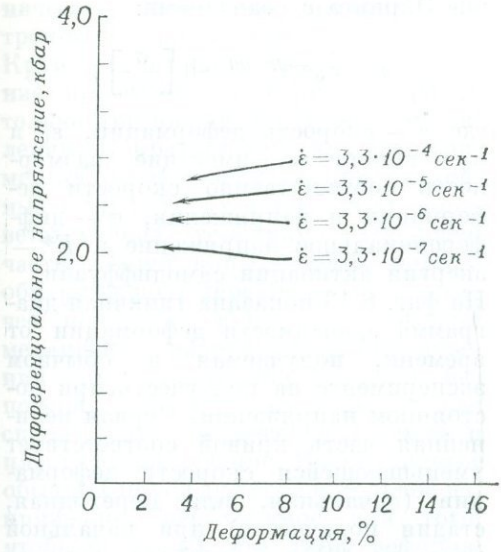
$$P_e = P - \eta P_f,$$

где η — коэффициент, зависящий от таких факторов, как размер и форма зерен, проницаемость, вязкость жидкости и т. д.; его величина колеблется между нулем и единицей. Большинство геологов считают, что коэффициент η можно считать равным единице.

Механическое воздействие высокого порового давления на пористые агрегаты экспериментально исследовано для ряда пород при различных значениях температуры и всестороннего давления. Наиболее интересный результат таких опытов — возвращение к явлениям скалывания в породе, которая при этих же температуре и давлении нормально должна быть текучей. Этот эффект особенно резко проявляется в породах, где пластическое течение осуществляется катакластически. Возрастание порового давления в таких породах приводит к тому, что эффективное давление между зернами становится ниже всестороннего давления, так что сопротивление смещению, обусловленное трением, уменьшается. Если поровое давление достаточно велико, то вместо дробления зерен происходит межзерновое проскальзывание. Таким образом облегчается развитие сколов. Заметим, что описанные явления не оказывают никакого влияния на коэффициент трения; жидкость, находящаяся под высоким поровым давлением, в развивающихся сколах отнюдь не служит «смазкой».

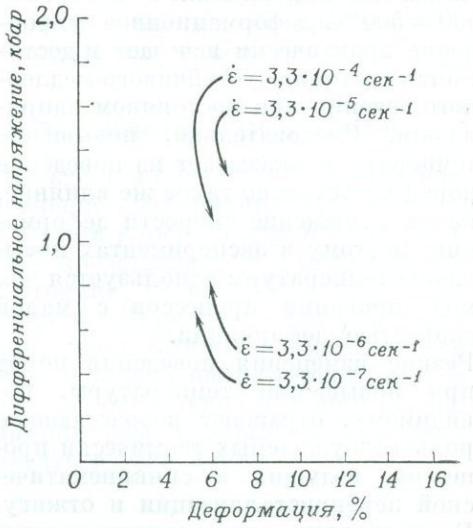
Даже в материалах, текучесть которых обусловлена пластичностью кристаллов, повышение порового давления ведет к расширению трещин и увеличивает вероятность распространения крупных разрывов.

Длительность негидростатической нагрузки. Деформации, отличающиеся от чистого изменения объема, происходят только в случае негидростатического напряжения (исключение составляют упругие изменения формы — дисторсия — анизотропных материалов, а также некоторые типы полиморфных фазовых переходов в твердом состоянии, при которых также возникает дисторсия). Большую часть сведений о механических свойствах горных пород мы получаем в результате лабораторных опытов, в которых негидростатическая нагрузка прикладывается к образцам на непродолжительное время (секунды или минуты, редко часы). С геоло-



ФИГ. 8-11. Диаграммы деформации (растяжения) для образцов юлского мрамора.

Всестороннее давление 5 кбар, комнатная температура (25°С). Скорость деформации — от $3{,}3 \cdot 10^{-4}$ до $3{,}3 \cdot 10^{-7}$ с$^{-1}$ (*Heard H. C.*, Effect of large changes in strain rate in the experimental deformation of Yule marble, J. Geol., 1963).



ФИГ. 8-12. Диаграммы деформации (растяжения) для образцов юлского мрамора.

Всестороннее давление 5 кбар, температура 500° С. Скорость деформации — от $3{,}3 \cdot 10^{-4}$ до $3{,}3 \cdot 10^{-7}$ с$^{-1}$ (*Heard H. C.*, Effect of large changes in strain rate in the experimental deformation of Yule marble, J. Geol., 1963).

гической точки зрения эти эксперименты и особенности поведения горных пород, которые в них исследуются, практически мгновенны.

Чтобы изучить зависимость механических свойств кристаллических твердых тел от времени, были поставлены эксперименты гораздо большей длительности. Такие опыты продолжаются месяцы или годы и бывают двух главных типов. Первый тип — эксперименты, в которых поддерживается постоянная малая скорость деформации образца, для чего нагрузка или напряжение регулируются соответствующим образом (регулируемые эксперименты, или эксперименты на медленную деформацию). Ко второму типу относят эксперименты, в которых величина нагрузки или предпочтительнее напряжение поддерживаются постоянными; исследуется изменение деформации или скорости деформации во времени. Свойства минералов и горных пород изучались в обоих типах экспериментов. Наименьшая скорость деформации, достигнутая в экспериментах на медленную деформацию, — около 10^{-8} с$^{-1}$ (на мраморе); считается, что геологически реальная скорость деформации составляет около 10^{-14} с$^{-1}$.

Воздействие пониженной скорости деформации проявляется в понижении предела текучести и в возрастании роли пластического течения. На фиг. 8-11 показаны диаграммы деформации, соответствующие различным скоростям деформации (от $3{,}3 \cdot 10^{-4}$ до $3{,}3 \cdot 10^{-7}$ с$^{-1}$) мрамора при комнатной температуре. Фиг. 8-12 иллюстрирует изменение скорости деформации в той же породе при 500 °С. Понижение прочности гораздо заметнее при высокой температуре; одновременно происходит очевидное уменьшение величины деформацион-

ного упрочнения. При более низких скоростях деформации в интервале 400—500 °С деформационное упрочнение практически исчезает и достигается состояние устойчивого медленного течения при постоянном напряжении. Следовательно, повышение температуры оказывает на поведение пород качественно такое же влияние, как и понижение скорости деформации; поэтому в экспериментах повышение температуры используется для моделирования процессов с малой скоростью деформации.

Резкие изменения поведения пород при повышении температуры, по-видимому, отражают возрастающую роль возбуждаемых термически процессов, ведущих к синкинематической перекристаллизации и отжигу. Если скорость этих «залечивающих» процессов равна скорости накопления «нарушений» (дислокаций, трещин, структур пластической деформации) или превосходит ее, то достигается устойчивое состояние связного течения, при котором на любой стадии агрегат имеет минимальное количество внутренних текстурных нарушений. Наилучшей эмпирической формой выражения такого устойчивого «псевдовязкого» течения является, по-видимому, уравнение Эйринга с соавторами:

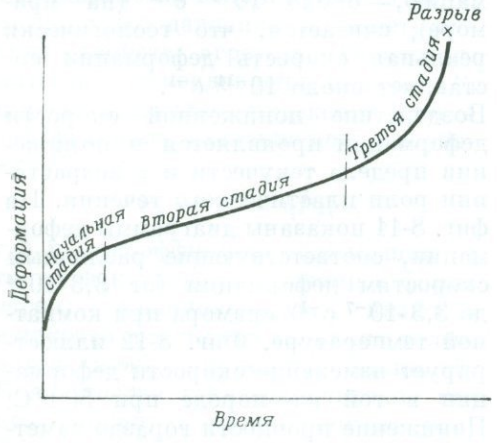
$$\dot{\varepsilon} = \dot{\varepsilon}_0 e^{-E^*/RT} \operatorname{sh}\left[\frac{\sigma}{\sigma_0}\right],$$

где $\dot{\varepsilon}$ — скорость деформации, $\dot{\varepsilon}_0$ и σ_0 — константы, имеющие размерность соответственно скорости деформации и напряжения, σ — дифференциальное напряжение и E^* — энергия активации самодиффузии.

На фиг. 8-13 показана типичная диаграмма зависимости деформации от времени, получаемая в обычном эксперименте на ползучесть при постоянном напряжении. Первая нелинейная часть кривой соответствует уменьшающейся скорости деформации (начальная, или переходная, стадия ползучести) при начальной нагрузке. Прямолинейная средняя часть диаграммы представляет фазу равномерной ползучести (вторая стадия, или стадия установившейся ползучести); за ней следует повышающаяся часть кривой, соответствующая возрастанию скорости ползучести (третья, или ускоренная, стадия) перед разрушением образца. Эта кривая описывается уравнением

$$\varepsilon = A - B \lg t + Ct,$$

где ε — деформация, t — время, A, B, C — различные константы материала. В природе большая часть проявлений ползучести (а может быть, и все такие проявления) относится к установившейся стадии.



ФИГ. 8-13. Типичная диаграмма зависимости деформации от времени для ползучести при постоянном напряжении.

Выводы о механическом поведении

При анализе экспериментальных данных о механических свойствах горных пород мы не затронули вопросов текстурной и механической анизотропии, повышающейся при наличии проникающих текстур и преимущественной ориентировки зерен. Позднее мы рассмотрим эти проблемы более подробно. Здесь мы попытаемся охарактеризовать основные черты меха-

нического поведения связных изотропных горных пород.

Крупномасштабное хрупкое дробление происходит в горных породах только при низком всестороннем давлении. В кратковременных экспериментах, проводившихся при различных температурах и давлениях, соответствующих условиям в большей части земной коры, горные породы обнаруживают переходное или текучее поведение, и наиболее обычные механизмы разрушения или течения — это скалывание (обычно без потери связности на поверхности скола), катакластическое течение и пластическое течение. В большинстве обычных пород дифференциальное напряжение, необходимое для того, чтобы начались эти типы деформации, очень велико — во многих случаях выше, чем напряжения, которые, как полагают, существуют в коре. Величина этого необходимого напряжения понижается в присутствии поровых жидкостей высокого давления и при повышении температуры. Эти же факторы определяют механизм деформации горных пород. Некоторые породы в такой обстановке становятся более текучими (особенно породы, в которых происходит гидролитическое ослабление), другие менее текучими.

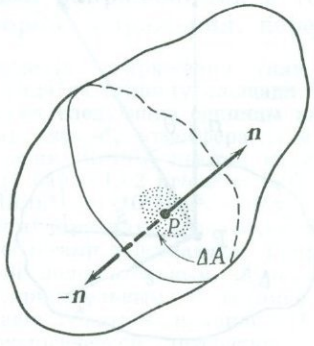
Наиболее важный физический параметр, контролирующий связное течение горных пород, — по-видимому, длительность нагрузки. Возможно, что многие из деформационных текстур, наблюдаемых в горных породах, надо интерпретировать как текстуры ползучести и что главные механизмы деформации возбуждаются термически и включают в себя перекристаллизацию, отжиг и рост зерен. Этот взгляд подтверждается характером структур многих метаморфических пород. Но в других породах деформация (пластическая или катакластическая) происходит без перекристаллизации или почти без нее; факт существования землетрясений — постоянное напоминание о том, что деформации могут протекать быстро, по крайней мере в отдельных районах.

Напряженное состояние

Прежде чем более полно исследовать значение деформационных текстур в земной коре, следует познакомиться с представлением о напряженном состоянии, на котором основаны все теории деформации. Здесь мы рассмотрим некоторые вопросы классической теории напряженного состояния и исследуем различные виды напряжений, которые могут существовать в теле Земли.

Теория напряженного состояния

Напряжение в точке. Внутри непрерывного тела, находящегося в статическом равновесии (в равновесии сил и моментов), выделим элементарную площадку ΔA, содержащую точку P. Одна сторона площадки ΔA имеет внешний нормальный единичный вектор $\mathbf{n}$ и считается положительной; другая сторона характеризуется внешним единичным нормальным вектором $-\mathbf{n}$ и считается отрицательной (фиг. 8-14). Пусть положительная сторона площадки давит на отрицательную с силой $\Delta\mathbf{f}$; тогда *среднее*



ФИГ. 8-14. Тело в статическом равновесии с внутренней элементарной площадкой ΔA (с единичным нормальным вектором $\mathbf{n}$), содержащей точку P.

напряжение в точке P на площадке ΔA дается выражением

$$S_{ср} = \frac{\Delta \mathbf{f}}{\Delta A}.$$

Напряжение S в точке P определяется, следовательно, выражением

$$\mathbf{S} = \lim_{\Delta A \to 0} \frac{\Delta \mathbf{f}}{\Delta A} = \frac{d\mathbf{f}}{dA}.$$

Вектор $\mathbf{S}$ имеет модуль и направление, зависящее от ориентировки площадки ΔA в точке P, и называется *вектором напряжения*, или *поверхностной силой сцепления*, действующей поперек площадки ΔA в точке P. В общем случае вектор $\mathbf{S}$ наклонен под углом к ΔA и может быть разложен на две составляющие: σ — действующую нормально к площадке ΔA в направлении $\mathbf{n}$ и τ — действующую в плоскости ΔA (фиг. 8-15). Первую называют нормальной составляющей, а вторую — касательной, или тангенциальной, составляющей вектора $\mathbf{S}$.

Модули вектора напряжения и его составляющих связаны простым соотношением по теореме Пифагора:

$$S^2 = \sigma^2 + \tau^2. \qquad (8\text{-}1)$$

Модули этих двух составляющих выражаются через модуль вектора напряжения следующими скалярными произведениями:

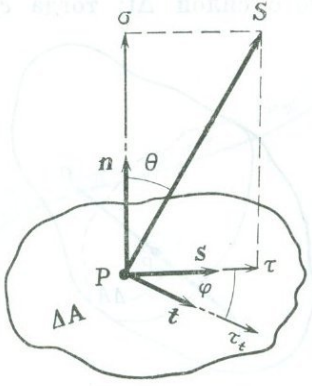
$$\sigma = \mathbf{S} \cdot \mathbf{n} = S \cos \theta, \qquad (8\text{-}2)$$

$$\tau = \mathbf{S} \cdot \mathbf{s} = S \sin \theta, \qquad (8\text{-}3)$$

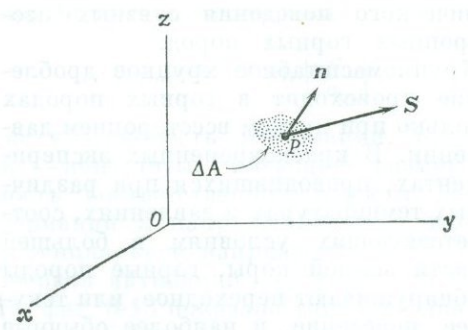
где θ — угол между $\mathbf{S}$ и $\mathbf{n}$, а $\mathbf{s}$ — единичный вектор, соответствующий направлению действия τ. Касательная составляющая τ_t в любом другом направлении, лежащем в плоскости ΔA, выражается через единичный вектор $\mathbf{t}$, образующий с вектором $\mathbf{s}$ угол ϕ, следующим образом:

$$\tau_t = \mathbf{S} \cdot \mathbf{t} = \tau \cos \phi = S \sin \theta \cos \phi. \qquad (8\text{-}4)$$

Заметим, что τ — максимальная касательная составляющая напряжения на площадке ΔA.



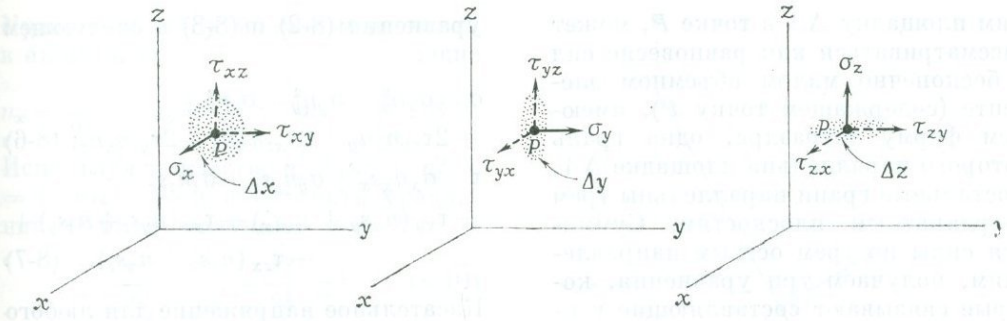
ФИГ. 8-15. Вектор напряжений $\mathbf{S}$, разложенный на нормальную составляющую σ и касательные составляющие τ и τ_t.



ФИГ. 8-16. Правая система декартовых координат с осями x, y, z.

Теперь удобно ввести правую прямоугольную систему декартовых координат с осями x, y, z. Начало координат поместим в точку O, отличную от P, а координатные плоскости расположим под углом к плоскости ΔA (фиг. 8-16). Единичный нормальный вектор $\mathbf{n}$ и вектор напряжения $\mathbf{S}$ выражаются через их составляющие по этим осям соответственно как n_x, n_y, n_z и S_x, S_y, S_z [1]. Векторы напряжения для трех элементарных площадок Δx, Δy, Δz, лежащих в трех координатных плоскостях — соответственно yz, zx и xy — и пересекающихся в точке P, можно

[1] Заметим, что величины составляющих n_x, n_y, n_z численно равны соответствующим направляющим косинусам (обычно обозначаемым l, m, n) нормали к ΔA.



ФИГ. 8-17. Девять составляющих вектора напряжения на элементарных площадках Δx, Δy, Δz.

найти тем же способом, как и для площадки ΔA, и каждый вектор можно разложить на три составляющие, направленные по осям координат. Полученные девять составляющих имеют следующие обозначения (фиг. 8-17):

Составляющие на площадке Δx (в плоскости yz)

σ_x — нормальное напряжение в направлении x,

τ_{xy} — касательное напряжение в направлении y,

τ_{xz} — касательное напряжение в направлении z.

Составляющие на площадке Δy (в плоскости zx)

τ_{yx} — касательное напряжение в направлении x,

σ_y — нормальное напряжение в направлении y,

τ_{yz} — касательное напряжение в направлении z.

Составляющие на площадке Δz (в плоскости xy)

τ_{zx} — касательное напряжение в направлении x,

τ_{zy} — касательное напряжение в направлении y,

σ_z — нормальное напряжение в направлении z.

Их называют девятью *составляющими напряжениями* в точке P. Каждое составляющее напряжение представляет собой силу, действующую на единицу площади, с которой положительная сторона элементарной площадки (определяемая по положительному знаку соответствующего осевого направления) давит на отрицательную сторону. Если тело находится в статическом равновесии, противодействующие силы равны по величине и противоположны по направлению [1].

Если нормальная составляющая напряжения имеет то же направление, что и внешняя нормаль данной элементарной площадки, то нормальное напряжение на этой площадке условно считается отрицательным [2]. Касательные напряжения на элементарной площадке считаются положительными, если они действуют в осевом направлении (положительном или отрицательном) того же знака, что и соответствующее нормальное напряжение.

Зависимость между девятью составляющими напряжениями в точке P и вектором напряжения, пересекаю-

[1] Размерность напряжения (или давления) — сила на единицу площади. Обычно используют следующие единицы напряжения: бар, кг/см^2, атмосфера (атм), фунт на кв. дюйм (lb/in^2), ньютон на кв. метр (Н/м^2). [1 бар $=1{,}02$ кг/см^2 $=0{,}987$ атм $=14{,}5$ lb/in^2 $=1\cdot10^5$ Н/м^2. — *Прим. перев.*]

[2] По этому правилу, используемому чаще всего геологами, сжимающее напряжение считается положительным, а растягивающее — отрицательным. В технике обычно принимают обратное правило. [В советской геологической литературе растягивающее напряжение считается положительным, напряжение сжатия — отрицательным (*Белоусов В. В.*, Структурная геология. Изд-во МГУ, стр. 24, 1971). — *Прим. перев.*]

щим площадку ΔA в точке P, может рассматриваться как равновесие сил в бесконечно малом объемном элементе (содержащем точку P), имеющем форму тетраэдра, одна грань которого параллельна площадке ΔA, а остальные грани параллельны трем координатным плоскостям. Суммируя силы по трем осевым направлениям, получаем три уравнения, которые связывают составляющие вектора напряжения на элементарной площадке с девятью составляющими напряжениями на координатных плоскостях:

$$\begin{aligned} S_x &= \sigma_x n_x + \tau_{yx} n_y + \tau_{zx} n_z, \\ S_y &= \tau_{xy} n_x + \sigma_y n_y + \tau_{zy} n_z, \\ S_z &= \tau_{xz} n_x + \tau_{yz} n_y + \sigma_z n_z. \end{aligned} \quad (8\text{-}5)$$

Эти уравнения показывают, что девять составляющих напряжений представляют собой необходимое и достаточное условие для определения величины и направления поверхностных сил на элементарной площадке любой ориентации, обозначенной единичным нормальным вектором **n**, и дают полное представление о напряжении в точке.

Тензор напряжений. В уравнениях (8-5) девять составляющих напряжений связаны с составляющими двух векторов: **S** и **n**. Легко заметить, что они являются компонентами тензора второго ранга (гл. 2). Поскольку этот тензор связывает два полярных вектора, это полярный тензор, а принимая во внимание равновесие моментов в элементарном объеме при отсутствии вращения тела, заключаем, что этот тензор симметричен. Поэтому только шесть составляющих напряжений независимы, и тензор можно записать в виде следующей матрицы:

$$\begin{Vmatrix} \sigma_x & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{xy} & \sigma_y & \tau_{yz} \\ \tau_{xz} & \tau_{yz} & \sigma_z \end{Vmatrix}.$$

Обозначив так составляющие и используя уравнения (8-5), запишем уравнения (8-2) и (8-3) в следующем виде:

$$\sigma = \sigma_x n_x^2 + \sigma_y n_y^2 + \sigma_z n_z^2 + 2\tau_{xy} n_x n_y + 2\tau_{xz} n_x n_z + 2\tau_{yz} n_y n_z; \quad (8\text{-}6)$$

$$\tau = \sigma_x n_x s_x + \sigma_y n_y s_y + \sigma_z n_z s_z + \tau_{xy}(n_x s_y + n_y s_x) + \tau_{yz}(n_y s_z + n_z s_y) + \tau_{zx}(n_z s_x + n_x s_z). \quad (8\text{-}7)$$

Касательное напряжение для любого направления с единичным вектором **t** в плоскости ΔA может быть найдено подстановкой в уравнение (8-7) компонентов вектора **t** вместо соответствующих компонентов вектора **s**.

Ввиду того что тензор напряжений — симметричный тензор второго ранга, его можно привести к диагональной форме, подобрав необходимую замену координат, чтобы получить

$$\begin{Vmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{Vmatrix}.$$

Касательные компоненты обращаются в нуль на трех плоскостях прямоугольной системы координат, а компоненты σ_1, σ_2, σ_3 (где условно $\sigma_1 \geqslant \sigma_2 \geqslant \sigma_3$), действующие в направлении главных осей, называют *главными нормальными напряжениями*. Для любого состояния напряжений в точке имеются, следовательно, три взаимно перпендикулярные плоскости, в которых отсутствуют касательные напряжения и где векторы напряжения действуют в направлении соответствующих единичных нормальных векторов. Для решения многих геологических задач вполне достаточно характеризовать напряженное состояние величинами главных составляющих напряжений.

Простое геометрическое представление тензора напряжений можно получить из уравнений (8-5), выразив их через главные составляющие:

$$\begin{aligned} S_x &= \sigma_1 n_x, \\ S_y &= \sigma_2 n_y, \\ S_z &= \sigma_3 n_z. \end{aligned} \quad (8\text{-}8)$$

Уравнения (8-8) можно переписать в ином виде:

$$n_x = \frac{S_x}{\sigma_1}; \quad n_y = \frac{S_y}{\sigma_2}; \quad n_z = \frac{S_z}{\sigma_3}. \quad (8\text{-}9)$$

Используя тождество $n_x^2 + n_y^2 + n_z^2 = 1$, мы можем объединить уравнения (8-9) и получим

$$\frac{S_x^2}{\sigma_1^2} + \frac{S_y^2}{\sigma_2^2} + \frac{S_z^2}{\sigma_3^2} = 1. \quad (8\text{-}10)$$

Это уравнение действительного эллипсоида, обычно называемого эллипсоидом напряжений Ламе, с переменными S_x, S_y и S_z; его радиус-вектор определяется из соотношения

$$S = \pm\sqrt{S_x^2 + S_y^2 + S_z^2},$$

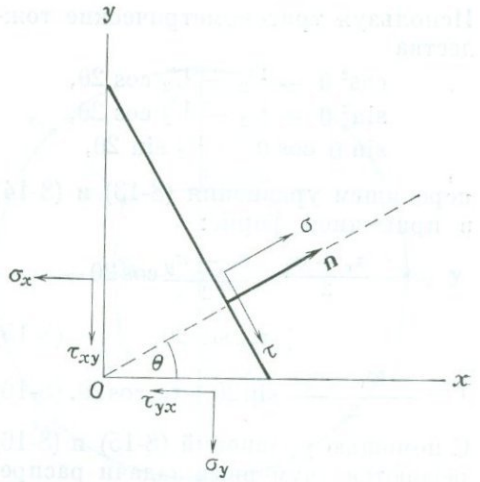
которое одновременно выражает модуль вектора напряжения в точке на плоскости с единичным нормальным вектором **n**. Эллипсоид Ламе представляет собой, следовательно, геометрическое место концов векторов напряжений, нормальных к плоскостям всех ориентаций, пересекающихся в одной точке. Главные радиусы-векторы этого эллипсоида — это главные нормальные напряжения. Эллипсоид напряжений наглядно изображает напряженное состояние в точке: как величину напряжений, так и их симметрию. Он может иметь форму трехосного эллипсоида ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$), вытянутого или сплюснутого сфероида (соответственно $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$ или $\sigma_1 = \sigma_2 > \sigma_3$) или сферы ($\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$).

Выраженные через главные нормальные напряжения, уравнения (8-6) и (8-7) сводятся к уравнениям

$$\sigma = \sigma_1 n_x^2 + \sigma_2 n_y^2 + \sigma_3 n_z^2, \quad (8\text{-}11)$$

$$\tau = \sigma_1 n_x s_x + \sigma_2 n_y s_y + \sigma_3 n_z s_z. \quad (8\text{-}12)$$

Плоское напряжение. Многие простые задачи о распределении напряжений, встречающиеся в геологии, вполне можно рассматривать как двумерные (допустим, в плоскости xy), приравняв компоненты, действующие в направлении z, нулю и получив тензор



ФИГ. 8-18. Напряжения σ и τ на плоскости, единичный нормальный вектор которой **n** лежит в плоскости xy.

следующей формы:

$$\begin{Vmatrix} \sigma_x & \tau_{xy} & 0 \\ \tau_{yx} & \sigma_y & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{Vmatrix}, \text{ или } \begin{Vmatrix} \sigma_x & \tau_{xy} \\ \tau_{yx} & \sigma_y \end{Vmatrix},$$

представляющий состояние плоского напряжения. При этих условиях уравнения для нормальных и касательных компонентов тензора напряжений на элементарной площадке данной ориентации [уравнения (8-6) и (8-7) соответственно] сильно упрощаются, если рассматриваются плоскости с единичными нормальными векторами, лежащими в плоскости xy. Выразим составляющие вектора **n** по направлениям x и y через угол θ между вектором **n** и осью x: $n_x = \cos\theta$, $n_y = \cos\left(\frac{\pi}{2} - \theta\right) = \sin\theta$ (фиг. 8-18). Тогда уравнения (8-6) и (8-7) принимают вид

$$\sigma = \sigma_x \cos^2\theta + \sigma_y \sin^2\theta + 2\tau_{xy}\sin\theta\cos\theta, \quad (8\text{-}13)$$

$$\tau = (\sigma_x - \sigma_y)\sin\theta\cos\theta + \tau_{xy}(\cos^2\theta - \sin^2\theta). \quad (8\text{-}14)$$

Используя тригонометрические тождества

$$\cos^2\theta = {}^1/_2 + {}^1/_2\cos 2\theta,$$
$$\sin^2\theta = {}^1/_2 - {}^1/_2\cos 2\theta,$$
$$\sin\theta\cos\theta = {}^1/_2\sin 2\theta,$$

перепишем уравнения (8-13) и (8-14) в привычной форме:

$$\sigma = \frac{\sigma_x+\sigma_y}{2} + \frac{\sigma_x-\sigma_y}{2}\cos 2\theta + \tau_{xy}\sin 2\theta, \quad (8\text{-}15)$$

$$\tau = \frac{-(\sigma_x-\sigma_y)}{2}\sin 2\theta + \tau_{xy}\cos 2\theta. \quad (8\text{-}16)$$

С помощью уравнений (8-15) и (8-16) решаются двумерные задачи распределения напряжений.

Тензор плоского напряжения при переходе к главным осям принимает вид

$$\begin{Vmatrix} \sigma_1 & 0 \\ 0 & \sigma_2 \end{Vmatrix},$$

где $\sigma_1 \geqslant \sigma_2$ — главные нормальные напряжения. При этом уравнения (8-15) и (8-16) сводятся соответственно к

$$\sigma = \frac{\sigma_1+\sigma_2}{2} + \frac{\sigma_1-\sigma_2}{2}\cos 2\theta \quad (8\text{-}17)$$

и

$$\tau = \frac{-(\sigma_1-\sigma_2)}{2}\sin 2\theta. \quad (8\text{-}18)$$

Главные касательные напряжения. Рассмотрим плоскость или семейство плоскостей, образующих с осью x угол θ, причем θ изменяется от 0 до $\pi/2$. При этих крайних значениях угла θ (на главных плоскостях) касательные напряжения исчезают. При некоторой промежуточной величине угла θ касательные напряжения должны, очевидно, достигать максимума. Величину угла θ, при котором τ достигает максимума, получаем из уравнения

$$\frac{d\tau}{d\theta} = -(\sigma_1-\sigma_2)\cos 2\theta = 0,$$

откуда $\theta = \pi/4$ и $3\pi/4$. Таким образом, плоскости с максимальными касательными напряжениями взаимно перпендикулярны и наклонены под углом 45° к главным осям (фиг. 8-19); величина максимального касательного напряжения может быть выражена через главные нормальные напряжения подстановкой значения угла θ в уравнение (8-18):

$$\tau_{max} = \frac{\pm(\sigma_1-\sigma_2)}{2}. \quad (8\text{-}19)$$

Касательное напряжение τ_{max} называется главным касательным напряжением. Подобным образом можно показать, что для общего случая неплоского напряженного состояния имеются три главных касательных напряжения, векторы которых лежат на трех парах взаимно перпендикулярных плоскостей, делящих пополам углы между главными осями:

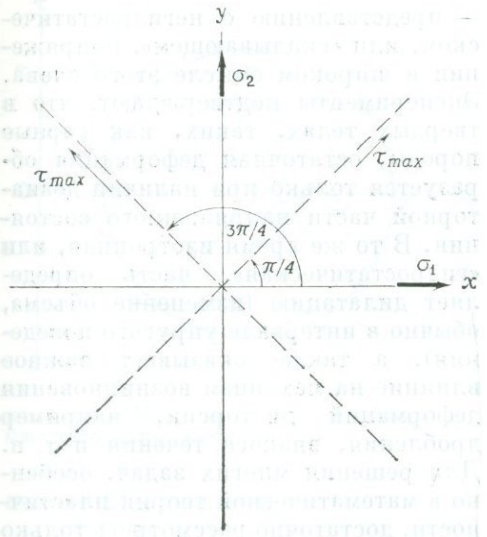
$$\tau_1 = \frac{\pm(\sigma_2-\sigma_3)}{2},$$
$$\tau_2 = \frac{\pm(\sigma_1-\sigma_3)}{2}, \quad (8\text{-}20)$$
$$\tau_3 = \frac{\pm(\sigma_1-\sigma_2)}{2}.$$

Из них наибольшее $\tau_2 = \tau_{max}$. Ориентировка шести плоскостей главного касательного напряжения (тонкие линии) показана в стереографической проекции на фиг. 8-20; там же показаны главные плоскости (жирные линии).

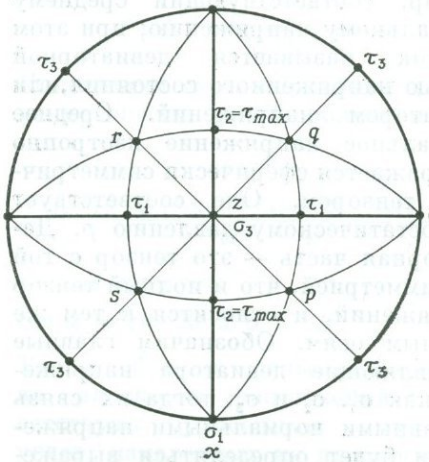
Максимальное касательное напряжение на произвольной плоскости с единичным нормальным вектором **n** выражается через главные касательные напряжения следующим образом:

$$\tau^2 = 4(\tau_1^2 n_y^2 n_z^2 + \tau_2^2 n_z^2 n_x^2 + \tau_3^2 n_x^2 n_y^2). \quad (8\text{-}21)$$

Это уравнение дает только модуль касательного напряжения. В равной степени важно знать и направление в плоскости, в которой это напряжение действует [дается вектором **s** в уравнениях (8-7) и (8-12)]. Поскольку положение вектора **s** однозначно определяется вектором **n** и вектором



ФИГ. 8-19. Плоскости максимального касательного напряжения (штриховые линии) с единичными нормальными векторами, лежащими в плоскости xy.



ФИГ. 8-20. Стереографическая проекция главных плоскостей (жирные линии) и плоскостей главных касательных напряжений (тонкие линии).

напряжения **S**, его составляющие можно найти просто рассмотрением равновесия сил по координатным осям. Например, равновесие сил по оси x требует, чтобы выполнялось условие: $\sigma n_x + \tau s_x = S_x$, откуда следует:

$$s_x = \frac{S_x - \sigma n_x}{\tau}. \qquad (8\text{-}22)$$

Подобные выражения могут быть получены для других составляющих вектора **s**.

Девиаторное напряжение. Направления, соответствующие точкам p, q, r и s на фиг. 8-20, наклонены к трем главным осям под одним и тем же углом и представляют собой направления четырех длинных диагоналей (тройных осей вращения) куба с ребрами, совпадающими с тремя осевыми направлениями. Модули составляющих единичных векторов в этих четырех направлениях равны, очевидно, $\pm 1/\sqrt{3}$; подставив это значение в уравнение (8-11), находим выражение для нормальных напряжений на всех четырех плоскостях, нормальных к этим векторам:

$$\sigma_0 = \frac{\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3}{3}. \qquad (8\text{-}23)$$

Эти четыре плоскости находятся в одном и том же взаимном расположении, как грани правильного октаэдра, поэтому величина σ_0 обычно называется октаэдрическим нормальным напряжением, но ее называют также средним нормальным напряжением.

Модуль касательного напряжения на тех же плоскостях (октаэдрическое касательное напряжение) можно найти или из уравнения (8-21):

$$\tau_0 = \pm\frac{2}{3}\sqrt{\tau_1^2 + \tau_2^2 + \tau_3^2}, \qquad (8\text{-}24)$$

или путем подстановки значений главных касательных напряжений из уравнения (8-20) в выражение (8-24):

$$\tau_0 = \pm \frac{1}{3}\sqrt{(\sigma_1 - \sigma_2)^2 + (\sigma_2 - \sigma_3)^2 + (\sigma_3 - \sigma_1)^2}. \qquad (8\text{-}25)$$

Удобно разложить напряженное состояние на две части, вычтя из него тензор, соответствующий среднему нормальному напряжению; при этом остаток называется девиаторной частью напряженного состояния, или девиатором напряжений. Среднее нормальное напряжение изотропно и выражается сферически симметричным тензором. Оно соответствует гидростатическому давлению p. Девиаторная часть — это тензор с той же симметрией, что и полный тензор напряжений, и относится к тем же главным осям. Обозначим главные составляющие девиатора напряжений как σ_1', σ_2' и σ_3'; тогда их связь с главными нормальными напряжениями будет определяться выражениями:

$$\sigma_1' = \sigma_1 - \sigma_0 = \frac{2\sigma_1 - \sigma_2 - \sigma_3}{3},$$

$$\sigma_2' = \sigma_2 - \sigma_0 = \frac{2\sigma_2 - \sigma_1 - \sigma_3}{3}, \quad (8\text{-}26)$$

$$\sigma_3' = \sigma_3 - \sigma_0 = \frac{2\sigma_3 - \sigma_1 - \sigma_2}{3},$$

откуда $\sigma_1' + \sigma_2' + \sigma_3' = 0$.

Таким образом, в любом девиаторе сумма главных нормальных напряжений равна нулю. Главные касательные напряжения для девиаторной части можно определить тем же способом, что и для полного тензора, например из уравнения (8-20):

$$\tau_1' = \pm \frac{(\sigma_2' - \sigma_3')}{2} = \frac{[(\sigma_2 - \sigma_0) - (\sigma_3 - \sigma_0)]}{2} = \pm \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{2} = \tau_1.$$

Точно так же $\tau_2' = \tau_2$ и $\tau_3' = \tau_3$; следовательно, главные касательные напряжения девиатора идентичны главным касательным компонентам полного тензора напряжений.

Важность разложения напряженного состояния на его изотропную и девиаторную составляющие можно объяснить вполне наглядно. Изотропная часть соответствует гидростатическому давлению, а девиаторная часть — представлению о негидростатическом, или «скалывающем», напряжении в широком смысле этого слова. Эксперименты подтверждают, что в твердых телах, таких, как горные породы, остаточная деформация образуется только при наличии девиаторной части напряженного состояния. В то же время изотропная, или «гидростатическая», часть определяет дилатацию (изменение объема, обычно в интервале упругого поведения), а также оказывает важное влияние на механизм возникновения деформаций дисторсии, например дробления, вязкого течения и т. п. Для решения многих задач, особенно в математической теории пластичности, достаточно рассмотреть только девиаторную часть напряжения.

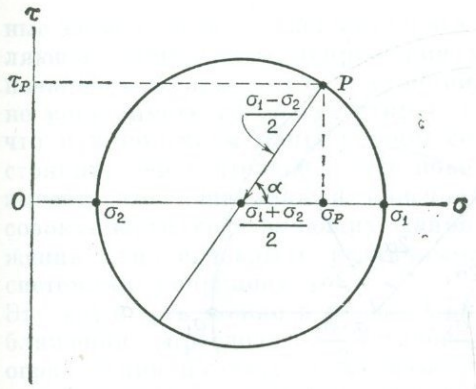
Диаграммы Мора. Простое двумерное представление напряженного состояния (или любой другой величины, выраженной симметричным тензором второго ранга) дается диаграммой Мора, в которой величины σ и τ для элементарных площадок любой ориентировки обозначены точками в пространстве $\sigma\tau$ — в «плоскости напряжений». Покажем построение этой диаграммы для плоского напряжения относительно его главных осей. Для элементарной площадки с единичным нормальным вектором, наклоненным под углом θ к оси x в плоскости xy, составляющие напряжения σ и τ даются уравнениями (8-17) и (8-18). Уравнение (8-17) можно преобразовать к виду

$$\sigma - \frac{\sigma_1 + \sigma_2}{2} = \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2} \cos 2\theta.$$

Возведем обе части полученного выражения в квадрат:

$$\left(\sigma - \frac{\sigma_1 + \sigma_2}{2}\right)^2 = \left(\frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2} \cos 2\theta\right)^2. \quad (8\text{-}27)$$

Возведя обе части уравнения (8-18) в квадрат и прибавив их к уравне-



ФИГ. 8-21. Круг Мора для состояния плоского напряжения.

нию (8-27), получим

$$\left(\sigma-\frac{\sigma_1+\sigma_2}{2}\right)^2+\tau^2=$$

$$=\left(\frac{\sigma_1-\sigma_2}{2}\right)^2(\cos^2 2\theta+\sin^2 2\theta),$$

или

$$\left(\sigma-\frac{\sigma_1+\sigma_2}{2}\right)^2+\tau^2=\left(\frac{\sigma_1-\sigma_2}{2}\right)^2. \quad (8\text{-}28)$$

Уравнение (8-28) — это уравнение окружности («круг напряжений») с переменными σ и τ, радиусом $\pm(\sigma_1-\sigma_2)/2=\tau_{max}$. Эта окружность, построенная в плоскости напряжений, показана на фиг. 8-21. Ее центр лежит в точке $\sigma=(\sigma_1+\sigma_2)/2$, $\tau=0$ на оси σ (условно взятой как ось абсцисс), проходящей, как показано на фигуре, через точки σ_1 и σ_2. Точки на этой окружности представляют собой все возможные комбинации σ и τ для площадок всех ориентировок с единичными нормальными векторами в плоскости *xy*.

Рассмотрим, например, точку *P* на этой окружности. Диаметр окружности, проходящий через точку *P*, образует с осью σ угол α (фиг. 8-21). Пусть координаты этой точки соответствуют значениям составляющих σ_p и τ_p на элементарной площадке, единичный нормальный вектор которой лежит в плоскости *xy* и образует с осью *x* угол θ. Из фиг. 8-21 выводим соотношение

$$\cos\alpha=\frac{\sigma_p-{}^1/_2(\sigma_1+\sigma_2)}{{}^1/_2(\sigma_1-\sigma_2)}. \quad (8\text{-}29)$$

Подставляя сюда выражение для σ_p из уравнения (8-17), получаем

$$\cos\alpha=$$

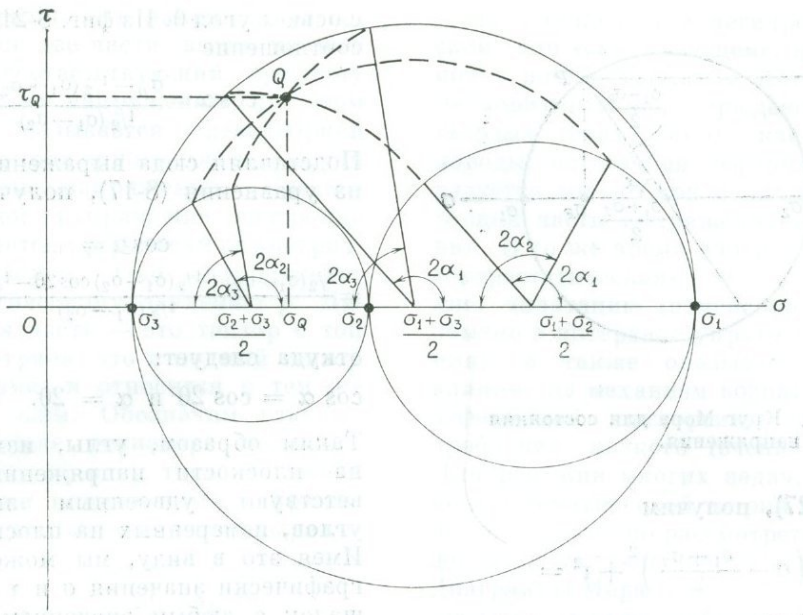
$$=\frac{{}^1/_2(\sigma_1+\sigma_2)+{}^1/_2(\sigma_1-\sigma_2)\cos 2\theta-{}^1/_2(\sigma_1+\sigma_2)}{{}^1/_2(\sigma_1-\sigma_2)},$$

откуда следует:

$$\cos\alpha=\cos 2\theta \text{ и } \alpha=2\theta. \quad (8\text{-}30)$$

Таким образом, углы, измеряемые на плоскости напряжений, соответствуют удвоенным значениям углов, измеренных на плоскости *xy*. Имея это в виду, мы можем найти графически значения σ и τ для площадок с любым значением угла θ. Диаграмму Мора легко распространить на трехмерное напряженное состояние, построив круги напряжений для каждой из главных плоскостей, как это показано на фиг. 8-22. Поскольку круг напряжений можно построить в *любой* плоскости, то составляющие напряжения σ_Q и τ_Q на плоскости *Q* (с единичным нормальным вектором, наклоненным к оси σ_1 на угол α_1, к оси σ_2 — на угол α_2 и к оси σ_3 — на угол α_3) можно определить, построив круги напряжений для трех плоскостей, пересекающихся в единичном нормальном векторе, и найдя изображение точки их пересечения в плоскости напряжений (фиг. 8-22).

Однородное и неоднородное напряжения. До сих пор все наши рассуждения касались только напряжения в точке. Через каждую точку непрерывного тела всегда можно провести три взаимно перпендикулярные главные оси. Напряжение, имеющее в каждой точке тела одну и ту же величину и одно и то же направление относительно главных осей, называют однородным. Если, с другой стороны, напряжение меняется от



ФИГ. 8-22. Круги Мора для общего напряженного состояния: $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$.
Точка Q соответствует плоскости, единичный нормальный вектор которой образует с осью σ_1 угол α_1, с осью σ_2 — угол α_2, с осью σ_3 — угол α_3. Нормальное напряжение на этой плоскости обозначено σ_Q, касательное напряжение τ_Q.

одного места к другому, его называют неоднородным. Вследствие непрерывности напряжения и установленных свойств напряжения в точке, в каждом напряженном непрерывном теле имеется три семейства ортогональных кривых, представляющие изменение ориентировки главных осей при неоднородном напряжении. В любой точке три такие линии пересекаются под прямым углом и указывают направление составляющих напряжений σ_1, σ_2, σ_3 в данной точке. Эти линии называют траекториями напряжений. Подобным же образом проводят линии главных касательных напряжений. Траектории напряжений для простых двумерных случаев легко построить.

Сложение напряжений. Если к телу, находящемуся в напряженном состоянии, приложить дополнительное напряжение, то, поскольку напряжение — тензорная величина, суммарное напряженное состояние выразится тензором, компоненты которого представляют собой суммы соответствующих компонентов слагаемых напряжений.

Представление о сложении напряжений выдвигает новую проблему при определении напряженного состояния в том виде, как это изложено выше, — проблему, на которую до сих пор внимание не обращалось. Не принимались в расчет изменения формы тела, возникающие под влиянием напряжений; иначе говоря, предполагалось, что материал, в котором действуют напряжения, является совершенно жестким, и не делалось различия между системами координат в напряженном и ненапряженном состояниях. Когда вводится представление о сложении напряжений, это упущение становится очевидным. Если мы хотим разработать теорию напряжений, приложимую к реальным телам, то эти тела нельзя считать идеально жесткими. В реальных телах, способных к деформации, взаимно перпендикуляр-

ные элементарные площадки, определяющие компоненты напряжения в начальном напряженном состоянии, не могут иметь ту же ориентировку, что и в конечном напряженном состоянии; действительно, опыт показывает, что начальная и конечная совокупности составляющих напряжений явно связаны с различными системами координат.

Эту трудность можно в первом приближении преодолеть, установив ограничения на допустимые изменения формы и на величину упругой деформации тела; представление о напряжении при этом связывается с понятием о конкретном виде деформации. В изложенных теоретических построениях для упрощения допускалось, что деформация линейна и бесконечно мала по величине, так что вращением и искажением (дисторсией) элементарных площадок под влиянием напряжения можно пренебречь. Таким образом, допускалось, что положение объемных и плоских элементов тела остается одинаковым в упруго деформированных и недеформированных телах. Эти допущения составляют базис линейной теории упругости. Если, однако, напряжение приводит к появлению остаточной деформации и если величина этой деформации велика,— как это наблюдается при медленном течении горных пород в земной коре, то такое упрощение делать нельзя. Для деформаций такого рода нет простой функциональной зависимости между напряжением и наблюдаемой конечной деформацией.

Напряжение в Земле

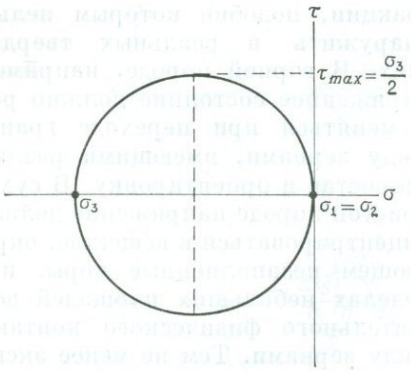
До сих пор здесь рассматривались непрерывные напряжения в сплошном твердом теле. Никакой реальный материал нельзя считать действительно сплошным, а введенные ранее понятия о напряженном состоянии в точке и об однородном напряжении — это чисто идеальные абстракции, подобие которым нельзя обнаружить в реальных твердых телах. В горной породе, например, напряженное состояние должно резко меняться при переходе границ между зернами, имеющими различный состав и ориентировку. В сухой пористой породе напряжение должно концентрироваться в веществе, окружающем незаполненные поры, и в пределах небольших площадей действительного физического контакта между зернами. Тем не менее эксперименты показывают, что, если степень текстурных неоднородностей не очень велика (сравнительно с текстурой напряженного тела как единого целого), теория непрерывного напряжения и в некоторых случаях даже теория однородного напряжения оказываются практически полезными. Инженеры, например, основывают многие из своих расчетов на теории напряжений в том виде, как она изложена в предыдущем разделе. Большая часть экспериментальных исследований по деформациям горных пород и большая часть теоретических исследований о напряжениях в теле Земли также проводятся в рамках этой теории.

Очевидно, в земной коре и мантии преобладают напряжения сжатия. Однако имеются свидетельства, что напряжения растяжения тоже иногда возникают в поверхностных слоях горных пород; часто напряженные состояния, получаемые экспериментально при изучении механики горных пород, включают в себя растягивающие напряжения.

Рассмотрим теперь некоторые особенности разных видов общего однородного напряженного состояния.

Экспериментальное и естественное однородное напряженное состояние.

Большая часть различных видов напряженного состояния, соответствующих, как полагают, природным условиям и используемых при экспериментальном изучении горных

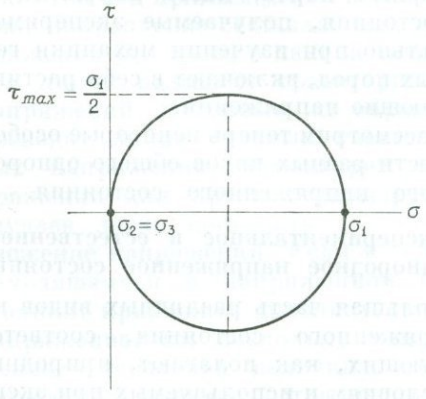


ФИГ. 8-23. Одноосное (простое) растяжение.

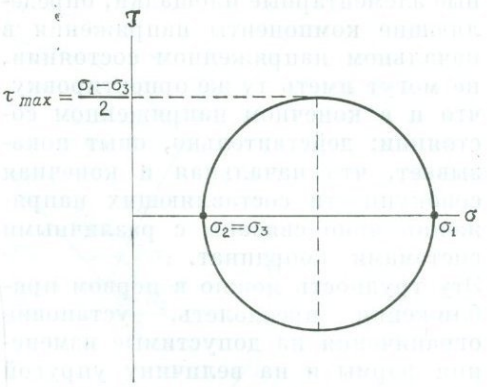
пород, рассмотрена ниже и иллюстрирована диаграммами Мора.

1. *Одноосное (простое) растяжение* (фиг. 8-23) — напряженное состояние, называемое в технике испытанием на разрыв, когда σ_3 отрицательна, а $\sigma_1 = \sigma_2 = 0$. Тензор имеет осевую симметрию (аксиально симметричен).

2. *Одноосное (простое) сжатие* (фиг. 8-24) соответствует техническому испытанию на сжатие (на раздавливание) и широко используется для изучения предела прочности горных пород на сжатие при атмосферном давлении. Одно из главных напряжений σ_1 положительно, а $\sigma_2 = \sigma_3 = 0$; тензор имеет осевую симметрию. Ни одноосное сжатие, ни одноосное растяжение существовать в недрах Земли, очевидно, не могут.



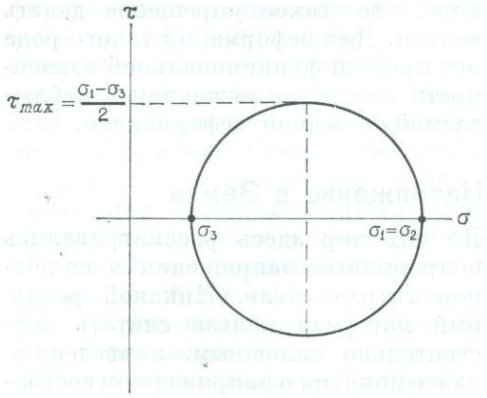
ФИГ. 8-24. Одноосное (простое) сжатие.



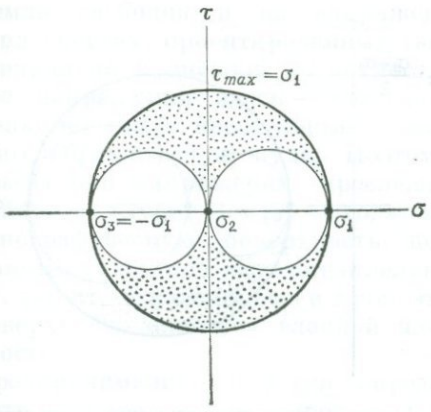
ФИГ. 8-25. Трехосное сжатие.

3. *Трехосное сжатие* (фиг. 8-25) образуется при наложении одноосного сжатия на всестороннее давление. Все главные напряжения положительны, причем $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$; тензор аксиально симметричен.

4. *Трехосное растяжение* (фиг. 8-26) — видоизменение состояния трехосного сжатия, при котором главные напряжения остаются положительными, но $\sigma_1 = \sigma_2 > \sigma_3$. Никаких растягивающих напряжений при этом не существует, тензор аксиально симметричен. Трехосное сжатие и растяжение — это те виды напря-



ФИГ. 8-26. Трехосное растяжение.



ФИГ. 8-27. Простой сдвиг.

женного состояния, которые чаще всего осуществляются в экспериментах по деформации горных пород и существование которых можно ожидать, по меньшей мере локально, в коре и мантии. При экспериментах напряженное состояние создается приложением (через текучую среду) гидростатического давления к цилиндрической поверхности образца; соответствующее осевое напряжение прикладывается через поршень. Для трехосного сжатия давление текучей среды меньше осевого давления, для трехосного растяжения — больше.

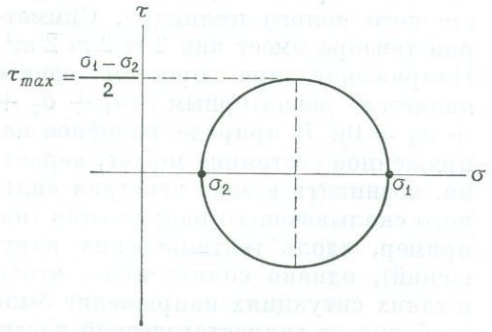
5. *Простой сдвиг* (фиг. 8-27) осуществляется при приложении касательного напряжения к одной отдельной плоскости внутри тела. Равновесие моментов требует, чтобы равное противоположное касательное напряжение появлялось на второй плоскости, расположенной под прямым углом к первой, с нормалью в направлении первого касательного напряжения. Нормальные напряжения σ_1 и σ_3 появляются на плоскостях, делящих пополам углы между двумя плоскостями сдвига, таким образом, что напряжение σ_1 положительно, $\sigma_3 = -\sigma_1$, а $\sigma_2 = 0$. Возможные сочетания нормального и касательного напряжений изображаются точками, попадающими в пределы площади с крапом. Это напряженное состояние можно экспериментально получить вращением тонкостенного полого цилиндра. Симметрия тензора имеет вид $2/m\ 2/m\ 2/m$[1]. Напряжение при простом сдвиге является девиаторным ($\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3 = 0$). В природе подобное напряженное состояние может, вероятно, возникать в зоне действия сильного скалывающего напряжения (например, вдоль тектонических нарушений), однако сомнительно, чтобы в таких ситуациях напряжение было свободно от гидростатической части.

6. *Плоское напряжение* (фиг. 8-28) рассмотрено выше. Главные напряжения соотносятся между собой следующим образом: $\sigma_1 > \sigma_2$, $\sigma_3 = 0$, причем и σ_1, и σ_2 положительны. Если одно из главных напряжений отрицательно, то $\sigma_2 = 0$; если два отрицательны, то $\sigma_1 = 0$. Напряженное состояние, приближающееся к плоскому напряжению, используется в некоторых экспериментах по моделированию напряжений на поверхности Земли. Симметрия тензора имеет вид $2/m\ 2/m\ 2/m$.

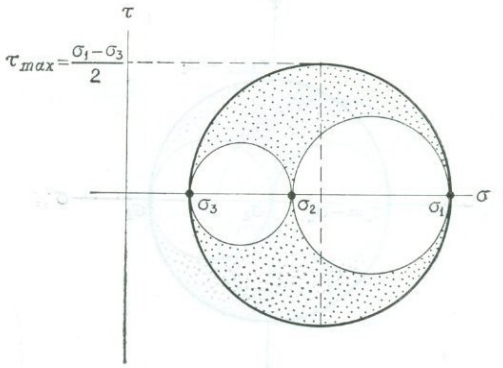
7. *Общее напряженное состояние* (фиг. 8-29), при котором $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$,—по-видимому, наиболее обычное напряженное состояние в геологических телах, где все три главные напряжения в общем случае положительны. Тензор имеет симметрию вида $2/m\ 2/m\ 2/m$. Возможные комбинации нормального и касательного напряжений изображаются точками, попадающими в площадь с крапом (фиг. 8-29).

Гидростатическое давление ($\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$) имеет сферическую сим-

[1] Авторы пользуются обозначениями международной символики точечных групп (символика Германа — Могена): цифры означают порядок осей симметрии, черта над цифрой — обозначение инверсионной оси, m— плоскость зеркального отражения, знак дроби означает перпендикулярность оси и плоскости; обозначение $2/m$ соответствует группе L_2PC в использовавшейся ранее системе символов (символика Браве). — *Прим. перев.*



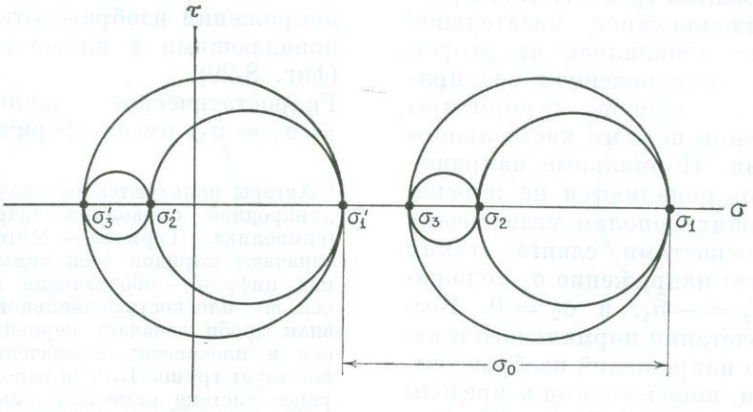
ФИГ. 8-28. Плоское напряжение (в плоскости $\sigma_1\sigma_2$).



ФИГ. 8-29. Общее напряженное состояние.

метрию и на диаграммах Мора изображается точкой на оси σ. При таком напряженном состоянии ни в какой плоскости нет касательных напряжений. То же самое верно для гидростатической части общего напряженного состояния. Девиаторная часть напряженного состояния имеет ту же конфигурацию кругов напряжений, что и полное напряжение, но их положение на оси σ отличается на величину среднего нормального напряжения σ_0. Таким образом, диаграмму Мора для девиаторной части любого напряженного состояния можно получить, переместив круг напряжений по оси абсцисс влево на величину σ_0 (если это положительная величина). При таком перемещении (фиг. 8-30) значения τ для плоскостей любой ориентировки остаются неизменными, как и требуется условием их независимости от «гидростатической» части тензора напряжений.

Касательные напряжения в недрах Земли. Как показано в начале этой главы, изотропная часть напряжения (давление) возрастает в Земле с глубиной, и при некоторых допущениях относительно механического состояния горных пород ее вероятная величина может быть оценена даже для больших глубин. В противоположность этому очень мало известно о прошлом и настоящем состоянии касательных напряжений, даже в пределах одной только земной коры. Ввиду того что поверхность



ФИГ. 8-30. Девиаторное напряжение.

Земли свободна и не напряжена в плоскостях, ориентированных тангенциально к дневной поверхности, все напряжения здесь — как нормальные, так и касательные — должны обращаться в нуль. Поэтому траектории напряжений, прослеживаемые из глубин Земли, выходят на топографическую поверхность под прямым углом или идут параллельно ей, так что в каждой своей точке эта поверхность является главной плоскостью.

Предпринимались попытки определить напряженное состояние in situ, с помощью прямых измерений. Измерения проводились вблизи поверхности, в шахтах и буровых скважинах, главным образом при строительстве и горных работах. Некоторые из методов, разработанных для этих измерений, дают заслуживающие обсуждения результаты. Например, с помощью метода «снятия напряжений» (метод разгрузки) измеряется величина упругой деформации и по ней оценивается величина напряжений; при этом имеется в виду, что упругие свойства горных пород уже определены. Другими методами, в частности методом «плоского домкрата» (flatjack), непосредственно измеряется величина нагрузки, и знания упругих свойств горных пород не требуется. В большинстве методов измерения напряжений in situ предполагается, что траектории вертикальных и горизонтальных напряжений в недрах Земли вертикальны или горизонтальны. Для анизотропных и гетерогенных пород, испытавших складчатость и тектонически нарушенных, а также вблизи геологических граничных поверхностей, разделяющих горные породы с весьма различными свойствами, такое предположение представляется неверным даже по отношению к условиям вблизи дневной поверхности. Кроме того, измерения проводятся обычно в горных выработках, которые сами по себе являются областями уменьшения упругих деформаций за счет удаления части материала и в которых естественное поле напряжений обычно нарушено.

Некоторые оценки величин касательных напряжений на глубине можно сделать исходя из предположения, что напряжения, вызванные упругой деформацией, остаются благодаря глубокому захоронению частично или полностью нерелаксированными, так что настоящие гидростатические условия не достигаются. Рассмотрим, например, элемент объема на сравнительно малой глубине z в идеально упругой Земле. В первом приближении вертикальное нормальное напряжение σ_v определяется выражением

$$\sigma_v = \rho g z,$$

а горизонтальное нормальное напряжение σ_h (по предположению одинаковое во всех направлениях на горизонтальной плоскости) — выражением

$$\sigma_h = \rho g z \left(\frac{\nu}{1-\nu}\right),$$

где ν — коэффициент Пуассона для горной породы. Среднее значение коэффициента Пуассона для изотропных горных пород в интервале упругого поведения составляет около 0,3, так что для идеально упругой среды на глубине отношение σ_h/σ_v должно быть равно $\sim$0,4. Большинство измерений напряжения в приповерхностных горных породах in situ дают значения этого отношения в пределах от 0,5 до 1,0; сообщалось также о более высоких значениях — около 2,0. В горных породах, упругость которых невысока (или в которых коэффициент Пуассона намного превышает обычные значения), это отношение приближается к единице. В материалах, которые не могут выдерживать касательное напряжение длительное время, это отношение равно единице. Например, для жидкости коэффициент Пуассона ра-

вен 0,5; поэтому $\sigma_h = \sigma_v$, что и необходимо для гидростатического равновесия. Если же значение отношения σ_h/σ_v превышает единицу, это указывает на присутствие сил, имеющих другой источник, нежели масса вышележащих пород.

Оценки негидростатического напряжения в мантии сделаны по материалам гравиметрических наблюдений, свидетельствующих о существовании горизонтальных неоднородностей плотности или распределения масс (ундуляции геоида). Расчеты этого напряжения дают величины порядка 10—100 бар. Прямое доказательство существования современных касательных напряжений в земной коре (и мантии) — это сейсмическая активность. Землетрясения, каков бы ни был их механизм, возникают, по всей вероятности, при внезапном высвобождении энергии упругой деформации (дисторсии), которая накапливается, очевидно, в районах с аномально высокими касательными напряжениями в коре и мантии вплоть до глубины 700 км. Чрезвычайно трудно оценить величину напряжения, требуемого для возникновения землетрясения. Единственное, что можно определить, — это «перепад напряжений» до и после землетрясения. Например, если отмечена подвижка по простиранию бесконечно длинной вертикальной плоскости разлома, перепад напряжений σ определяется по формуле

$$\sigma = \frac{1}{2}\frac{U_m \mu}{w},$$

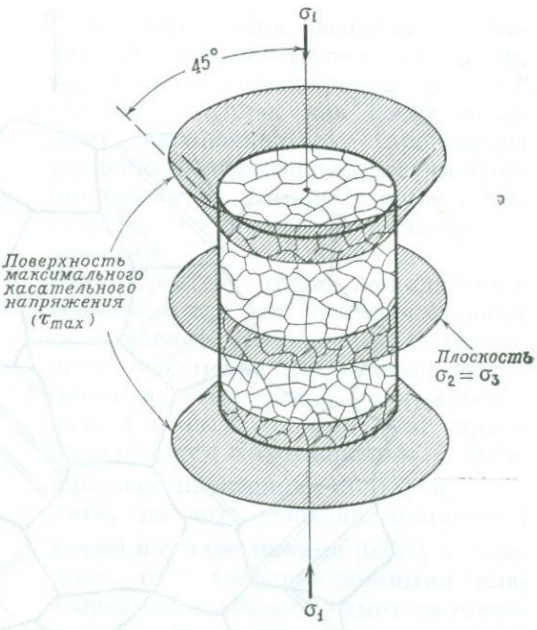
где U_m — максимальная величина подвижки, μ — жесткость (модуль сдвига), а w — «ширина» поверхности разлома. Перепад напряжений, рассчитываемый этим или другим способом, обычно равен 10—100 бар. Это число удивительно мало́ и резко отличается от значений перепада дифференциального напряжения (порядка нескольких килобар), измеряемых в типичных лабораторных экспериментах по быстрому разрушению горных пород. Некоторые сейсмологи предполагают, что перепад напряжений, сопровождающий землетрясение, соответствует большей части касательного напряжения, накопленного перед землетрясением в теле, в котором произошла затем разрядка упругой деформации. Если это предположение верно, то из него следует, что в глубинных частях земной коры и мантии могут быть широко развиты касательные напряжения сравнительно малой величины.

Главные направления напряжения. Поскольку трудно измерять напряжения непосредственно, ученые, изучающие Землю, обычно вынуждены измерять отдельные проявления деформации горных пород и по ним воссоздавать, насколько это удается, вид напряженного состояния. Строго говоря, такой анализ можно провести только тогда, когда состояние деформации функционально связано с единственно возможным напряженным состоянием, как в линейно упругом материале. Пытаясь реконструировать существовавшую в прошлом картину распределения напряжений, особенно в складчатых областях, геологи исследуют ориентировку главных направлений напряжения (траекторий напряжения), потому что эти направления показывают распределение механических сил в разные периоды геологической истории. Однако доступными для изучения — и то лишь при благоприятных обстоятельствах — оказываются только те проявления упругих деформаций, которые связаны с текстурами, возникшими при образовании остаточных деформаций конечной величины. В В принципе, задача установления напряженного состояния по конечным деформациям неразрешима. Каждая конечная деформация — результат сложения большого ряда частных деформаций, каждая из которых может считаться бесконечно малой по величине, как это принимается

в математической теории пластичности. Каждая из этих слагаемых деформаций функционально связана через свойства материала с мгновенным напряженным состоянием. Только в очень редких случаях эта зависимость имеет один и тот же вид для каждого слагаемого. Кроме того, в реальных материалах вид напряженного состояния и упругие свойства материала изменяются по мере сложения напряжений, и последнее состояние конечной деформации не имеет связи с каким-либо отдельным напряженным состоянием. Позднее мы увидим, что изучение вида симметрии внутреннего строения деформированных пород может дать ключ к установлению вида симметрии всей последовательности деформаций и даже к определению вида симметрии последовательности напряженных состояний, которыми были вызваны деформации.

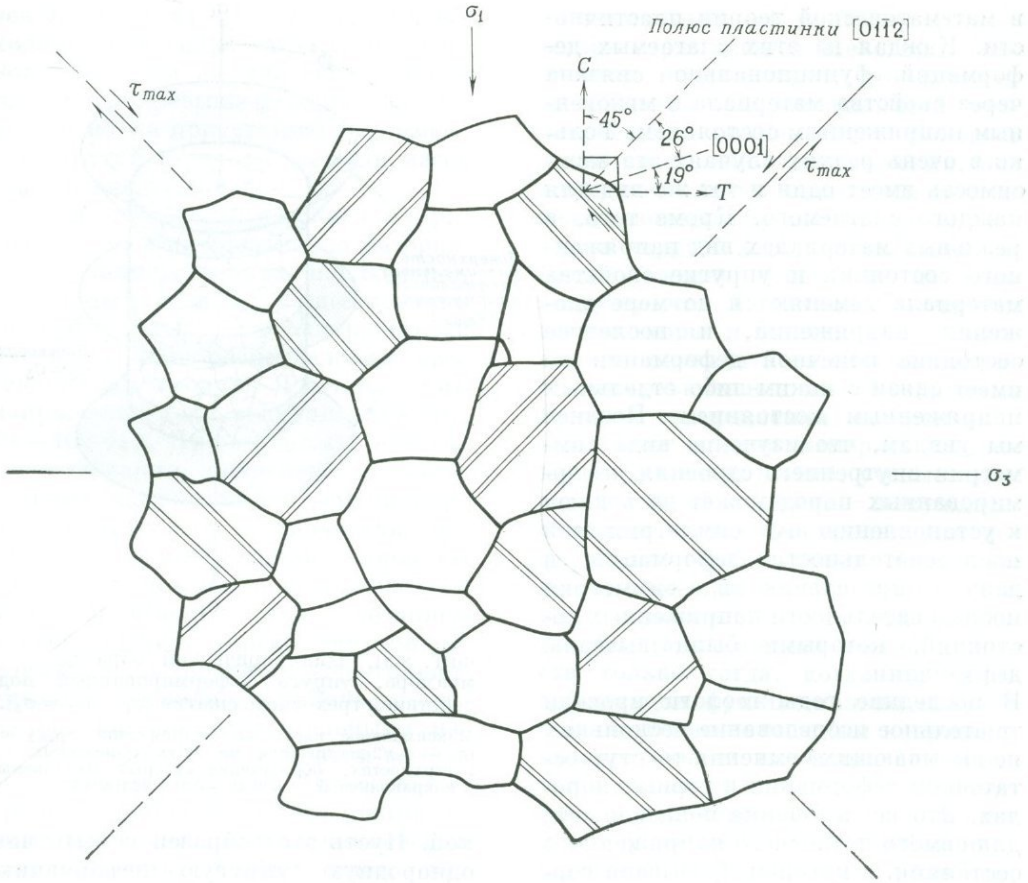
В последние годы геологи провели тщательное исследование нескольких не вызывающих сомнения текстур остаточной деформации в горных породах. Это исследование показало, что для самого последнего напряженного состояния, в котором пребывала горная порода, иногда все-таки можно определить главные «палеонаправления» напряжений. Нормально напряженное состояние должно было привести к упругой деформации, которая исчезла бы задолго до времени исследования; но если напряжения в какой-то момент несколько превысили предел текучести или предел прочности породы, то существовавшая перед этим упругая деформация должна была превратиться в остаточную деформацию, величина которой сравнима в данном теле с величиной упругой деформации. Проверим это рассуждение на следующем гипотетическом примере.

Рассмотрим образец мрамора, представляющий собой агрегат равновеликих полигональных кальцитовых зерен с беспорядочной ориентировкой. Пусть этот образец испытывает однородную упругую деформацию под действием однородного осевого сжатия, представленного главными напряжениями $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$ (фиг. 8-31). Пусть напряжение возрастает вплоть до момента, когда оно превзойдет предел текучести для двойникового скольжения вдоль плоскости $\{01\bar{1}2\}$ в кристаллах, в которых одна из трех плоскостей возможного двойникования ориентирована так, что максимальное касательное напряжение действует в нужном для двойникования направлении (такие плоскости наклонены под углом 45° к σ_1). В таких зернах местами появляются тонкие двойниковые пластинки (фиг. 8-32) и снимается значительная часть упругого напряжения. В этих пластинках деформация представляет собой сравнительно большой конечный сдвиг,



ФИГ. 8-31. Цилиндрический образец мрамора, упруго деформированный под действием трехосного сжатия ($\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$).

Максимальное касательное напряжение $\tau_{max} = (\sigma_1 - \sigma_3)/2$ достигается на двух конических поверхностях, образующие которых наклонены к направляющей — оси σ_1 — под углом 45°.

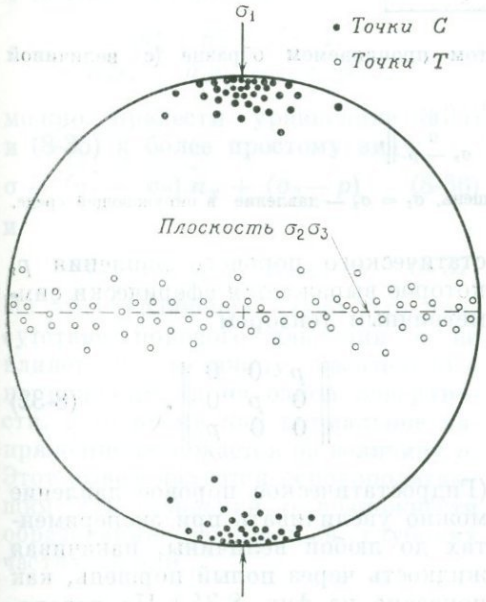


ФИГ. 8-32. Сечение через образец мрамора (фиг. 8-31), показывающее развитие тонких двойниковых пластинок [01$\bar{1}$2] в зернах с подходящей ориентировкой.

Пластинки имеют преимущественную ориентировку, совпадающую с положением плоскостей максимального касательного напряжения. Для каждой пластинки можно найти наиболее вероятную ориентировку направлений C и T, как это показано на фигуре. Заметьте, что C и T лежат в плоскости, содержащей направление [0001] и полюс пластинки [01$\bar{1}$2].

но поскольку эти пластинки тонкие, распределены беспорядочно и количество их невелико, величина общей средней деформации агрегата имеет такой порядок, что может еще считаться бесконечно малой. Если допустить, что каждая двойниковая пластинка образуется на поверхности, наклоненной к σ_1 точно под углом 45°, то по направлению двойникового скольжения, ориентировке двойниковых пластинок и направлению [0001], измеренному в шлифе породы, можно сделать ряд оценок ориентировки σ_1 в разных зернах (как это схематически показано на фиг. 8-32). Установленные в результате таких оценок направления σ_1 в стереографической проекции изображают точками с буквой C (от слова «compression» — сжатие). Под углом 90° к каждому направлению C в плоскости, содержащей полюс соответствующей пластинки {01$\bar{1}$2}, отмечают направление T (от слова «tension» — растяжение, хотя никакого растягивающего усилия при трехосном напряженном состоянии нет). Точки, изображающие в стереографической проекции направления T, образуют в этой

проекции пояс около плоскости, перпендикулярной максимальной концентрации направлений C (фиг. 8-33). Точка, соответствующая максимальной концентрации направлений C, является, таким образом, наиболее близкой оценкой ориентировки σ_1, а плоскость преимущественной ориентировки направлений T — наилучшей оценкой положения плоскости $\sigma_2 = \sigma_3$. В случае трехосного напряжения ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$) будут образовываться двойниковые пластинки, ориентированные преимущественно в плоскости максимального касательного напряжения, делящей пополам углы между направлениями σ_1 и σ_3; максимальная концентрация направлений C при этом будет соответствовать направлению σ_1, максимальная концентрация направлений T — направлению σ_3.



ФИГ. 8-33. Точки C и T, схематически изображающие направления напряжений в осевом сечении образца мрамора (см. фиг. 8-31).

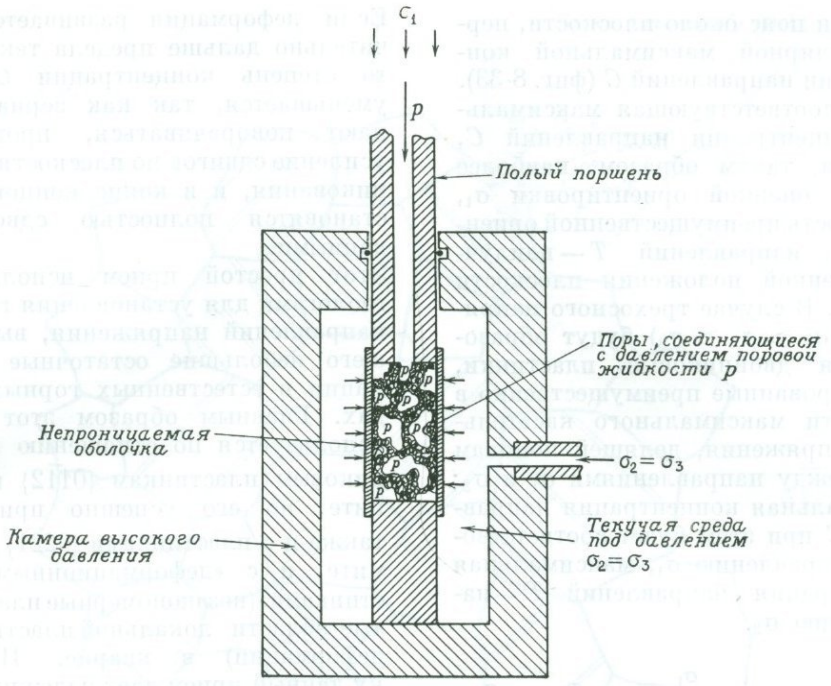
Наибольшая концентрация точек C соответствует наиболее близкой оценке направления σ_1, плоскость концентрации точек T — наиболее близкая оценка положения плоскости $\sigma_2\sigma_3$.

Если деформация развивается значительно дальше предела текучести, то степень концентрации C и T уменьшается, так как зерна начинают поворачиваться, происходит усиление сдвигов по плоскостям двойникования, и в конце концов зерна становятся полностью сдвойникованными.

Этот простой прием используется геологами для установления главных направлений напряжения, вызывающего небольшие остаточные деформации в естественных горных породах. Главным образом этот прием используется по отношению к двойниковым пластинкам $\{01\bar{1}2\}$ в кальците, но его успешно применяют также и с пластинками $\{02\bar{2}1\}$ в доломите, и с «деформационными пластинками»(незакономерные пластинчатые области локальной пластической деформации) в кварце. Поскольку данный прием дает надежный критерий для предсказания углов между главными напряжениями и трещинами разрыва, его можно использовать при анализе характера распределения трещин с малыми смещениями (микротрещины в шлифах, региональные схемы распределения тектонических разрывов). Другие текстурные особенности, например плоские части зарождающихся петельчатых складок, также могут оказаться пригодными для такого анализа.

Даже породы, в которых зерна перед деформацией имели преимущественную ориентировку, могут быть подвергнуты этому анализу, так как имеется возможность учесть систематические отклонения в распределении направлений C и T.

Эффективное напряжение. На стр. 496 было введено понятие об эффективном давлении в агрегате, содержащем при высоком давлении поровую жидкость. Рассмотрим влияние, которое оказывает такая поровая жидкость на напряженное состояние в пористом агрегате при негидростатической нагрузке.



ФИГ. 8-34. Эффективное напряжение в пористом проницаемом образце (с величиной порового давления p) выражается тензором

$$\left\| \begin{matrix} \sigma_1 - p & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 - p & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 - p \end{matrix} \right\|,$$

где σ_1— осевое напряжение, прикладываемое через поршень, $\sigma_2 = \sigma_3$ — давление в окружающей среде.

Представим себе образец пористой, проницаемой, насыщенной водой породы, помещенный в непроницаемую оболочку и подвергнутый нагрузке в условиях трехосного сжатия при высоком всестороннем давлении в испытательном приборе (фиг. 8-34). Напряжения, действующие поперек поверхностей образца, выражаются аксиально симметричным тензором, который по отношению к главным осям имеет следующую форму:

$$\left\| \begin{matrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{matrix} \right\|. \qquad (8\text{-}31)$$

В статическом состоянии деформация поровой жидкости, связанная с нагрузкой, вызывает появление гидростатического порового давления p, которое выражается сферически симметричным тензором

$$\left\| \begin{matrix} p & 0 & 0 \\ 0 & p & 0 \\ 0 & 0 & p \end{matrix} \right\|. \qquad (8\text{-}32)$$

(Гидростатическое поровое давление можно увеличивать при экспериментах до любой величины, накачивая жидкость через полый поршень, как показано на фиг. 8-34.) На поверхность твердых зерен это давление действует однородно, так что напряженное состояние, представленное тензором (8-31), должно рассматриваться как сумма тензора (8-32) и другого тензора, выражение которого можно получить при вычитании

соответствующих компонентов:

$$\begin{Vmatrix} \sigma_1 - p & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 - p & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 - p \end{Vmatrix}. \quad (8\text{-}33)$$

Это напряженное состояние, называемое эффективным напряжением, характеризует напряжение в твердой части агрегата.

Рассмотрим теперь плоскую поверхность с единичным нормальным вектором n, пересекающую образец под углом к главным осям. Из уравнений (8-11) и (8-12) определяются эффективные напряжения — нормальное и касательное — на этой поверхности в твердой части агрегата:

$$\sigma = (\sigma_1 - p) n_x^2 + (\sigma_2 - p)(n_y^2 + n_z^2) \quad (8\text{-}34)$$

и

$$\tau = (\sigma_1 - p)\, n_x s_x + (\sigma_2 - p) \times \times (n_y s_y + n_z s_z). \quad (8\text{-}35)$$

Учитывая тождества

$$n_x^2 + n_y^2 + n_z^2 = 1,$$
$$n_x s_x + n_y s_y + n_z s_z = 0,$$

можно привести уравнения (8-34) и (8-35) к более простому виду:

$$\sigma = (\sigma_1 - \sigma_2)\, n_x + (\sigma_2 - p) \quad (8\text{-}36)$$

и

$$\tau = (\sigma_1 - \sigma_2)\, n_x s_x. \quad (8\text{-}37)$$

Из этих уравнений видно, что присутствие порового давления p не влияет на величину касательного напряжения ни на одной поверхности, в то время как нормальное напряжение понижается на величину p. Этот вывод является основополагающим для суждений о возможности образования разрывов в глубоких частях Земли.

Упругая деформация

Упругим называют такое тело, которое деформируется (как правило, в небольшом масштабе) под действием напряжения, но возвращается к первоначальной форме, когда напряжение снимается. Большая часть твердых веществ упруга только при напряжениях небольшой величины; другие же, например горные породы, ведут себя упруго даже при больших напряжениях. Упругое поведение вещества Земли имеет определяющее значение в сейсмологии и других отраслях геофизики; оно воздействует также и на такие виды неупругого поведения, как дробление, вязкое течение и ползучесть, потому что они развиваются в упруго деформированных материалах.

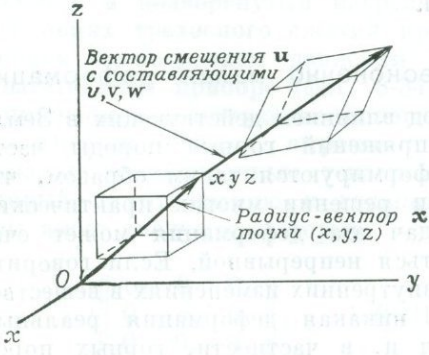
Простейшая теория упругости базируется на законе Гука, обобщенная форма которого для анизотропно упругих тел дана на стр. 129. Идеально упругое тело, подчиняясь закону Гука, деформируется независимо от времени действия напряжения и от предшествующего состояния, а путь развития деформации представляет собой последовательность состояний равновесия. Деформация происходит без трения, она полностью обратима, имеет очень небольшую величину; затраченная работа целиком идет на накопление в теле упругой энергии. Количественное выражение особенностей малых деформаций в упругих телах достаточно просто выводится из положений теории бесконечно малой деформации, которые и будут здесь кратко рассмотрены.

Бесконечно малая деформация

Под влиянием действующих в Земле напряжений горные породы часто деформируются таким образом, что при решении многих практических задач эта деформация может считаться непрерывной. Если говорить о внутренних изменениях в веществе, то никакая деформация реальных тел и, в частности, горных пород не может быть полностью непрерывной, особенно если она является остаточной деформацией и включает такие механизмы, как пластическое

течение кристаллов, проскальзывание на границах зерен, внутреннее дробление и катаклаз, атомная диффузия и т. д. При идеальных условиях ни один из этих механизмов не участвует в образовании упругой деформации, которая связана только с дисторсией (изменением формы, искажением) межатомных связей. Остаточные деформации не возникают, и условие непрерывности деформации, требуемое в теории бесконечно малой деформации, почти полностью соблюдается.

Теорию упругой деформации можно разрабатывать, так же как и теорию напряжений, вне зависимости от свойств материала. Построения такой общей теории являются чисто геометрическими, а единственные условия, которые должны выполняться,— это условия непрерывности и совместности деформаций на всех стадиях. Таким образом, в теле, претерпевающем упругую деформацию, не должно появляться нарушений сплошности, а точки, которые первоначально были смежными, должны таковыми и остаться. При этих условиях упругая деформация в самом общем виде может рассматриваться как изменение конфигурации тела, а ее простейшее представление — это взаимно однозначное геометрическое преобразование, в котором преобразованные координаты точек являются функциями их начальных координат. Состояние упругой деформации полностью характеризуется смещениями всех точек тела. Эти смещения, обозначаемые **u**, образуют непрерывное векторное поле. Для большинства деформаций значения **u** являются функциями координат. В теории упругой деформации внимание сосредоточивается не на самих смещениях, а на *относительных* смещениях, так как нам необходимо знать, как при деформации меняются длины материальных линий и углы между ними. Рассмотрим, например, некоторое сплошное тело в прямоугольной декартовой системе координат с осями x, y, z, однородно преобразованное к новой конфигурации (фиг. 8-35). Общее уравнение для составляющих u, v, w вектора смещения точки (x, y, z) выражается в матричной форме следующим образом:



ФИГ. 8-35. Однородная деформация тела, содержащего точку (x, y, z) с радиус-вектором **x**.

Вектор смещения **u** точки (x, y, z) имеет составляющие u, v, w.

$$\begin{Vmatrix} u \\ v \\ w \end{Vmatrix} = \begin{Vmatrix} e_x & e_{xy} & e_{xz} \\ e_{yx} & e_y & e_{yz} \\ e_{zx} & e_{zy} & e_z \end{Vmatrix} \cdot \begin{Vmatrix} x \\ y \\ z \end{Vmatrix} + \begin{Vmatrix} t_x \\ t_y \\ t_z \end{Vmatrix}, \tag{8-38}$$

где t_x, t_y, t_z — составляющие равномерного поступательного движения (трансляции, или параллельного переноса координат), а составляющие e — скалярные (так как преобразование однородное) коэффициенты, представляющие собой, как легко заметить, компоненты тензора второго ранга, связывающего вектор смещения **u** с радиус-вектором **x**.

Составляющие упругой деформации e из уравнения (8-38) используются при описании конечных смещений; если же допустимые смещения настолько малы, что квадратами и произведениями их частных производных по осям координат можно пренебречь, то их можно выразить в сле-

дующей форме:

$$\left\| \begin{matrix} \frac{\partial u}{\partial x} & \frac{\partial u}{\partial y} & \frac{\partial u}{\partial z} \\ \frac{\partial v}{\partial x} & \frac{\partial v}{\partial y} & \frac{\partial v}{\partial z} \\ \frac{\partial w}{\partial x} & \frac{\partial w}{\partial y} & \frac{\partial w}{\partial z} \end{matrix} \right\|. \qquad (8\text{-}39)$$

Матрица (8-39) представляет собой тензор второго ранга, но в общем случае он несимметричен, потому что включает выражение ротора векторного поля **u**, соответствующее бесконечно малому вращению жесткого тела (жесткому вращению). Жесткое вращение обычно не считают частью упругой деформации. После вычитания вращательной составляющей [1] остается симметричный тензор, известный под названием тензора бесконечно малой деформации, или тензора Коши:

$$\left\| \begin{matrix} \frac{\partial u}{\partial x} & \frac{1}{2}\left(\frac{\partial u}{\partial y}+\frac{\partial v}{\partial x}\right) & \frac{1}{2}\left(\frac{\partial u}{\partial z}+\frac{\partial w}{\partial x}\right) \\ \frac{1}{2}\left(\frac{\partial v}{\partial x}+\frac{\partial u}{\partial y}\right) & \frac{\partial v}{\partial y} & \frac{1}{2}\left(\frac{\partial v}{\partial z}+\frac{\partial w}{\partial y}\right) \\ \frac{1}{2}\left(\frac{\partial w}{\partial x}+\frac{\partial u}{\partial z}\right) & \frac{1}{2}\left(\frac{\partial w}{\partial y}+\frac{\partial v}{\partial z}\right) & \frac{\partial w}{\partial z} \end{matrix} \right\|.$$

Эта матрица может быть выражена через компоненты e из уравнения (8-38):

$$\left\| \begin{matrix} e_x & {}^1/_2(e_{xy}+e_{yx}) & {}^1/_2(e_{xz}+e_{zx}) \\ {}^1/_2(e_{xy}+e_{yx}) & e_y & {}^1/_2(e_{yz}+e_{zy}) \\ {}^1/_2(e_{xz}+e_{zx}) & {}^1/_2(e_{zy}+e_{yz}) & e_z \end{matrix} \right\|.$$

[1] Общий тензор второго ранга всегда можно выразить в виде суммы двух частей. Пусть тензор представлен матрицей коэффициентов t_{ij} (где i, $j = 1$, 2 и 3), тогда его можно выразить суммой двух тензоров: $s_{ij} = {}^1/_2(t_{ij} + t_{ji})$ и $u_{ij} = {}^1/_2(t_{ij} - t_{ji})$. Тензор s_{ij} симметричен ($s_{ij} = s_{ji}$), а тензор u_{ij} «антисимметричен» ($u_{ij} = -u_{ji}$). Таким образом, в приведенном выше примере жесткое вращение можно описать антисимметричным тензором:

$$\left\| \begin{matrix} 0 & \frac{1}{2}\left(\frac{\partial u}{\partial y}-\frac{\partial v}{\partial x}\right) & \frac{1}{2}\left(\frac{\partial u}{\partial z}-\frac{\partial w}{\partial x}\right) \\ \frac{1}{2}\left(\frac{\partial v}{\partial x}-\frac{\partial u}{\partial y}\right) & 0 & \frac{1}{2}\left(\frac{\partial v}{\partial z}-\frac{\partial w}{\partial y}\right) \\ \frac{1}{2}\left(\frac{\partial w}{\partial x}-\frac{\partial u}{\partial z}\right) & \frac{1}{2}\left(\frac{\partial w}{\partial y}-\frac{\partial v}{\partial z}\right) & 0 \end{matrix} \right\|.$$

Введя новый символ ε, получаем

$$\left\| \begin{matrix} \varepsilon_x & \varepsilon_{xy} & \varepsilon_{xz} \\ \varepsilon_{yx} & \varepsilon_y & \varepsilon_{yz} \\ \varepsilon_{zx} & \varepsilon_{zy} & \varepsilon_z \end{matrix} \right\|, \qquad (8\text{-}40)$$

где матрица компонентов ε (ε-матрица) симметрична. Это обычная форма тензора упругой деформации.

Условные компоненты деформации. Преобразования, произведенные здесь с составляющими деформации, предназначались для того, чтобы обосновать утверждение (стр. 129), что упругая деформация может быть выражена симметричным тензором второго ранга. К сожалению, в технических расчетах пользуются не этими шестью независимыми компонентами ε-матрицы (8-40), а другими, «условными», или «техническими», компонентами деформации. Перед тем как исследовать, что́ представляют собой эти величины, представим себе в общих чертах геометрический смысл компонент тензора упругой деформации и их связь с компонентами e из уравнения (8-38). Рассмотрим двумерное однородное преобразование, показанное на фиг. 8-36, где прямоугольник со сторонами, параллельными осям x и y, преобразуется в параллелограмм. Пусть сме-

щение **u** дается матричным уравнением (без учета равномерного поступательного движения):

$$\mathbf{u} = \mathbf{E} \cdot \mathbf{x},$$

где $\mathbf{E}$ = несимметричная матрица

$$\begin{Vmatrix} e_x & e_{xy} \\ e_{yx} & e_y \end{Vmatrix}.$$

Отрезок PQ с первоначальной длиной Δx преобразуется в отрезок PQ', его проекция на ось x становится равной $\Delta x + \Delta u$, где Δu очень мало́ относительно Δx. Величину приращения Δu можно выразить как

$$\Delta u = \frac{\partial u}{\partial x} \Delta x,$$

откуда

$$e_x = \varepsilon_x = \frac{\Delta u}{\Delta x}.$$

Таким образом, составляющая ε_x — мера относительного изменения длины отрезка PQ в направлении x. Точно так же ε_y — относительное изменение длины отрезка PR в направлении y. Обе величины, будучи отношениями длин, безразмерны и очень малы по сравнению с единицей (0,01 или меньше).

Рассмотрим теперь малое изменение направления линии PQ, обозначенное малым углом α. Величина угла α связана с приращениями Δu и Δv следующим образом:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{\Delta v}{\Delta x + \Delta u}.$$

Но Δu очень мало́ по сравнению с Δx, поэтому в первом приближении

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{\partial v}{\partial x} = e_{yx}.$$

Точно так же по отношению к углу β, представляющему изменение направления PR, можно написать:

$$\operatorname{tg} \beta = e_{xy}.$$

Поскольку α и β — очень малые углы, то $\operatorname{tg} \alpha + \operatorname{tg} \beta = \operatorname{tg} (\alpha + \beta)$ и, таким образом,

$$\operatorname{tg} (\alpha + \beta) = \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x},$$

откуда

$$\varepsilon_{xy} = \varepsilon_{yx} = {}^1/_2 \operatorname{tg} (\alpha + \beta).$$

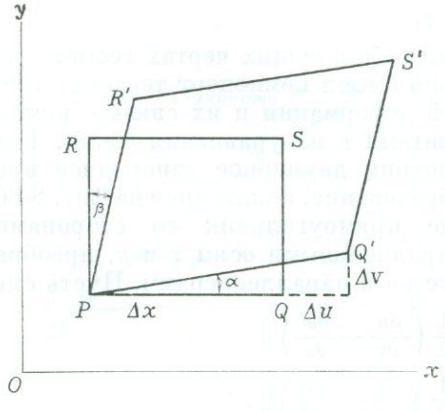
Недиагональные компоненты выражают, таким образом, изменение угла между первоначально перпендикулярными линиями. Обозначим это изменение угла символом ψ: $\psi = \alpha + \beta$, тогда

$$\varepsilon_{xy} = \varepsilon_{yx} = {}^1/_2 \psi \text{ (в радианах)},$$

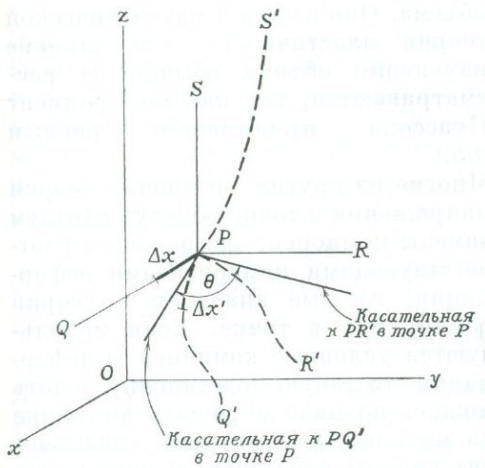
потому что величина ψ очень мала.

Подобное же рассуждение для трехмерного случая приводит к констатации, что диагональные компоненты матрицы (8-40) выражают изменение длины трех первоначально перпендикулярных отрезков, а недиагональные компоненты — изменение углов между ними.

Условные компоненты деформации определяются следующим образом. Рассмотрим три первоначально перпендикулярных отрезка в направлениях осей x, y, z (фиг. 8-37). Каждый отрезок линии PQ изменяет после деформации свою длину и становится криволинейным. Обозначим начальную длину отрезка около точки P



ФИГ. 8-36. Геометрический смысл компонент тензора деформации (двумерный случай).



ФИГ. 8-37. Геометрический смысл условных компонент деформации.

через Δx, а конечную длину — $\Delta x'$. Тогда средняя деформация растяжения, или нормальное упругое растяжение, отрезка определяется по формуле

$$\frac{\Delta x' - \Delta x}{\Delta x} = \frac{\Delta u}{\Delta x},$$

где Δu — изменение длины отрезка [1]. Нормальная деформация (деформация растяжения) ε_x линии в точке P определяется из выражения

$$\varepsilon_x = \lim_{\substack{\Delta x \to 0 \\ \text{в точке } P}} \frac{\Delta u}{\Delta x} = \frac{\partial u}{\partial x}.$$

Подобным образом определяются выражения для деформации по остальным двум взаимно перпендикулярным линиям: ε_y и ε_z.

Три составляющие *касательной*, или *сдвиговой*, *деформации* в точке P определяются по изменению углов между касательными к линиям в точке P. Например, для линий PQ и PR (фиг. 8-37) угол между касательными в точке P после деформации составляет θ, и касательная деформация выражается как

$$\gamma_{xy} = \operatorname{tg}\left(\frac{\pi}{2} - \theta\right) = \operatorname{tg}\psi = \psi \text{ (в радианах)}.$$

Две другие касательные деформации — между PR и PS и между PQ и PS — определяются подобным же образом и обозначаются γ_{yz} и γ_{xz} соответственно. Связь технических компонент деформации с компонентами тензора деформации показана в табл. 8-1.

ТАБЛИЦА 8-1

Компоненты бесконечно малой деформации

Компоненты тензора	Условные компоненты
ε_x	ε_x
ε_y	ε_y
ε_z	ε_z
$\varepsilon_{xy} = \varepsilon_{yx}$	$1/2\gamma_{xy}$
$\varepsilon_{yz} = \varepsilon_{zy}$	$1/2\gamma_{yz}$
$\varepsilon_{xz} = \varepsilon_{zx}$	$1/2\gamma_{xz}$

Главные деформации. Поскольку тензор упругой деформации симметричен, его можно отнести к главным осям и получить три независимые главные составляющие деформации:

$$\begin{Vmatrix} \varepsilon_1 & 0 & 0 \\ 0 & \varepsilon_2 & 0 \\ 0 & 0 & \varepsilon_3 \end{Vmatrix}.$$

Следовательно, в любом однородно деформированном теле или в любой точке неоднородно деформированного тела имеются три взаимно перпендикулярные материальные линии, которые испытывают только чистое изменение длины и остаются ортогональными после деформации (т. е. касательные составляющие деформации этих линий равны нулю). Три составляющих деформации, $\varepsilon_1 \geqslant \varepsilon_2 \geqslant \varepsilon_3$, называются главными

[1] В технической литературе растяжение (увеличение длины) линии считается положительной деформацией. В геологическом анализе предпочтительнее условиться об обратном. [См. примечание на стр. 501).— *Прим. перев*].

деформациями, а указанные три взаимно перпендикулярные направления — главными осями, или направлениями, деформации. В общем случае, характеризующемся несимметричной матрицей компонент e (e-матрицей), взаимно перпендикулярные линии в деформированном и недеформированном телах не совпадают по направлению, а различаются вследствие бесконечно малого жесткого вращения, выражаемого антисимметричной частью e-матрицы. Такая деформация называется *вращательной*. Если антисимметричная часть e-матрицы равна нулю, деформация не может быть вращательной. Любая невращательная деформация или невращательная часть общей деформации, выражаемой тензором деформации, называется *чистой деформацией*.

Другие особенности бесконечно малой деформации. Свойства тензора упругой деформации очень близки к свойствам тензора напряжений. Например, общий тензор деформации можно разделить на изотропную и девиаторную части. Это свойство особенно важно в теории упругости для изотропных тел. По закону Гука, девиаторные напряжения пропорциональны девиаторным деформациям, а изотропные напряжения — изотропным деформациям. Изотропная часть тензора деформации называется октаэдрической, или средней нормальной, деформацией и представляет собой чистую дилатацию (т. е. изменение объема) ε_0, определяемую из выражения

$$\varepsilon_0 = \frac{\varepsilon_1 + \varepsilon_2 + \varepsilon_3}{3}.$$

Она связана с более известной величиной объемного, или «кубического», расширения ε_v следующим соотношением:

$$\varepsilon_0 = \frac{\varepsilon_v}{3}.$$

Девиаторная часть — это чисто сдвиговая деформация, без изменения объема. Она важна в математической теории пластичности, где никакие изменения объема обычно не рассматриваются, так как коэффициент Пуассона принимается равным 0,5.

Многие из других уравнений теории напряжения в точке образуют (путем замены компонент напряжения соответствующими компонентами деформации) прямые аналогии в теории деформации в точке. Если используются условные компоненты деформации, то такую подстановку делать можно, но надо обращать внимание на множитель 2, который связывает две группы касательных компонент. Например, уравнение для растяжения ε_n линии с единичным нормальным вектором $\mathbf{n}$ выражается через компоненты тензора деформации следующим образом:

$$\varepsilon_n = \varepsilon_x n_x^2 + \varepsilon_y n_y^2 + \varepsilon_z n_z^2 + 2\varepsilon_{xy} n_x n_y + 2\varepsilon_{yz} n_y n_z + 2\varepsilon_{zx} n_z n_x, \quad (8\text{-}41)$$

а через условные компоненты деформации:

$$\varepsilon_n = \varepsilon_x n_x^2 + \varepsilon_y n_y^2 + \varepsilon_z n_z^2 + \gamma_{xy} n_x n_y + \gamma_{yz} n_y n_z + \gamma_{zx} n_z n_x. \quad (8\text{-}42)$$

Уравнение (8-41) подобно уравнению (8-6) для нормального напряжения на той же плоскости. Уравнения (8-41) и (8-42), будучи отнесены к главным осям, сводятся к упрощенной форме:

$$\varepsilon_n = \varepsilon_1 n_x^2 + \varepsilon_2 n_y^2 + \varepsilon_3 n_z^2.$$

Точно так же компоненты тензора сдвиговой деформации ε_{nm} для пары взаимно перпендикулярных линий с единичными векторами $\mathbf{n}$ и $\mathbf{m}$ можно выразить через компоненты тензора деформации:

$$\varepsilon_{nm} = \varepsilon_x n_x m_x + \varepsilon_y n_y m_y + \varepsilon_z n_z m_z + \varepsilon_{xy}(n_x m_y + n_y m_x) + \varepsilon_{yz}(n_y m_z + n_z m_y) + \varepsilon_{zx}(n_z m_x + n_x m_z). \quad (8\text{-}43)$$

Это уравнение подобно уравнению (8-7) для касательного напряжения в той же плоскости в направлении s. Уравнение (8-43) можно видоизменить, выразив его в условных компонентах сдвиговой деформации:

$$\gamma_{nm} = 2\varepsilon_x n_x m_x + 2\varepsilon_y n_y m_y + 2\varepsilon_z n_z m_z + \\ + \gamma_{xy}(n_x m_y + n_y m_x) + \\ + \gamma_{yz}(n_y m_z + n_z m_y) + \\ + \gamma_{zx}(n_z m_x + n_x m_z). \quad (8\text{-}44)$$

Другие уравнения для деформации можно получить из соответствующих уравнений для напряжения.

Двумерное графическое представление состояния бесконечно малой деформации можно дать с помощью диаграммы Мора. Но чаще всего это состояние выражают в виде уравнения *эллипсоида деформации*:

$$\frac{x^2}{(1+\varepsilon_1)^2} + \frac{y^2}{(1+\varepsilon_2)^2} + \frac{z^2}{(1+\varepsilon_3)^2} = 1.$$

Это тот эллипсоид, в который при деформации превращается единичная сфера; его главные оси совпадают с направлениями главных деформаций. Эллипсоид деформации наглядно отображает вид симметрии чистой деформации: для осевой деформации это сфероид (эллипсоид вращения), либо вытянутый вдоль оси вращения, либо сплюснутый (симметрия ∞/m $2/m$ $2/m$), а для чистой дилатации (изотропная деформация) это сфера (симметрия ∞/m $\infty/m\infty/m$). Для общего случая деформации это трехосный эллипсоид (симметрия $2/m$ $2/m$ $2/m$). Удобно также рассмотреть эллипсоид в недеформированном теле, который при деформации превращается в сферу. Такой эллипсоид называется *обратным эллипсоидом деформации*. Если главные оси деформации и этого эллипсоида имеют одни и те же направления, деформация является чистой, невращательной. В общем же случае, когда деформация содержит вращательную составляющую, два набора осей (до и после деформации) имеют различные направления вследствие бесконечно малого вращения, определяющего величину вращательной составляющей и положение оси вращения. Если деформация включает вращательную составляющую, возможны виды симметрии $2/m$ и $\bar{1}$. Все виды упругой деформации обладают, однако, центральной симметрией, так как выражаются тензорами второго ранга.

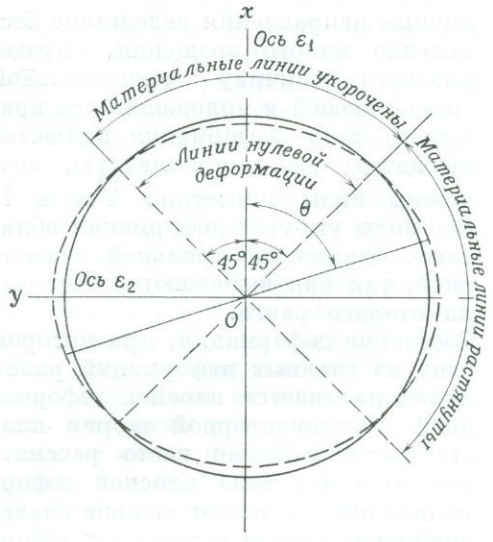
Состояние деформации, при котором одна из главных деформаций равна нулю, называется плоской деформацией. В элементарной теории пластичности особенно часто рассматриваются два типа плоской деформации; они же имеют важное значение при трактовке остаточных деформаций как конечных упругих деформаций. Первый из этих двух типов, называемый *чистым сдвигом*, — девиаторная деформация (т. е. такая, в которой $\varepsilon_1 + \varepsilon_2 + \varepsilon_3 = 0$); ее двумерное выражение дается тензором.

$$\begin{Vmatrix} \varepsilon_1 & 0 \\ 0 & -\varepsilon_1 \end{Vmatrix}.$$

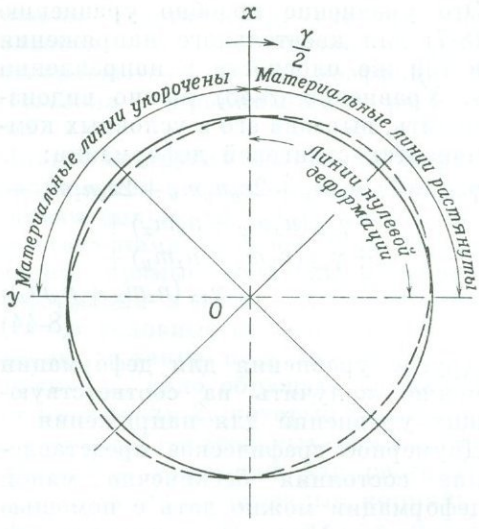
Все смещения происходят в плоскости ε_1 и ε_2 (в плоскости деформации); окружность, построенная в этой плоскости, преобразуется в эллипс деформации, который пересекает первоначальное положение окружности, как показано на фиг. 8-38, в точках пересечения с двумя взаимно перпендикулярными линиями нулевой деформации, симметрично наклоненными к главным осям. Материальная линия в плоскости деформации, образующая с направлением ε_1 угол θ, испытывает бесконечно малое изменение длины, причем величина этого изменения ε определяется следующим выражением:

$$\varepsilon = \frac{(\varepsilon_1+\varepsilon_2)}{2} + \frac{(\varepsilon_1-\varepsilon_2)}{2}\cos 2\theta. \quad (8\text{-}45)$$

Если θ меньше 45°, линия укорачивается, если больше 45° — удлиняется; если угол θ равен 45°, то длина линии не меняется.



ФИГ. 8-38. Бесконечно малый чистый сдвиг.



ФИГ. 8-39. Бесконечно малый простой сдвиг; эквивалентен чистому сдвигу и бесконечно малому вращению $\gamma/2$.

Второй тип плоской деформации, называемый *простым сдвигом*, отличается от чистого сдвига только присутствием жесткого вращения (в плоскости деформации), измеряемого величиной $\eta = {}^1/_2\,\gamma$, где γ — условная сдвиговая деформация между линиями с начальными направлениями x и y. Вращение обеспечивает сохранение состояния нулевой деформации по выбранному направлению (фиг. 8-39). Это различие между чистым и простым сдвигом оказывается очень важным при рассмотрении нарастающих конечных деформаций.

В случае объемной деформации шесть условных компонент деформации представляют собой производные лишь от трех составляющих смещения и не могут считаться действительно независимыми. Они связываются между собой шестью уравнениями, называемыми *условиями совместности*:

$$\frac{\partial^2 \varepsilon_x}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \varepsilon_y}{\partial x^2} = \frac{\partial^2 \varepsilon_{xy}}{2\partial x\,\partial y} \qquad (8\text{-}46)$$

(и двумя подобными уравнениями, связывающими направления y, z и z, x),

$$\frac{\partial^2 \varepsilon_x}{\partial y\,\partial z} = \frac{\partial}{\partial x}\left(-\frac{\partial \varepsilon_{yz}}{\partial x} + \frac{\partial \varepsilon_{zx}}{\partial y} + \frac{\partial \varepsilon_{xy}}{\partial z}\right)$$

(и двумя такими же уравнениями, с перестановкой индексов x, y, z). До тех пор пока значения составляющих деформации удовлетворяют этим уравнениям, деформация остается однородной и непрерывной. Физически эти условия требуют, чтобы в деформированном теле не появлялось трещин или других нарушений сплошности. Использовались различные методы получения приближенных уравнений совместности, основанные главным образом на представлении, что производные от смещений в точке являются конечными и непрерывными.

Упругое поведение горных пород

Решение линейных задач упругости требует определения 15 неизвестных величин: шести составляющих напряжения, шести составляющих деформации и трех величин смещений.

Можно легко составить девять уравнений с этими неизвестными для условия отсутствия объемных сил: три уравнения напряжения при равновесии, означающие, что сумма всех сил, действующих на единицу объема, равна нулю:

$$\frac{\partial \sigma_x}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} = 0 \quad (8\text{-}47)$$

(и два подобных уравнения для направлений y и z), и шесть уравнений, определяющих связь упругой деформации со смещениями:

$$\varepsilon_x = \frac{\partial u}{\partial x}, \quad \varepsilon_y = \frac{\partial v}{\partial y}, \quad \varepsilon_z = \frac{\partial w}{\partial z},$$

$$\varepsilon_{xy} = \frac{1}{2}\left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x}\right),$$

$$\varepsilon_{yz} = \frac{1}{2}\left(\frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y}\right),$$

$$\varepsilon_{zx} = \frac{1}{2}\left(\frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x}\right).$$

Шесть других необходимых уравнений связывают напряжения с деформациями в соответствии с законом Гука.

Общее выражение закона Гука для анизотропных твердых тел приведено выше применительно к кристаллам, которые все в некоторой степени анизотропны. В идеально непрерывном (сплошном) изотропном теле число независимых упругих коэффициентов уменьшается до двух, но обычно условливаются рассматривать следующие четыре взаимозависимые величины:

1. Модуль упругости E, или модуль Юнга, определяемый выражением

$$E = \frac{\sigma}{\varepsilon},$$

где σ — нормальное напряжение, а ε — упругое растяжение (напомним, что в изотропном материале их направления совпадают).

2. Жесткость, или модуль сдвига μ:

$$\mu = \frac{\tau}{\gamma},$$

где τ — касательное напряжение на некоторой плоскости, а γ — соответствующая упругая деформация сдвига между направлением действия напряжения в этой плоскости и нормалью к этой плоскости.

3. Модуль объемного (всестороннего) расширения K, определяемый соотношениями

$$K = \frac{\sigma_0}{\varepsilon_v}, \text{ или } K = \frac{\sigma_0}{3\varepsilon_0},$$

где ε_v — «кубическая дилатация», или объемная деформация $\Delta V/V$, а ε_0 — октаэдрическая, или средняя, нормальная деформация. Сжимаемость (модуль всестороннего сжатия) β определяется как величина, обратная K (гл. 2).

4. Коэффициент Пуассона ν, представляющий собой отношение поперечного сжатия цилиндра к его удлинению при деформации простого натяжения. Это безразмерная величина, максимальное значение которой составляет 0,5 (для несжимаемого твердого тела). Размерность других трех величин та же, что и размерность напряжения.

Из этих четырех величин независимы только две, и можно вывести много простых выражений, связывающих все четыре указанные величины, например:

$$K = \frac{E\mu}{3(3\mu - E)},$$

$$E = 2\mu(1+\nu),$$

$$\nu = \frac{3K - E}{6K},$$

$$\mu = \frac{E}{2+2\nu}.$$

Шесть уравнений, связывающих компоненты напряжения с компонентами деформации, могут различным образом выражаться через указанные четыре величины, например:

$$\varepsilon_x = 1/E\,[\sigma_x - \nu(\sigma_y + \sigma_z)] \quad (8\text{-}48)$$

(и два подобных уравнения для направлений y и z),

$$\varepsilon_{xy} = \frac{(1+\nu)}{E}\tau_{xy} \quad (8\text{-}49)$$

(и два подобных уравнения для плоскостей yz и zx).

Для удобства часто используется пятая величина — постоянная Ламе λ:

$$\lambda = \frac{\nu E}{(1+\nu)(1-2\nu)} = K - \frac{2}{3}\mu.$$

С помощью этой постоянной закон Гука для изотропного твердого тела может быть выражен через компоненты напряжения и деформации и величину объемной деформации:

$$\begin{aligned} \sigma_x &= \lambda\varepsilon_v + 2\mu\varepsilon_x, \\ \sigma_y &= \lambda\varepsilon_v + 2\mu\varepsilon_y, \\ \sigma_z &= \lambda\varepsilon_v + 2\mu\varepsilon_z, \qquad (8\text{-}50) \\ \tau_{xy} &= 2\mu\varepsilon_{xy}, \\ \tau_{yz} &= 2\mu\varepsilon_{yz}, \\ \tau_{zx} &= 2\mu\varepsilon_{zx}. \end{aligned}$$

Приведенные выше 15 уравнений, а также уравнения совместности и граничные условия на поверхности деформированного тела образуют необходимое и достаточное условие для решения линейных задач изотропной упругости.

Указанные выражения закона Гука адекватны большинству технических проблем. Большая часть металлов — это агрегаты кристаллов с высокой симметрией, обычно без заметной преимущественной ориентировки, и их упругое поведение близко к поведению идеального изотропного тела. Но геолог должен иметь ясное представление о следующих двух важных факторах, существенно влияющих на упругие свойства горных пород в недрах Земли:

1. Большинство горных пород в земной коре и, вероятно, в верхней мантии образовано кристаллами минералов с низкой симметрией (обычно триклинной, моноклинной или ромбической), и во многих породах, обнажающихся на поверхности, эти минералы имеют преимущественную ориентировку. Простое рассуждение приводит поэтому к выводу, подтверждаемому точными измерениями, что большинство горных пород в той или иной мере анизотропно по упругим свойствам и что измерение только двух независимых упругих постоянных недостаточно для полного определения упругого поведения горных пород.

2. Константы упругости изменяются при изменении температуры и давления, и, следовательно, лабораторные определения этих величин, выполняемые при атмосферном давлении и комнатной температуре, не могут соответствовать состоянию горных пород на большой глубине в коре и мантии.

Горные породы как изотропные упругие твердые тела. Некоторые горные породы, в особенности многие изверженные породы, которые занимают значительную часть общего объема земной коры, по своему строению близки к изотропным телам. Там, где в минералах, образующих эти горные породы, имеется преимущественная ориентировка, она обычно слаба и ее влияние на упругие свойства пренебрежимо мало́. Такие породы можно без большой ошибки считать упруго изотропными.

Упругие постоянные горных пород (и минералов) определяются экспериментально как при статических, так и при динамических условиях. Примером статического эксперимента является определение модуля объемного расширения, осуществляемое путем измерений изменения объема образцов под действием всестороннего давления. При этом эксперименте образцы погружают в жидкость, находящуюся под высоким давлением. Пример динамического эксперимента — определение скоростей распространения упругих объемных волн V_p и V_s и расчет упругих постоянных путем решения уравнений изотропной упругости. В частности, модуль сдвига можно найти по величине скорости V_s: $\mu = \rho V_s^2$ (где ρ — плотность), а модуль всестороннего

расширения и, следовательно, модуль всестороннего сжатия — из соотношения

$$K = \rho\left(V_p^2 - \frac{4}{3}V_s^2\right).$$

Другие упругие постоянные определяются из соотношений, связанных с приведенными выше. Результаты, получаемые разными методами, несколько расходятся, потому что статические измерения обычно производят в изотермических условиях, в то время как динамическим измерениям присущ характер адиабатического процесса. Однако при низких температурах и давлениях различия между этими результатами, как правило, невелики. С другой стороны, большинство материалов имеет несколько различные упругие постоянные для сжатия и растяжения.

При повышенных давлениях упругие свойства большинства горных пород изменяются. При небольшом повышении давления (примерно до 1 кбар) эти изменения вызываются закрытием пор и других полостей в породе. Такие изменения необратимы. При сильно повышенных давлениях также происходит заметное изменение упругих свойств. Это изменение при экстремальных давлениях может быть очень значительным. При использовании ударных волн достигаются очень высокие давления, имеющие порядок нескольких *мегабар*. Но текстурные условия в породе при прохождении ударной волны не вполне понятны, и получаемое уравнение состояния, связывающее давление и плотность, отличается от нормальных адиабатических и изотермических уравнений состояния. Однако геологу, изучающему последствия падения крупных метеоритов на поверхность Земли и Луны, очень важно знать состояние пород и минералов во время и после прохождения ударной волны. Практически все, что можно сказать об уравнениях состояния для нижней мантии и ядра, получено в результате наблюдений за прохождением ударных волн.

Хотя горные породы часто ведут себя как изотропное вещество, они сложены анизотропными минералами и упругие свойства пород до некоторой степени зависят от упругих свойств слагающих их зерен. Предпринимались различные попытки установить зависимость между упругими постоянными кристаллов и образуемых ими поликристаллических агрегатов, но ни одна из таких попыток не была полностью успешной. Наиболее часто упоминаемые приближенные соотношения получили Фойгт и Реусс. Например, модули всестороннего расширения и сдвига для мономинеральной породы, не содержащей пор и сложенной беспорядочно ориентированными кристаллами, имеющими модули упругости c_{ij} (i, $j = 1, 2, 3, 4, 5$ и 6), выражаются, по Фойгту, следующим образом:

$$K = \frac{(A+2B)}{3}, \qquad \mu = \frac{(A-B+3C)}{5},$$

где

$$3A = (c_{11} + c_{22} + c_{33}),$$
$$3B = (c_{23} + c_{31} + c_{12}),$$
$$3C = (c_{44} + c_{55} + c_{66}).$$

В этих приближенных выражениях не приняты в расчет ни форма зерен, ни тот факт, что большинство горных пород содержат минералы нескольких различных видов.

Упругая анизотропия горных пород. В большинстве решаемых задач сейсмологи (которые ближе других связаны с упругими свойствами пород) рассматривают горные породы коры и мантии как упруго изотропные. Путь сейсмических волн в Земле обычно слишком велик по сравнению с масштабом изменений строения и текстуры горных пород, поэтому вдоль этого пути, проходящего через разнородные породы, наблю-

дается (особенно в коре) в среднем упругое поведение. Однако в последнее время при тщательных измерениях обнаруживается систематическая анизотропия упругих свойств больших областей в верхней мантии. Изучение этого явления может дать важные сведения о характере конвективного или другого течения в мантии.

Многие породы, обнажающиеся на земной поверхности, анизотропны до такой степени, что это необходимо учитывать при решении ряда задач. Принципы, обусловливающие зависимость между особенностями текстуры и упругой анизотропией в горных породах и минералах, существенно одинаковы, за исключением того, что вид симметрии текстуры горной породы статистически определяется как симметрия ее внутреннего строения. Группы текстур горных пород, перечисленные в табл. 3-1, определяют типы упругой анизотропии, существующие, по-видимому, в породах, но степень анизотропии зависит также от минерального состава и совершенства преимущественной ориентировки минеральных зерен. Наиболее ярко анизотропия проявляется в сильно рассланцованных породах, таких, как сланцы и филлиты, в которых высоко анизотропные минералы, например слюды и хлорит, находятся в состоянии совершенной преимущественной ориентировки. Но даже мономинеральные породы, состоящие из равновеликих зерен таких минералов, как кварц и оливин, которые не столь сильно анизотропны, обнаруживают легко измеримые различия упругих свойств в разных направлениях. Установлено, что многие породы относятся к триклинной системе с симметрией $\bar{1}$. Полное описание упругих свойств таких пород требует определения 21 упругой постоянной и представляет собой, таким образом, неразрешимую задачу. К счастью, многие из обычно встречающихся пород имеют гораздо более высокую симметрию, если рассматривать только наиболее важные особенности их внутреннего строения. Например, горные породы с равномерной слоистостью, пластинчатые или сланцеватые, в которых нет других выделяющихся особенностей текстуры, имеют симметрию, близкую к осевой (группа $\infty/m\ 2/m\ 2/m$). Если же текстурные поверхности сочетаются с линейностью, то симметрия более близка к ромбической (группа $2/m\ 2/m\ 2/m$). Задача упрощается еще больше, если определяются не модули упругости или степень податливости, а такая величина, как линейная сжимаемость (коэффициент линейного сжатия). Линейная сжимаемость — менее сложная характеристика, нежели упругость, потому что она может быть выражена тензором второго, а не четвертого ранга. Измерение этой величины только в трех главных направлениях (которые обычно легко определяются при простом осмотре образцов) позволяет установить степень анизотропии для пород с высокой симметрией.

Отклонения от линейной упругости. Лабораторные эксперименты показывают, что механическое поведение, соответствующее теории линейной упругости, — только приближенная модель поведения реальных горных пород. Важнейшее нарушение закона Гука заключается, с точки зрения геолога, в ползучести пород под действием длительных касательных напряжений. Большинство структур течения в деформированных породах, например некоторые обычные типы складок, образовалось, очевидно, в результате ползучести.

Встречаются, однако, и другие явления, которые свидетельствуют о нарушениях закона Гука даже в условиях быстрой нагрузки. Один из таких примеров — уменьшение интенсивности, или «затухание», сейсмических волн, когда их амплитуда уменьшается по мере удаления от

очага, причем уменьшение почти не зависит от частоты. Это явление отмечается даже при условиях кратковременной нагрузки и размерах деформации, отвечающих диапазону нормального линейного упругого поведения. При затухании волн их энергия каким-то образом рассеивается неупругим путем по мере распространения волн. Хотя это явление наблюдается и в одиночных кристаллах, но гораздо сильнее оно сказывается в поликристаллических агрегатах. Степень затухания выражается параметром Q, величина которого определяется из соотношения

$$\frac{1}{Q} = \frac{\Delta E}{2\pi E},$$

где $\Delta E/E$ — доля энергии деформации, потерянная за один цикл. Энергия волны, имеющей длину λ, затухает в зависимости от расстояния x по закону $e^{-\alpha x}$, где $\alpha = 2\pi/Q\lambda$. Величина этой энергии для простого гармонического колебания пропорциональна квадрату амплитуды.

Вероятно, наиболее важная причина затухания сейсмических волн в приповерхностных горных породах — движение частиц на поверхностях нарушений сплошности пород, таких, как трещины, границы зерен, поры и так далее. В этом процессе часть энергии превращается в тепло при трении и рассеивается в результате теплопроводности. Другое объяснение заключается в нарушении соответствия между упруго напряженными зернами, в результате чего происходит рассеивание волн, а внутри отдельных кристаллов — некоторая пластическая деформация и распространение трещин.

Слой, или канал, пониженных скоростей в верхней мантии — область особенно сильного затухания упругих волн. Для этого слоя величина Q колеблется от 100 до 200; это означает, что для волны с периодом 1 с и скоростью 6 км/с затухание составляет около 1% на 1 км. Такое сильное затухание сейсмических волн позволяет предположить, что слой пониженных скоростей имеет низкую прочность на сдвиг и низкое сопротивление ползучести, что и требуется теорией раздвигания океанического дна. Присутствие в слое пониженных скоростей линз расплавленного материала может быть одной из причин отклонения от идеально упругого поведения. В противоположность этому в нижней мантии величины Q составляют, вероятно, 2000 или больше, и наблюдения показывают, что сейсмические волны, особенно с большой длиной волны, проходят несколько раз вокруг земного шара без большого затухания.

Образование трещин и разрывных смещений

В лабораторных экспериментах можно различным путем добиться разрушения, или разрыва, образцов горных пород. В некоторых случаях разрушение происходит «катастрофически» и образец резко разделяется на два или больше кусков, которые обычно можно снова сложить так, что края кусков точно совпадут на поверхностях разрыва. Мы называем такое поведение хрупким. В экспериментах на сжатие поверхности разрыва либо параллельны оси сжатия (трещины отслоения, или отрыва), либо располагаются под углом к оси сжатия (трещины сдвига, или скола). В первом случае поведение породы больше всего соответствует простому сжатию, во втором случае — трехосному сжатию при низком всестороннем давлении. В испытаниях на простое растяжение поверхности трещин разрыва оказываются субперпендикулярными оси растягивающего напряжения.

При других видах разрушения породы сохраняется связность на поверхности косой трещины разрыва. Куски образца не разделяются резко,

а медленно скользят один по другому вдоль поверхности разрыва, на которой развивается гладкое тонкозернистое или бороздчатое покрытие (зеркало скольжения). Если осевая нагрузка на образец резко снимается, а затем прикладывается снова, куски образца смещаются по одной и той же поверхности разрыва. Такое поведение типично для образцов, испытывающих трехосную деформацию при умеренных величинах всестороннего давления, и является переходным к связному течению (к текучему поведению), развивающемуся при высоком всестороннем давлении.

Естественные поверхности разрыва в горных породах классифицируются в самом общем виде как трещины (разрывы без смещения) и разрывные смещения, но фактически такие поверхности имеют огромное количество различных особенностей. Например, трещины — это в типичном случае очень резкие (без постепенных переходов) разрывы без следов смещений на противоположных сторонах.

Эти особенности указывают на то, что такие трещины образовались при хрупком дроблении. С другой стороны, типы разрывных смещений варьируют от резких трещин с явно небольшими смещениями до сложных, с постепенными переходами на границах милонитовых зон шириной в десятки и сотни метров, по которым, как свидетельствуют геологические наблюдения, шаг за шагом происходили смещения. Общее расстояние таких смещений иногда достигает сотен километров. Такие текстуры более родственны, очевидно, сколам или поверхностям пластического смещения, наблюдаемым при экспериментах, и надо четко отличать их от явлений «разрыва», в результате которых возникают и развиваются первоначальные поверхности отрыва и происходят соответствующие смещения. Чисто интуитивно можно предположить, что должна существовать тесная зависимость между первоначальным положением поверхности разрыва и напряженным состоянием, или величинами упругих деформаций, непосредственно предшествовавших разрыву. Однако, когда поверхность разрыва уже образовалась, она становится поверхностью слабого сцепления, и смещения по ней могут происходить под влиянием напряжений совершенно иного рода.

Одной из целей геологического изучения естественных трещин (без смещения) в земной коре является стремление получить какие-то данные о напряженном состоянии, обусловившем образование этих трещин. Изучение же активных разрывных смещений — особенно тех, с которыми связаны землетрясения, — дает возможность установить современное распределение механических сил.

Теперь мы кратко рассмотрим экспериментальные и теоретические выводы, касающиеся образования трещин и разрывных смещений, и попытаемся связать их с тектоническими структурами, наблюдаемыми в природе.

Образование трещин

Если и существует какой-то уникально чистый тип действительно «хрупкого» разрушения, то это только что описанное образование осевых трещин, или трещин отрыва. Образование таких трещин, субперпендикулярных оси простого растяжения, происходит, как можно легко представить, в тот момент, когда нормальное растягивающее напряжение на поверхности, перпендикулярной оси натяжения, становится выше величины σ_t — предела прочности сцепления данного материала на растяжение. С другой стороны, при простом сжатии не может быть никаких растягивающих напряжений, если материал непрерывен, а напряжение однородно; поэтому трудно на пер-

вый взгляд понять, как все-таки образуются трещины отрыва.

Другое расхождение с теорией возникает при рассмотрении вероятных значений σ_t. Простые теоретические расчеты, основанные на прочности атомного сцепления, показывают, что $\sigma_t \approx E/10$, где E — модуль Юнга. Эксперименты же говорят о явном расхождении вычисленных значений σ_t и значений, измеренных при испытаниях на разрыв. Например, для большинства монолитных изверженных пород величина E составляет около 1 Мбар, так что теоретический предел прочности на растяжение равен приблизительно 100 кбар. Наблюдения же показывают, что предел прочности на растяжение у таких пород имеет порядок 1 кбар или менее.

Чтобы разобраться в причинах этого расхождения и объяснить возникновение трещин отслоения при сжатии, мы должны временно отказаться от представления о горных породах как об однородной сплошной твердой среде и рассмотреть влияние мелких трещин и неоднородностей (присутствие которых в большинстве горных пород устанавливается при детальном изучении) на распределение напряжений. Такие дефекты внутреннего строения обнаруживаются вдоль границ зерен, а также внутри самих зерен и представляют собой мелкие трещины и щели, приоткрытые при пластическом течении. Повышение давления приводит, по-видимому, к необратимому закрытию таких пор и трещин. Однако при низком всестороннем давлении некоторые из них остаются открытыми и ввиду отсутствия внутрипоровой жидкости высокого давления ничем не поддерживаются изнутри, поэтому в их окрестности происходит концентрация напряжений. Теория хрупкого разрыва твердых тел, учитывающая присутствие микроскопических структурных дефектов (теория Гриффита), была разработана уже много лет назад и с тех пор непрерывно совершенствуется. Рассмотрим теперь, насколько применима эта теория к образованию трещин в горных породах.

Теория хрупкого разрыва Гриффита. Гриффит отошел от механической теории сплошной среды, предположив, что в твердом теле имеется множество мелких эллиптических трещин (структурных дефектов, механически ослабленных мест). Когда такое тело подвергается простому растяжению, вокруг концов этих трещин, ориентированных нормально к оси растяжения, происходит местное увеличение напряжений. Изучив условия, при которых такие трещины начинают расти, Гриффит разработал математическую модель, согласующуюся с наблюдаемыми низкими значениями предела прочности на растяжение. Он показал, что скорость распространения трещины v_c дается выражением

$$v_c = Kv\left(1 - \frac{c_0}{c}\right)^{1/2}, \quad (8\text{-}51)$$

где v — скорость распространения звука в данном материале, c_0 — величина (половина длины) трещины, требуемая для ее самопроизвольного распространения, c — половина длины трещины на любой стадии, K — безразмерный коэффициент. Из этого выражения видно, что распространение трещины происходит с ускорением; скорость развития трещины достигает максимального значения Kv, когда трещина становится очень большой. Коэффициент K меньше единицы, так что скорость распространения трещины ограничена величиной скорости звука. Более полное изложение данного вопроса читатель может найти в гл. 12 книги Егера и Кука (см. литературу).

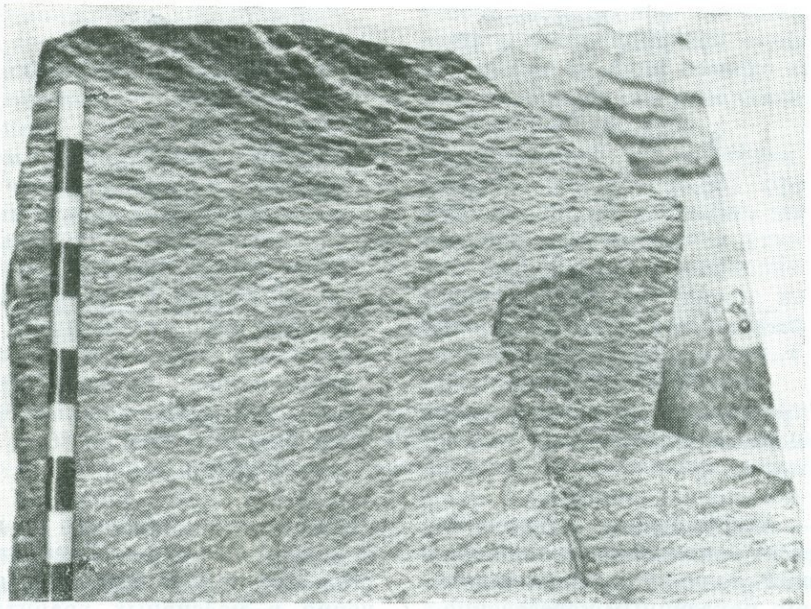
В любом реальном материале имеются трещины самых различных размеров, формы и ориентировки. В этих условиях даже при простом сжатии на концах некоторых трещин

развиваются растягивающие напряжения. Такие «наведенные» растягивающие напряжения (индуцированные напряжения) обусловливают рост некоторых трещин. Имеются доказательства того, что при простом сжатии рост трещин происходит по кривым поверхностям до тех пор, пока трещины не становятся параллельными оси сжатия, — тогда их рост прекращается. Если образовалось достаточное число трещин этого направления, они могут местами соединиться, и тогда возникает крупная поверхность отрыва, которая развивается дальше и может пересечь все тело. Однако большинство горных пород оказывается заметно прочнее на простое сжатие, чем на простое растяжение, поэтому индуцированные растягивающие напряжения при простом сжатии должны быть меньше, чем при растяжении той же величины.

Вероятно, типичные трещины отрыва, возникающие при сжатии, образуются в результате действия локальных растягивающих напряжений, индуцированных в окрестностях ранее существовавших трещин и других структурных дефектов. Такие трещины возникают, по-видимому, в какой-то одной части образца, где срастаются отдельные микротрещины, а образовавшаяся большая трещина распространяется затем в стороны с высокой скоростью (доходящей в очень хрупких материалах до половины скорости звука), образуя поверхность, близкую к плоской. Строго говоря, поверхность, по которой развивается трещина, не является плоской и гладкой из-за частых небольших изменений направления фронта распространения трещины. Эта поверхность имеет характерный ребристый и бороздчатый вид, который называют *перистой структурой*. Пример такой поверхности показан на фиг. 8-40. Возникновение трещин отрыва представляет собой, очевидно, типичное поведение таких материалов, как горные породы, содержащие большое количество крупных нарушений сплошности.

Образование трещин отдельности в горных породах. В гл. 3 рассматривался вопрос о том, что термин «трещина», или «трещина отдельности» (joint), применяется по отношению к разнообразным поверхностям отрыва, отличительной особенностью которых является отсутствие заметных следов проскальзывания или смещения. Эта особенность, так же как и чистота поверхностей разрыва, приводят многих геологов к выводу о том, что образование трещин отдельности является одним из видов хрупкого разрушения. Некоторые такие трещины характеризуются появлением перистых поверхностей и считаются трещинами отрыва; другие же трещины представляют собой сопряженные поверхности, образующие двугранные углы разной величины, и интерпретируются как трещины сдвига.

Для объяснения закономерностей развития трещин отдельности предложен целый ряд теоретических механизмов, но ни один из них не может считаться полностью приемлемым. Некоторые геологи высказывали предположение, что эти трещины возникают во время образования породы. Это вполне возможно, если речь идет о слоистых толщах, где некоторые трещины перпендикулярны напластованию и образованы, очевидно, в процессе уплотнения и литификации. Это определенно верно для столбчатой отдельности в лавовых потоках, развивающейся под влиянием натяжения в охлаждающемся слое. Но такая теория не может объяснить возникновение многих трещин в метаморфических породах, развивающихся, очевидно, на поздней стадии, уже после образования складчатости и сланцеватости. Не получают объяснения также системы трещин, обнаруживаемых по наличию тонких пленок различ-



ФИГ. 8-40. Перистая структура поверхности трещины отдельности.
Каждое черное и белое деление на линейке соответствует 1 см.

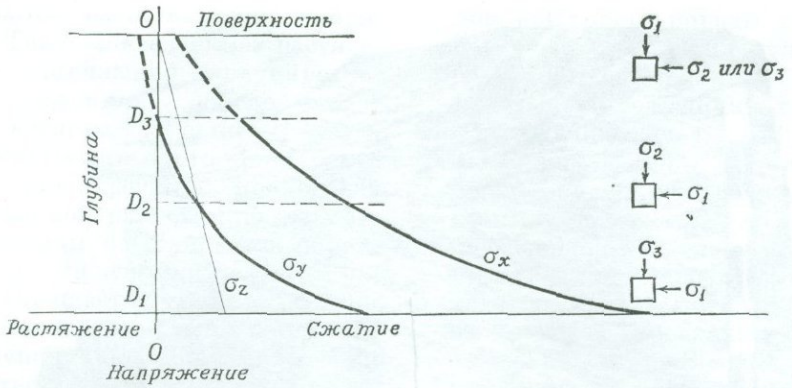
ных вторичных минералов, образовавшихся в четко определенные моменты развития структуры. По мнению ряда геологов, трещины отдельности являются преимущественно трещинами усталости, возникающими под влиянием продолжительных циклических упругих напряжений в породе при прохождении сейсмических волн или в результате земных приливов.

Вероятно, наиболее общепринятым следует считать теоретическое положение о том, что трещины отдельности представляют собой хрупкие трещины, образованные под влиянием напряжений, которые развивались в горных породах при их поднятии из глубин земной коры в процессе воздымания и эрозии. При таком воздымании блоков породы из внутренних частей сферической Земли эти блоки должны были испытывать боковое расширение, величину которого можно оценить чисто геометрическим путем. Для тела, имеющего на глубине горизонтальный размер l, расширение выражается как деформация растяжения $\Delta l/l$, где Δl — приращение величины выбранного горизонтального размера. Если данное тело упругое, то в результате этого вынужденного расширения развивается растяжение $\sigma_T = E\Delta l/l$. Рассмотрим теперь блок породы на глубине, где сохранились остаточные напряжения тектонического происхождения. Пусть остаточное напряжение представляет собой горизонтальное сжатие σ'_x, действующее в направлении x прямоугольной системы координат (ось z вертикальна). Это напряжение накладывается на литостатическое напряжение $\sigma_z = \rho gz$, и, таким образом, три главных напряжения в направлениях координатных осей выражаются следующим образом:

$$\sigma_x = \sigma_1 = \rho gz\left(\frac{\nu}{1-\nu}\right) + \sigma'_x,$$

$$\sigma_y = \sigma_2 = \rho gz\left(\frac{\nu}{1-\nu}\right) + \nu\sigma'_x,$$

$$\sigma_z = \sigma_3 = \rho gz,$$



ФИГ. 8-41. *Изменение главных напряжений в процессе воздымания* (*Price N.*, Fault and Joint Development in Brittle and Semi-Brittle Rock, Pergamon Press, 1966).
Начальные условия: напряжение σ_1 — *горизонтальное,* σ_3 — *вертикальное.*

где ν — коэффициент Пуассона. В процессе воздымания величины напряжений σ_x, σ_y и σ_z изменяются по законам, показанным качественно тремя кривыми на фиг. 8-41. На глубине D_1 все напряжения являются сжимающими, σ_1 и σ_2 горизонтальны. Допустим, что разность напряжений недостаточна для того, чтобы возникли сдвиговые нарушения. На промежуточной глубине D_2 вертикальным становится напряжение σ_2. В более высоких горизонтах разность напряжений σ_1 и σ_3 может оказаться достаточной для возникновения трещин сдвига, причем в этот момент снимается большая часть напряжения. На еще более высоких уровнях, например на глубине D_3, напряжение σ_y может стать растягивающим и вызвать развитие вертикальных трещин отрыва.

Такая последовательная смена условий является лишь гипотетической, и, очевидно, ее нельзя рассматривать изолированно, так как наблюдаемые системы трещин отличаются большой сложностью и разнообразием. Едва ли можно сомневаться, что другие факторы тоже имеют большое значение. Предполагается, например, что присутствие поровой жидкости высокого давления может быть определяющим фактором развития трещин, особенно на глубине. В рамках изложенной теории трудно объяснить также причины возникновения в массивных гранитах «трещин разгрузки», или «пластинчатых» текстур, грубо параллельных топографической поверхности.

В целом мы должны признать, что происхождение трещин отдельности еще далеко не понято.

Образование разрывных смещений

На большей части поверхности Земли наблюдается изобилие разрывных смещений, т. е. трещин в земной поверхности, по которым происходило относительное перемещение горных пород. Говоря о разрывах и смещениях, происходящих по ним, геолог должен постоянно помнить о различии между явлением заложения разрыва, т. е. первого появления плоской поверхности нарушения, и смещениями по разрыву, которые, как показывают сейсмически активные разрывы, продолжаются в течение очень долгого времени. Как только появляется разрыв, он становится той областью, где происходят смещения, причем они связаны с существенно иным распределением напряжений, нежели то, которое

привело к возникновению нарушения. При этом слои перетертой породы, милонита или другого катакластического материала, образующиеся вдоль разрыва, служат больше свидетельством последующей истории разрыва, чем условий, в которых этот разрыв возник и первоначально распространился.

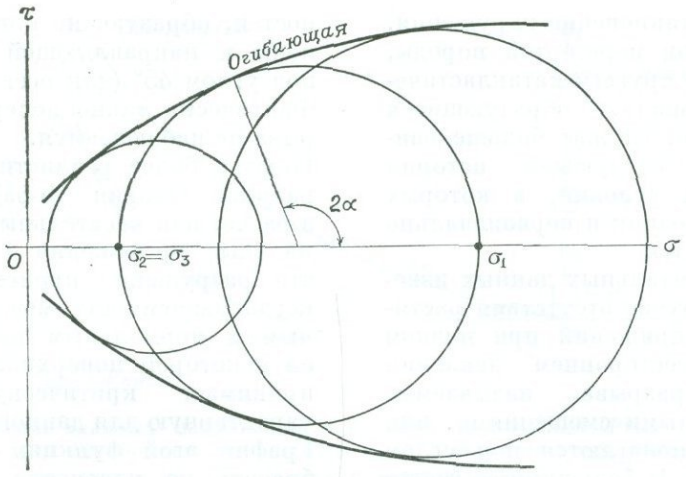
Из экспериментальных данных известно, что в случае отсутствия растягивающих напряжений при низком и среднем всестороннем давлении поверхности разрыва, называемые здесь разрывными смещениями, или сколами, располагаются под углом к оси сжатия. В большинстве геологических ситуаций, при которых образуются разрывные смещения, общее напряженное состояние также представляет собой сжатие ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$), и должен существовать какой-то критерий разрушения при образовании разрыва, применимый в этих условиях. Предложено несколько таких критериев, основанных на следующих факторах: максимальное касательное напряжение, максимальная сдвиговая деформация и оценка высвобождающейся энергии деформации. Среди разработанных теоретических построений наиболее полезными считаются такие, из которых следует, что разрывы происходят по поверхностям, расположенным под углом к оси сжатия, и обусловлены присутствием касательных напряжений, превышающих некоторую критическую величину. Простейшей моделью надо считать разрыв по поверхности максимального касательного напряжения:

$$\tau_{max} = \pm \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}.$$

Этот критерий предсказывает образование либо двух сопряженных поверхностей скалывания, наклоненных под углом 45° к σ_1 и пересекающихся по линии, совпадающей с направлением σ_2 (для общего напряженного состояния), либо конических поверхностей, образующие которых наклонены к направляющей — оси σ_1 — под углом 45° (для осевого сжатия). Фактически такие поверхности разрыва не наблюдаются.

Гораздо более реалистичная теория разрыва (теория Мора) принимает в расчет как касательные, так и нормальные напряжения и утверждает, что разрушение происходит тогда, когда зависимость между касательным и нормальным напряжениями на некоторой поверхности $\tau = f(\sigma)$ принимает критическую форму, характерную для данного материала. График этой функции можно изобразить на плоскости напряжений Мора, а его форма для каждой отдельной породы определяется экспериментально в опытах сжатия при различных значениях всестороннего давления. Например, можно построить круги Мора для каждого напряженного состояния в момент разрыва (фиг. 8-42). Каждый из кругов должен касаться графика этой функции, который поэтому представляет собой огибающую последовательности кругов (огибающая Мора). Любая комбинация напряжений σ и τ, соответствующая какой-либо точке на этой кривой, вызовет разрыв. Для каждого отдельного напряженного состояния эта комбинация напряжений достигается на поверхности, нормаль которой наклонена к оси σ_1 на угол α (т. е. угол наклона составляет половину угла 2α, показанного на фиг. 8-42); эта поверхность и является поверхностью разрыва.

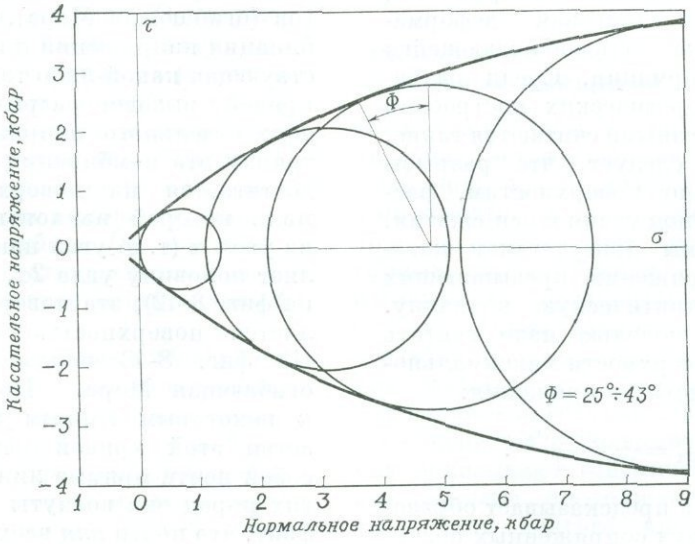
На фиг. 8-43 показана типичная огибающая Мора. По отношению к некоторым горным породам обе ветви этой кривой представляют собой почти прямые линии, для других пород они вогнуты к оси σ. Тот факт, что почти для всех пород ветви кривой расходятся при возрастании значений σ, указывает на то, что касательное напряжение, вызывающее разрыв, растет с повышением нормального напряжения. Кривые,



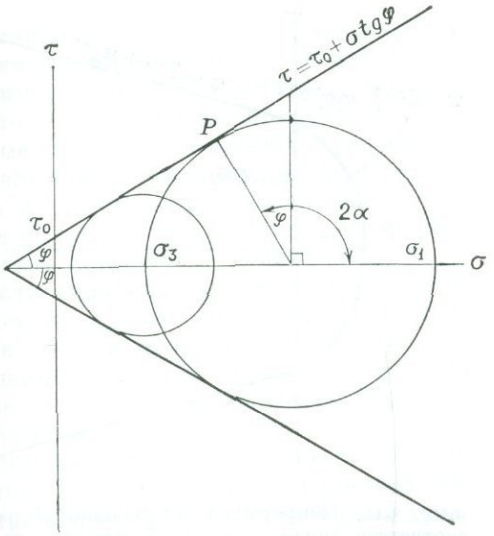
ФИГ. 8-42. Огибающая Мора для разрыва.
Каждая окружность соответствует состоянию трехосного напряжения в момент разрыва. В напряженном состоянии, при котором $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$, разрыв происходит на плоскости, наклоненной к направлению σ_1 под углом α.

показанные на фиг. 8-43, относятся только к сжимающему нормальному напряжению. Для связных материалов эти кривые продолжаются, пересекая ось τ, и в область растягивающих нормальных напряжений, но *там их форма становится неопределенной.*

Критерий Навье — Кулона. Одно из приложений теории Мора оказалось особенно полезным для геологов. Огибающая Мора аппроксими-



ФИГ. 8-43. Огибающая Мора, показывающая предел прочности на сжатие (наибольшее напряжение при сжатии, которое может выдержать материал) для хэзмаркского доломита при комнатной температуре (*Handin J., Hager R. V.*, Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure: tests at room temperature on dry samples, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1957).



ФИГ. 8-44. Огибающая Мора для критерия Навье — Кулона.

руется двумя прямыми линиями, имеющими аналитическое выражение

$$\tau = \tau_0 + \mu_i \sigma. \qquad (8\text{-}52)$$

В этом выражении τ — касательное напряжение, приводящее к разрыву, а τ_0 — предел прочности сцепления материала на сдвиг (при отсутствии нормального напряжения). Слагаемое $\mu_i \sigma$ положительно, так как предполагается, что сопротивление сколовому разрушению преодолевается только тогда, когда напряжения превышают и прочность сцепления, и сопротивление скольжению на поверхности разрыва. По аналогии с трением скольжения коэффициент μ_i называется коэффициентом внутреннего трения. Уравнение (8-52) можно записать в ином виде: $\tau = \tau_0 + \sigma \operatorname{tg} \phi$, где угол ϕ называется углом внутреннего трения.

Огибающая Мора для этого критерия показана на фиг. 8-44. Две прямолинейные ветви наклонены к оси σ под углом ϕ и отсекают на оси τ отрезки $\pm \tau_0$. Напряженное состояние, соответствующее условию разрыва в точке P, достигается на паре поверхностей, линия пересечения которых совпадает с направлением σ_2, а нормали наклонены к направлению σ_1 на угол α, где

$$\alpha = \pm \left(\frac{\pi}{4} + \frac{\phi}{2} \right).$$

Эта зависимость, выведенная Навье и Кулоном, предопределяет возникновение разрыва на паре сопряженных поверхностей (плоскостей), причем направление σ_1 является биссектрисой острого угла между ними. При экспериментах разрыв фактически происходит только по одной из этих двух поверхностей. В квазиизотропном материале образование разрыва равновозможно на любой из двух поверхностей, но как только он возникает на одной поверхности, происходит перераспределение напряжений, при котором обычно резко падает величина осевого сжимающего напряжения, и другая поверхность разрыва не образуется.

Измеряя углы между осью сжатия и поверхностью разрыва, можно оценить величину коэффициента внутреннего трения горной породы. Для большинства изотропных плотных связных пород эта величина колеблется между 0,7 и 1,7. Для осадочных пород, таких, как алевриты и известняки, значение коэффициента внутреннего трения находится в нижней части указанного интервала, для массивных изверженных пород, таких, как граниты и габбро, — в верхней.

Модификация теории Гриффита. При экспериментах с большинством горных пород огибающие Мора оказываются непрямолинейными. Чаще всего они искривлены, что указывает на нелинейный характер зависимости между τ и σ при разрыве. Наиболее близкого совпадения теоретических построений с экспериментальными данными добились Мак-Линток и Уолш. Они предположили, что при сжатии породы имевшиеся в ней трещины и структурные дефекты

(существование которых при низких давлениях предполагает теория хрупкого разрыва Гриффита) закрываются, когда нормальное давление поперек них достигает критической величины σ_c. Нормальное «эффективное» напряжение, прижимающее одну стенку трещины к другой, составляет тогда $\sigma_e = (\sigma - \sigma_c)$, где σ — полное нормальное напряжение. Для возникновения разрыва необходимо, чтобы нарушение сплошности распространялось в стороны, но необходимо также, чтобы происходило скольжение (с трением) между стенками трещины. Касательное напряжение для трения скольжения τ дается выражением

$$\tau = \mu_s(\sigma - \sigma_c),$$

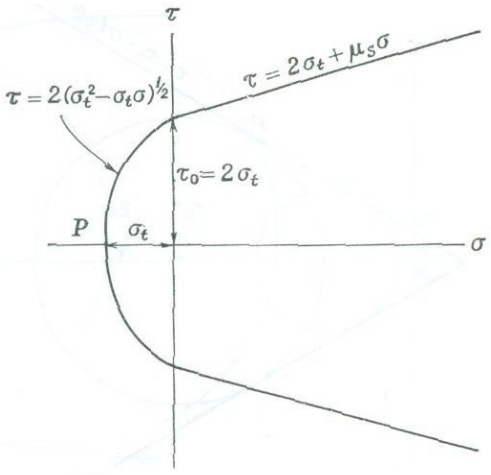
где μ_s — коэффициент трения при скольжении. Предполагается, что в случае высокого всестороннего давления величина σ_c оказывается значительно меньше величины σ, и критерий разрушения, понимаемого как распространение гриффитовских трещин и скольжение по ним, определяется формулой

$$\tau = 2\sigma_t + \mu_s\sigma, \qquad (8\text{-}53)$$

где σ_t — прочность породы для случая простого растяжения. Этот критерий напоминает формулу Навье — Кулона для прямолинейной огибающей Мора. Однако, если напряжение σ растягивающее, надо использовать критерий Гриффита, имеющий следующее выражение:

$$\tau = 2(\sigma_t^2 - \sigma_t\sigma)^{1/2} \qquad (8\text{-}54)$$

В случае $\sigma = 0$ это выражение упрощается: $\tau = 2\sigma_t$, что согласуется с модифицированным критерием Гриффита для сжимающего напряжения σ. Таким образом, оба критерия выражаются одной непрерывной огибающей Мора (фиг. 8-45), причем положительным значениям σ соответствуют две прямые ветви, описываемые уравнением (8-53), а отрицательным значениям σ соответствует парабола, описываемая уравнением (8-54). Из уравнения Навье — Кулона следует, что предел прочности на растяжение σ_t (достигаемый в точке P на плоскости, перпендикулярной направлению σ_1) равен $\tau_0/2$. Огибающая, показанная на фиг. 8-45, очень близко соответствует поведению идеальной изотропной связной породы.



ФИГ. 8-45. Непрерывная огибающая Мора, соответствующая теории Гриффита для растягивающего нормального напряжения и модифицированной теории Гриффита для сжимающего нормального напряжения.

В предшествующем анализе не обращалось внимания на тот факт, что некоторые горные породы анизотропны. Наиболее общий и важнейший тип анизотропии определяется слоистостью и сланцеватостью горных пород, когда в теле имеется совокупность поверхностей, на которых прочность сцепления обычно значительно ниже, чем в материале между ними. Эксперименты с такими анизотропными породами показывают, что наличие сланцеватости или слоистости заметно влияет как на величину напряжения, требуемого для возникновения разрыва, так и на

величину угла наклона поверхностей скола к направлению сжатия. Экспериментальные данные говорят о том, что в сланцеватых породах разрывные смещения стремятся быть параллельными плоскости сланцеватости, если она образует угол с осью сжатия от 15 до 45°. При больших углах разрывы пересекают сланцеватость, но если сланцеватость все-таки не перпендикулярна оси сжатия, появляется единая система разрывных смещений, наклон которой к оси сжатия не соответствует модели Навье — Кулона.

Выше не рассматривалось также влияние промежуточного главного напряжения σ_2. В экспериментах трехосного сжатия $\sigma_2 = \sigma_3$, но в экспериментах трехосного растяжения $\sigma_2 = \sigma_1$. Сравнение результатов экспериментов обоих видов, проведенных с одними и теми же породами, показывает, что касательное напряжение, необходимое для разрушения при растяжении, всякий раз оказывается ниже, чем касательное напряжение разрушения при сжатии. В связи с этим сделан вывод, что абсолютная величина промежуточного главного напряжения, вероятно, видоизменяет критерий разрушения. До тех пор пока не удастся приспособить лабораторное оборудование для моделирования общего напряженного состояния ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$), невозможно будет полностью исследовать действительное влияние промежуточного главного напряжения.

Влияние высокого порового давления на образование разрывных смещений. В пористых проницаемых горных породах, насыщенных недренируемой поровой жидкостью под высоким давлением, эффективное напряжение влияет на образование разрывов сильнее, чем полное напряжение. Для этих условий критерий Навье — Кулона можно выразить следующим образом:

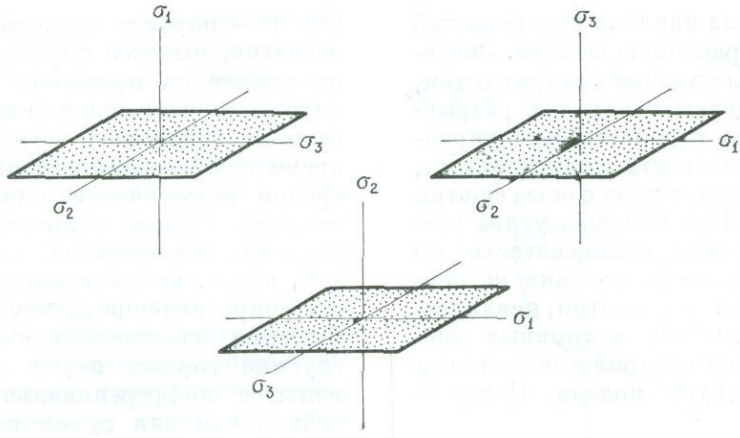
$$\tau = \tau_0 + (\sigma - p)\,\mathrm{tg}\,\phi,$$

где p — поровое давление. Следовательно, высокое поровое давление не влияет на прочность сцепления породы, а уменьшает величину слагаемого, связанного с трением, в то время как коэффициент внутреннего трения теоретически остается неизменным. Общее влияние порового давления заключается, таким образом, в том, что понижается суммарное сопротивление сдвигу и для разрушения залегающих на большой глубине горных пород требуется меньшее дифференциальное напряжение, чем для сухих пород. Этот вывод подтвержден экспериментально; имеются также доказательства того, что процесс сейсмического разрушения (вызывающий землетрясения с очагами в земной коре), обычно сопровождающий образование разрывных смещений, усиливается при наличии аномально высокого порового давления.

Образование разрывных смещений и распределение напряжений. Вероятное напряженное состояние, предшествующее образованию разрывных смещений в приповерхностных горных породах, уже давно исследовано Андерсоном. Поверхность Земли повсюду является главной поверхностью напряжений, а если эту поверхность представить (для больших площадей) как горизонтальную плоскость, то потребуется рассмотреть только три случая общего напряженного состояния (фиг. 8-46).

1) σ_1 вертикально; σ_2 и σ_3 горизонтальны;
2) σ_1 горизонтально; σ_3 вертикально;
3) σ_1 горизонтально; σ_2 вертикально.

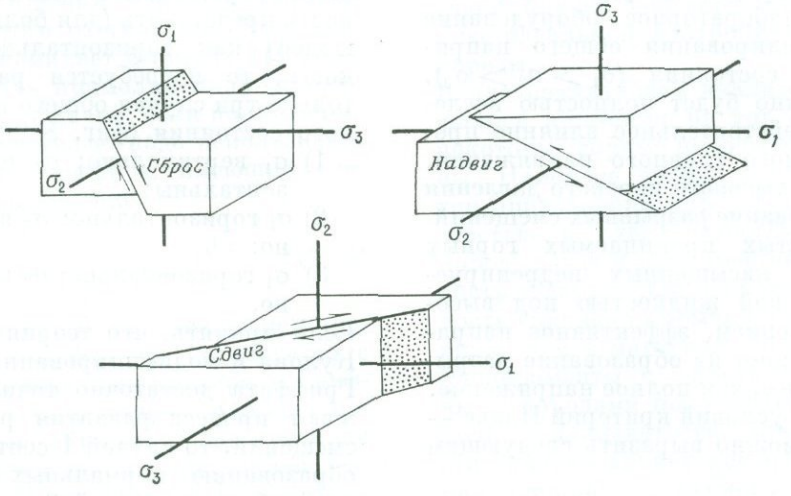
Если принять, что теория Навье — Кулона и модифицированная теория Гриффита достаточно точно отображают процесс развития разрывных смещений, то случай 1 соответствует образованию нормальных (наклонных) сбросов, случай 2 — образованию взбросов и пологих надвигов,



ФИГ. 8-46. Возможная ориентировка главных напряжений на поверхности Земли (показана крапленными плоскостями).

а случай 3 — образованию сдвиговых смещений по простиранию разрыва. Углы падения разрывов для средней горной породы с $\mu_i \cong 0{,}8$, вычисляемые на основании теории Навье — Кулона, составляют для сбросов 65°, для надвигов — 25° и для сдвигов — 90° (фиг. 8-47). Эти величины близки к средним значениям углов падения разрывов, наблюдаемым в поверхностных горных породах.

Такое простое представление о распределении напряжений и обусловленных ими разрывных смещений, очевидно, неприменимо для глубинных частей земной коры. Действительно, многие разрывные смещения, ныне в результате эрозии обнаженные на поверхности Земли, образовались, очевидно, на глубине, и их ориентировка не отвечает простой схеме, рассмотренной выше. Некоторые нормальные сбросы имеют пологое падение, а взбросы — крутое; на поверхностях многих сдвигов можно обнаружить следы косого перемещения (сбросо-сдвиги). Стремясь



ФИГ. 8-47. Образование сбросов, надвигов и сдвигов на поверхности Земли.

установить возможное распределение разрывных смещений на глубине, геологи исследуют распределение напряжений на моделях, изображающих простые естественные условия, важные в геологическом отношении. В настоящее время удается моделировать только двумерные распределения напряжений. Например, важное значение имеет установление распределения напряжений в толстой горизонтальной пластине горной породы со свободной верхней поверхностью. Естественным аналогом такой пластины является осадочная толща, заполняющая бассейн осадконакопления. На верхней поверхности пластины все касательные и нормальные напряжения обращаются в нуль, и траектории главных напряжений должны быть, по Андерсону, вертикальными или горизонтальными. Но на глубине вследствие влияния граничных условий для данной пластины и под действием объемной силы тяжести эта простая ориентировка траекторий напряжения вряд ли может сохраниться.

Классический метод, используемый в технике для построения траекторий напряжения в таких условиях, основан на предположении об изотропной упругости. Решение ищется в виде «функций напряжения», в которых все составляющие напряжения представлены вторыми частными производными. Для того чтобы выполнялись условия механического равновесия и совместности деформаций [уравнения (8-46) и (8-47)], функции напряжения должны удовлетворять некоторым дифференциальным уравнениям, решаемым при строго определенных граничных условиях. Для плоского напряжения необходима только одна функция напряжения, которую получают следующим образом. Из уравнения (8-47) следует:

$$\frac{\partial \sigma_x}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial y} = 0, \qquad \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_y}{\partial y} = 0, \tag{8-55}$$

и условия совместности для плоской деформации [уравнение (8-46)] можно представить в виде

$$\frac{\partial^2 \varepsilon_x}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \varepsilon_y}{\partial x^2} = \frac{\partial^2 \gamma_{xy}}{\partial x\, \partial y}. \tag{8-56}$$

Используя уравнения (8-48) и (8-49), а также условие $\sigma_z = \nu(\sigma_x + \sigma_y)$ для случая плоской деформации, величины упругих деформаций мы можем выразить через напряжения:

$$(1-\nu)\frac{\partial^2 \sigma_x}{\partial y^2} - \nu \frac{\partial^2 \sigma_x}{\partial x^2} + (1-\nu)\frac{\partial^2 \sigma_y}{\partial x^2} - \nu \frac{\partial^2 \sigma_y}{\partial y^2} = 2\frac{\partial^2 \tau_{xy}}{\partial x\, \partial y}. \tag{8-57}$$

Уравнения равновесия (8-55) посредством уравнения (8-57) приводятся к простой форме:

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}\right)(\sigma_x + \sigma_y) = 0. \tag{8-58}$$

Пусть существует «функция напряжения» Φ, такая, что

$$\sigma_x = \frac{\partial^2 \Phi}{\partial y^2}, \quad \sigma_y = \frac{\partial^2 \Phi}{\partial x^2}, \quad \tau_{xy} = -\frac{\partial^2 \Phi}{\partial x\, \partial y}; \tag{8-59}$$

тогда из уравнений (8-58) и (8-59) можно получить «бигармоническое уравнение»:

$$\frac{\partial^4 \Phi}{\partial x^4} + 2\frac{\partial^4 \Phi}{\partial x^2\, \partial y^2} + \frac{\partial^4 \Phi}{\partial y^4} = 0.$$

Любое решение этого уравнения дает через уравнения (8-59) такие значения напряжений, которые удовлетворяют как условиям совместности, так и уравнениям равновесия. После этого устанавливаются траектории напряжений в теле для частных граничных условий и, если принят какой-то критерий разрушения, определяется наиболее вероятная ориентировка поверхностей разрывных смещений в различных частях тела. Изложенный метод слишком сложен математически и недостаточно гибок.

Применительно к геологическим задачам не всегда можно допустить изотропную упругость материала; необходимо также принимать в расчет объемные силы. Кроме того, обычно свойства материала изменяются и по вертикали, и по горизонтали, и это тоже необходимо учитывать. В последние годы использование высокоскоростных вычислительных машин облегчило параллельную разработку приближенных методов анализа напряжений (и деформаций) для самых различных условий и позволило принять в расчет такие факторы, как изменение свойств материалов. Для геологов эти методы, в частности метод конечных разностей, открывают большие возможности исследования распределения напряжений в обширном ряду сложных ситуаций, имеющих геологическое значение. Установление характера распределения напряжений важно не только для решения проблем образования разрывных смещений, но также для проблем складкообразования и деформаций текучести вообще.

Проблема пологих надвигов. Во многих местах в континентальной коре, например в Альпах, Гималаях, Андах, в нескольких районах на западе и юго-западе США, обнажены поверхности огромных разрывов, по которым толстые пластины горных пород с большими поперечными размерами переместились на расстояние порядка 100 км и более. Характерной особенностью этих разрывов является пологое падение (10° или менее) или субгоризонтальное положение поверхности смещения. В некоторых местах падение этой поверхности меняется на обратное, и тогда отмечается локальное движение надвигающейся пластины вниз по падению («ныряющие» надвиги).

Некоторые такие поверхности разрыва представляют собой чистый срез и свободны от мощных зон перетертых и милонитизированных пород; поэтому трудно не прийти к выводу о том, что главный механизм смещения в этих случаях — какой-то вид скольжения с трением. Легче всего представить две возможные причины возникновения механических сил, двигавших эти пластины, причем обе причины могут действовать и по отдельности, и совместно. Во-первых, на пластины могли давить с одного из краев тангенциальные силы, действующие в земной коре; во-вторых, пластины могли двигаться вниз по склону посредством гравитационного оползания под действием собственных объемных сил.

Исходя из теоретических соображений, Хабберт и Руби оценили длину надвигающейся пластины, которая может двигаться под действием той или иной из упомянутых двух сил, в предположении, что в основании пластины происходит скольжение с трением. Используя критерий Навье — Кулона, задаваясь величинами $\tau_0 = 200$ бар и $\phi = 30°$ и рассматривая объемные силы при однородной плотности $\rho = 2{,}31$ г/см^3, они нашли, что максимальная длина пластины, имеющей мощность 5 км, составляет около 18,4 км. Выдавливание пластин средней мощностью 30 км или больше, наблюдаемое в природе, теоретически невозможно. Подобным же образом Хабберт и Руби определили, что для гравитационного оползания блока с теми же размерами требуются углы склона около 30°. Такие склоны в природе не наблюдаются.

Решение этой проблемы, по мнению упомянутых исследователей, заключается в учете того, что на глубине, в окрестности поверхности надвига, присутствует поровая жидкость под высоким давлением. Разрывы и смещения в этих условиях происходят под действием не полного, а эффективного напряжения. Обозначим, например, объемный вес насыщенной жидкостью породы как $\bar{\rho}$, тогда суммарное давление вышележащих масс $\bar{\sigma}_z$, возникающее на глубине z под

действием объемных сил, составляет

$$\bar{\sigma}_z = \rho g z.$$

Обозначим давление поровой жидкости на глубине z как p. Суммарное давление $\bar{\sigma}_z$ состоит из литостатического давления сухих пород σ_z и порового давления:

$$\bar{\sigma}_z = \sigma_z + p.$$

В случае если p достигает величины $\bar{\sigma}_z$, то σ_z падает до нуля и вышележащий блок породы как бы свободно «плавает», не оказывая давления на подстилающие породы. Нормальные напряжения, действующие в основании такого блока, соответственно понижаются, и вместе с ними понижается фрикционное сопротивление смещению (то есть трение).

Данные глубокого бурения показывают, что в настоящее время существуют области земной коры, где величина p близка к $\bar{\sigma}_z$. Следовательно, можно предположить, что отношение $\lambda = p/\bar{\sigma}_z$ колеблется в земной коре между 0 и 1. Для значения $\lambda = 0{,}8$, например, получается, что под давлением, приложенным к одному из краев, может двигаться (образуя надвиг) пластина мощностью 1 км и длиной 32,9 км. При том же значении λ может двигаться блок мощностью 5 км и длиной 57,3 км. Если же значение λ возрастает до 0,9, то длина пластины может быть больше 100 км.

Это же явление способствует уменьшению угла наклона, при котором происходит гравитационное оползание пластины. С увеличением λ от нуля до 0,8 этот угол уменьшается от 30° до 6,6°. Для $\lambda = 0{,}95$ угол равен 1,6°. Если латеральные и гравитационные силы действуют совместно, то при $\lambda = 0{,}95$ блок толщиной 6 км и длиной 320 км может сползать по поверхности с наклоном 0,5°. Даже когда действующие силы имеют меньшую величину, движение все-таки может происходить под влиянием прохождения сейсмических волн. Например, блок породы, находящийся в статическом равновесии на наклонной поверхности, испытает небольшое суммарное смещение в результате движения малых дислокаций на поверхности раздела с нижележащими породами при распространении сейсмических волн большой амплитуды.

Теория образования пологих надвигов, основанная на учете влияния поровой жидкости, находящейся под высоким давлением на глубине, весьма привлекательна с той точки зрения, что она позволяет далеко продвинуться в объяснении отдельных наиболее загадочных структур земной коры. Однако некоторые надвиги характеризуются такими структурными особенностями, которые говорят о том, что скольжение не было там главным механизмом относительного смещения. Среди них обращают на себя внимание надвиги, вдоль которых развиты очень мощные параллельные пласты милонита или пластически деформированных пород. Некоторые так называемые «разрывы» не являются дискретными поверхностями нарушения сплошности, а представляют собой весьма мощные пластинчатые зоны, в которых концентрировалась деформация. Такие структуры более уместно рассматривать наряду с другими структурами, образовавшимися в результате пластического течения.

Течение горных пород

Многие различные текстурные особенности, наблюдаемые геологами в континентальной коре, подтверждают, что один из важнейших типов механического поведения, проявившихся в горных породах, особенно в складчатых областях, — это вязкое течение в твердом состоянии. Некоторые из таких наблюдавшихся в природе текстур очень похожи на текстуры, получаемые при экспе-

риментальном моделировании деформаций; другие же не имеют сходства ни с одной из текстур, полученных при экспериментах, и геологам остается только строить догадки о причинах их возникновения и характере происходивших в тот период геологических процессов.

Горные породы обладают способностью к связному течению, по-видимому, почти при любой комбинации физических условий, возникающей в земной коре и мантии. В некоторых породах присутствуют минеральные ассоциации, указывающие на то, что эти породы никогда не нагревались до высоких температур и никогда не были погребены так глубоко, чтобы на них могли действовать очень большие давления. Тем не менее в этих породах развиваются остаточные деформации, складки и другие дислокации без заметного изменения структурных свойств. Но наиболее неопровержимые доказательства течения в твердом состоянии обнаруживаются в метаморфических породах, и едва ли можно сомневаться в том, что метаморфические условия создают наиболее благоприятную обстановку для связного течения (вместо хрупкого дробления и образования разрывных смещений).

Из того, как вещество Земли реагирует на поверхностные нагрузки, из дрейфа континентов и раздвигания океанического дна (гл. 3 и 4) мы делаем заключение, что и сама мантия обладает способностью к течению в больших масштабах, хотя сейсмические наблюдения и доказывают, что вещество мантии твердое в том смысле, что оно имеет высокую жесткость. Вообще говоря, течение в мантии в какой-то мере аналогично, вероятно, течению твердого льда в ледниках. Установление реологических свойств мантии так же важно, как и определение вязкости пород коры, поскольку значения вязкости вещества мантии определяют, каким образом и в какой степени может реагировать мантия на возникновение аномалий температуры и плотности, вызывающих ее течение.

Изучение явлений твердого течения в горных породах развивается в различных направлениях, в зависимости от целей исследователей. Вначале мы рассмотрим некоторые экспериментальные данные, касающиеся текучести и ползучести горных пород и влияния на них таких факторов, как высокая температура, давление и присутствие водной фазы. В следующем разделе мы проанализируем теории течения твердого вещества, разработанные реологами (специалистами, занимающимися изучением вязкого течения), сформулируем некоторые из геометрических проблем, связанных с деформациями большого масштаба, и в свете этих теоретических представлений рассмотрим генезис некоторых часто встречающихся текстур, образовавшихся при течении в твердых горных породах.

Реологические свойства горных пород

В качестве основы для изучения механизма течения в реальных материалах реологами разработан ряд феноменологических математических моделей, описывающих идеальные типы поведения. Каждая модель выражается набором основных (определяющих), или «реологических», уравнений, которые связывают некоторые особенности деформаций с особенностями напряжений. Например, основное уравнение для линейно упругого материала $\boldsymbol{\sigma} = \mathbf{C}\boldsymbol{\varepsilon}$ выражает однозначную зависимость между напряженным состоянием и состоянием бесконечно малых деформаций посредством тензора скалярных коэффициентов $\mathbf{C}$, вид которого зависит от свойств материала.

Выделяют три типа идеального поведения, определяющие характер деформации горных пород:

1. *Линейная упругость* рассматривалась выше как для изотропных, так и для анизотропных твердых веществ. Это единственный тип поведения, который может иметь место в горных породах при напряжениях небольшой величины и малой длительности; он особенно важен при динамических нагрузках сейсмического типа. Но способность к обратимой упругой деформации сохраняется даже в породах, претерпевающих связное течение и ползучесть в условиях непрерывно действующих напряжений. Это легко доказывается простыми лабораторными экспериментами.

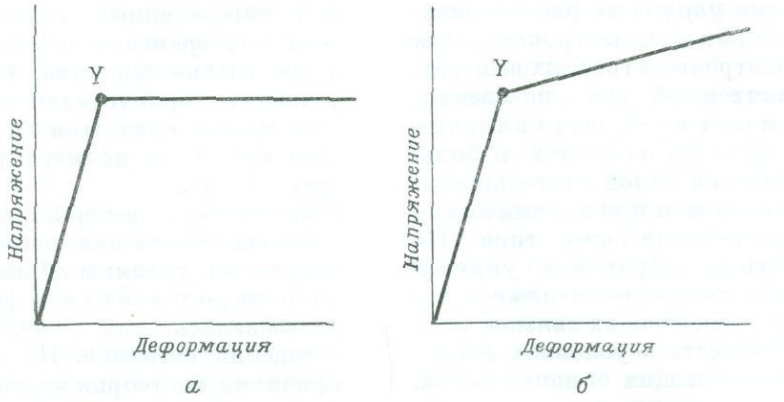
2. *Пластичность* — термин, используемый здесь в феноменологическом смысле для обозначения текучего поведения, т. е. для остаточных деформаций, развивающихся при напряжениях выше предела текучести в кратковременных экспериментах. Использование этого термина в указанном смысле не обязательно подразумевает, что имеет место только пластичность кристаллов, хотя чаще всего это так и есть. Различают два вида пластического поведения: с деформационным упрочнением и без него.

3. *Вязкость* — термин, обычно характеризующий поведение только жидкого вещества. Вязкость является мерой зависимости между скоростью деформации (или градиентом скорости) и напряжением. Вторичная, или установившаяся, ползучесть (псевдовязкое течение) напоминает поведение вязкой жидкости во многих отношениях, в том числе и в зависимости от времени, поэтому стало обычным трактовать медленное течение горных пород как явление, характеризуемое вязкостью.

Экспериментальное изучение течения горных пород позволяет сделать вывод, что примеры естественного течения пород можно моделировать, используя различные комбинации трех перечисленных типов идеального поведения. Те или иные породы при определенных условиях ведут себя одновременно и как упругие, и как вязкие вещества; при других условиях какой-то один тип поведения может оказаться преобладающим вплоть до полного вытеснения всех других.

Пластическая деформация. Математическая теория пластичности разрабатывалась главным образом специалистами по технической физике и использовалась как модель текучего поведения металлов. По нескольким причинам эта теория не достигла того уровня, чтобы ее можно было использовать для практических целей, подобно теории линейной упругости. Важнейшая из этих причин заключается в том, что деформация текучести — необратимый процесс, в котором энергия при образовании остаточных деформаций рассеивается в виде тепла, а не накапливается в виде упругой энергии. Поэтому полная конечная деформация, несмотря на то, что она каким-то образом связана с последним напряженным состоянием, зависит также и от пути развития деформации. Эта особенность резко отличает пластическую деформацию от обратимой линейной упругой деформации, в которой путь образования данного деформированного состояния не имеет значения. Конечная пластическая деформация — это, таким образом, криволинейный определенный интеграл последовательности бесконечно малых приращений деформации, каждое из которых определенным образом связано с мгновенным напряженным состоянием. В теории пластического поведения изучаются виды зависимостей между деформацией и напряжением или между их производными по времени.

Большой интерес как для инженеров, так и для геологов представляет процесс перехода кристаллического твердого тела от упругого состояния к пластическому под действием возрастающей нагрузки в тех или иных



ФИГ. 8-48. *Диаграммы деформации для идеальных упругопластичных материалов.*
а — без деформационного упрочнения; *б* — с деформационным упрочнением. *Y* — предел текучести.

физических условиях. Мы уже ввели понятие предела, или точки, текучести (yield), аналогичное понятию точки разрыва для хрупкого поведения, характеризующее этот переход. По данным экспериментального изучения, переход к текучести не всегда происходит резко при каком-то определенном состоянии напряжений или упругих деформаций, но, напротив, наступает постепенно, как показывает обычно закругленная форма той части диаграммы деформации, которая соединяет упругую деформацию с остаточной (фиг. 8-3). Однако в теоретических моделях пластической деформации удобнее считать, что деформация текучести начинается при определенном состоянии напряжения и деформации (у предела текучести), так что идеальные диаграммы деформации имеют форму одного из двух типов, показанных на фиг. 8-48. Левая кривая построена для случая недеформационного упрочнения, а правая кривая — для упругопластичного материала с деформационным упрочнением (в простейших моделях текучести упругими свойствами пренебрегают и материал предполагается жестко-пластичным). Очень мало реальных твердых веществ дают диаграммы деформации, соответствующие какому-либо из этих идеальных типов. Для некоторых веществ линия диаграммы даже резко падает в точке текучести.

Предпринимались попытки разработать критерии текучести, выраженные через напряжения, подобно критериям разрыва. Однако проблема текучести более сложна, чем проблема разрыва, так как нет универсальных методов моделирования пластического разрушения, подобных методам изучения трещин отрыва и сколов, испытанных при разрушении самых различных твердых веществ, а различные кристаллические и поликристаллические материалы ведут себя за пределом текучести самым разным образом. Например, при трехосном сжатии некоторые породы, такие, как мрамор, показывают совершенно равномерную текучесть (в пределах, обусловленных конструкцией прибора), причем переход к текучему поведению захватывает большую часть зерен почти одновременно и течение распределяется более или менее однородно во всем объеме образца. В других породах, например в филлитах, сжатых в направлении, параллельном сланцеватости, пластическая деформация в первый момент концентрируется в узких зонах больших упругих напряжений, при-

чем количество и ширина этих зон увеличиваются по мере развития деформации, вплоть до полного перехода всего образца в текучее состояние. Такое поведение наблюдается также в некоторых металлах, подвергнутых нагрузке при атмосферном давлении, и можно наблюдать процесс образования и развития тонких зон пластического течения — поясов Людерса — на свободных поверхностях испытываемых образцов. Постепенное расширение зоны пластического поведения и прорастание этой зоны через весь образец особенно характерно для материалов, обладающих деформационным упрочнением. Если в какой-то области образца начинает проявляться текучесть, то для поддержания постоянной величины упругой деформации в этой области требуется возрастающее (вследствие деформационного упрочнения) напряжение. Дальнейшее нагружение приводит к распространению текучести на области, которые до этого оставались упругими, и зона текучести разрастается и пронизывает образец насквозь.

При трехосном растяжении влияние того, происходит ли деформационное упрочнение или нет, еще сильнее. В материале с недеформационным упрочнением текучесть начинается в некоторой узкой зоне. Уменьшение площади поперечного сечения, вызываемое этой локализованной деформацией, приводит к местному повышению напряжения, и деформация «стягивается» к этому участку, в результате чего происходит утончение, или образование «шейки», и в конечном счете происходит разрыв и разъединение образца. По-видимому, именно в ходе такого процесса развиваются некоторые типы будинажа в слоистых горных породах, когда будины оказываются вытянутыми в плоскости напластования. Если же, с другой стороны, материал имеет сильное деформационное упрочнение, то местное возрастание напряжения в зарождающейся шейке уравновешивается увеличением прочности и зона деформации разрастается равномерно во всем объеме нагруженного тела.

Критерии текучести, используемые для установления момента начала текучего поведения, выражаются через «напряжение текучести» σ_c, измеряемое экспериментально в состоянии одноосного напряжения (обычно простого сжатия или натяжения). Предполагается, что это напряжение имеет одну и ту же величину для сжатия и растяжения и не зависит от изотропной составляющей тензора напряжений. Простейшим критерием является теория максимального касательного напряжения, разработанная Трэска и Сен-Венаном, в которой предполагается, что текучесть начинается в тот момент, когда максимальное касательное напряжение $\tau_{max} = (\sigma_1 - \sigma_3)/2$ достигает некоторой критической величины. Из определения σ_c как дифференциального напряжения при осевом сжатии или натяжении следует, что $\sigma_c = 2\tau_{max}$. Другой обычно используемый критерий предложен фон Мизесом. Он основывается на установлении критической величины энергии деформации для упругой дисторсии, соответствующей напряжению, которое выражается уравнением

$$\sigma_c = \frac{1}{\sqrt{2}}[(\sigma_1-\sigma_2)^2 + (\sigma_2-\sigma_3)^2 + (\sigma_3-\sigma_1)^2]^{1/2}.$$

Учитывая, что октаэдрическое касательное напряжение τ_0 определяется выражением

$$\tau_0 = \frac{1}{3}[(\sigma_1-\sigma_2)^2 + (\sigma_2-\sigma_3)^2 + (\sigma_3-\sigma_1)^2]^{1/2},$$

данный критерий можно выразить через касательное напряжение:

$$\sigma_c = \frac{3}{\sqrt{2}}\tau_0.$$

В обоих критериях компоненты девиатора напряжений можно заменить составляющими полного напряжения.

При простых экспериментах с металлами были получены результаты, удовлетворяющие любому из этих двух критериев, причем наилучшее соответствие было с критерием фон Мизеса.

Как только напряжения становятся больше предела текучести, в текучем материале начинает развиваться остаточная деформация; при этом напряжение либо не меняется, либо продолжает расти (если происходит деформационное упрочнение). Этот вид поведения наиболее интересен для геологов, потому что он объясняет механизм образования больших деформаций, безусловно происходивших во многих блоках горных пород. Математическое выражение зависимости между напряжением и деформациями такого рода имеет очень сложный характер. Чтобы показать сложность таких теоретических построений, рассмотрим их основы для очень простой модели идеальной пластичности.

В теоретических построениях для этой модели (теория приращений, или теория течения) материал считается упругопластичным. Общая деформация ε_T в любой момент состоит, таким образом, из двух частей: упругой деформации ε_E и пластической деформации ε_P. Делаются следующие допущения:

1. Материал считается изотропным и линейно упругим для среднего нормального напряжения σ_0 на любой стадии, т. е.

$$\sigma_0 = 3K\varepsilon_0,$$

где K — модуль объемного расширения, а ε_0 — средняя нормальная деформация.

2. При напряжениях ниже определенной величины σ_c (даваемой, например, критерием фон Мизеса) материал подчиняется закону Гука.

3. Для пластической деформации материал считается несжимаемым ($\nu = 0{,}5$), и, таким образом, нужно рассматривать только девиаторные напряжения и деформации.

4. При пластической деформации главные оси напряжения и деформации совпадают.

5. Скорость изменения величины пластической деформации [1] в любой момент времени пропорциональна мгновенному напряженному состоянию. Определяемый отсюда коэффициент пропорциональности имеет размерность вязкости. Этот коэффициент не является настоящей константой материала, так как он зависит от напряжения, скорости деформации и времени. Изменчивость этого коэффициента вполне объяснима для таких реальных материалов, как горные породы: она представляет собой результат постепенного видоизменения внутреннего строения материала по мере развития конечной деформации.

Из этих и других основных зависимостей образуется система дифференциальных уравнений, которые можно, по крайней мере теоретически, проинтегрировать по определенной кривой и получить зависимость между общей (упругой и пластической) конечной деформацией и напряжением. На практике решение многих проблем пластичности, даже без учета пластической анизотропии, представляет собой очень трудную задачу.

[1] Пусть за малый промежуток времени Δt происходит бесконечно малая девиаторная деформация ε'. Тогда скорость деформации ε' выражается симметричным тензором с компонентами:

$$\begin{Vmatrix} \frac{\partial \varepsilon'_x}{\partial t} & \frac{\partial \varepsilon'_{xy}}{\partial t} & \frac{\partial \varepsilon'_{xz}}{\partial t} \\ \frac{\partial \varepsilon'_{yx}}{\partial t} & \frac{\partial \varepsilon'_y}{\partial t} & \frac{\partial \varepsilon'_{yz}}{\partial t} \\ \frac{\partial \varepsilon'_{zx}}{\partial t} & \frac{\partial \varepsilon'_{zy}}{\partial t} & \frac{\partial \varepsilon'_z}{\partial t} \end{Vmatrix}.$$

Вязкая деформация. Имеются доказательства того, что при длительной нагрузке горные породы ведут себя во многих отношениях подобно жидкостям с очень высокой вязкостью. В жидкости во время течения существует внутреннее сопротивление деформации. В идеальной, или ньютоновской, жидкости мгновенное напряжение пропорционально скорости деформации, поэтому можно написать обобщенное основное уравнение следующего вида:

$$\sigma = \mathbf{V}\dot{\varepsilon},$$

где тензор $\mathbf{V}$ выражает механические свойства жидкости. В такой обобщенной форме это основное уравнение пригодно и для анизотропного материала. В большинстве теорий течения, так же как и в теории пластического течения, предполагается изотропность вещества. Касательное и нормальное напряжения при этом могут быть выражены через условные компоненты нормальной и сдвиговой деформации уравнениями двух типов:

$$\tau = \eta\dot{\gamma},$$

где η — константа материала называемая коэффициентом вязкости, и

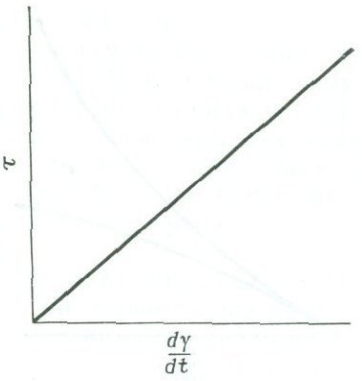
$$\sigma = \theta\dot{\varepsilon},$$

где θ — вторая константа материала, известная как «вязкость растяжения», или коэффициент вязкого сцепления. Величины η и θ подобны модулю сдвига μ и модулю Юнга E в теории упругости. Если жидкость несжимаема (по-видимому, только этот случай интересует геологов, стремящихся отыскать аналогии между течением горных пород и течением жидкости), то коэффициент Пуассона $\nu = 0{,}5$ и зависимость

$$E = 2\mu\,(1 + \nu),$$

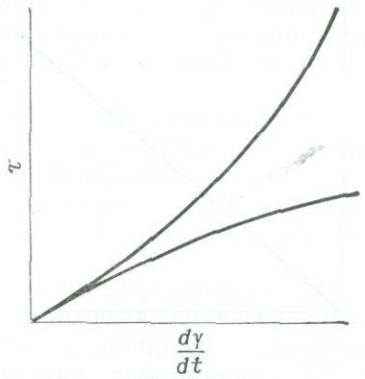
выведенная в теории упругости, может быть «переведена на язык» теории пластичности равноценным уравнением для вязкой жидкости:

$$\theta = 3\eta.$$



ФИГ. 8-49. Ньютоновская вязкость: $\tau = \eta\frac{d\gamma}{dt}$.

В определенном интервале скорости течения некоторые жидкости могут считаться близкими к ньютоновским, т. е. их вязкость не зависит ни от напряжения, ни от времени, а кривые отношения скорости деформации к напряжению существенно линейны (фиг. 8-49). Вязкость других текучих веществ, особенно тех, которые обладают сложной внутренней структурой, типичной для полимеров (силикатные расплавы тоже являются примером таких жидкостей), заметно меняется в зависимости от скорости деформации, отражая тем самым изменение внутренней конфигурации при изменении скорости течения. При увеличении скорости течения вязкость либо возрастает, как это показано нижней кривой на фиг. 8-50, либо уменьшается, как показано верхней кривой. Последнее свойство характерно для так называемых тиксотропных материалов, таких, как некоторые осадочные породы и почвы, которые становятся очень текучими под воздействием, например, сейсмических волн. Вполне вероятно, что «вязкость» большинства горных пород, испытывающих



Фиг. 8-50. Неньютоновская вязкость.

течение в твердом состоянии, нелинейна. Однако имеется один тип течения, известный как диффузионная ползучесть, или ползучесть дефектов кристаллической решетки, когда вязкость не зависит от напряжения. Механизм диффузионной ползучести, как показывает само название, представляет собой миграцию дефектов (вакансий) решетки из областей, где эти дефекты возникают (например, с поверхности кристалла, на которую действует растягивающее напряжение), в области, где вакансии заполнены (например, в ту часть кристалла, которая находится под действием сжимающего напряжения). Геологам чрезвычайно важно знать, участвует ли этот механизм в возникновении течения в мантии, так как уравнения гидродинамики, описывающие процесс конвекции, становятся исключительно сложными (нелинейными), если оказывается, что вязкость зависит от напряжения или от каких бы то ни было других переменных (таких, как температура, давление и т. д.).

В жидкостях, как, вероятно, и в твердых телах, вязкое течение — это проявление диффузии. Напряженное состояние обусловливает определенное отклонение направлений и абсолютных величин составляющих диффузии; происходящий при этом процесс мы называем вязким течением в жидкостях и псевдовязким течением в твердых веществах. Скорость этого процесса зависит от температуры; в уравнение процесса входит постоянная Больцмана и энергия активации E_f:

$$\frac{1}{\eta} = Ae^{-E_f/kT}.$$

Строго говоря, E_f зависит от давления, действующего на объем активации (гл. 5).

Упруго-вязкостные свойства. Идеально упругое, пластичное или вязкое поведение в том виде, как оно рассматривалось выше, — только абстракция свойств реальных материалов. Но эта абстракция служит основой для описания поведения реальных материалов, наблюдаемого при естественном течении и при экспериментах. В таких описаниях реальное поведение рассматривается обычно как комбинация идеальных типов поведения, причем они либо проявляются одновременно, либо тот или иной из них преобладает в определенном интервале физических условий.

Пример такого материала (максвелловского твердого тела) рассмотрен в гл. 4. Это грубая модель горной породы, упругой под действием кратковременных напряжений (сейсмических волн и земных приливов) и вязкой по отношению к длительно действующим тектоническим силам. Другой тип упруго-вязкого поведения можно представить, предположив, что упругое поведение какого-то вещества как бы демпфируется, замедляется вязкой составляющей, так что оба типа поведения проявляются одновременно. Напряжение в каждый данный момент состоит из двух слагаемых:

$$\tau_T = \tau_E + \tau_V, \qquad (8\text{-}60)$$

где упругое напряжение τ_E связано с деформацией γ:

$$\tau_E = \mu\gamma, \qquad (8\text{-}61)$$

а вязкое напряжение τ_V связано со скоростью деформации $\dot{\gamma}$:

$$\tau_V = \eta\dot{\gamma}. \qquad (8\text{-}62)$$

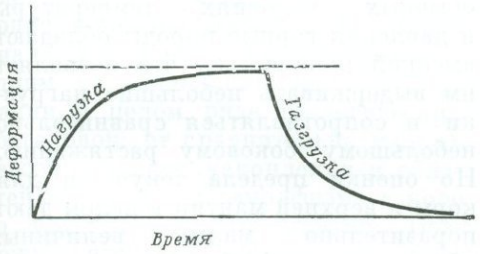
Подставляя выражения (8-61) и (8-62) в уравнение (8-60), получаем

$$\tau = \mu\gamma - \eta\dot{\gamma}. \qquad (8\text{-}63)$$

Решение уравнения (8-63) имеет вид

$$\gamma = \frac{\tau}{\mu}\left[1 - e^{-(\mu/\eta)\,t}\right].$$

Из этого решения видно, что деформация замедляется в результате действия вязкой составляющей и достигает максимальной (конечной) величины только при бесконечно длительном времени. Диаграмма зависимости деформации от времени для такого материала показана на фиг. 8-51. При снятии нагрузки деформация медленно исчезает; первоначальные размеры восстанавливаются только при бесконечно длительном времени. Такой тип поведения подобен первой стадии ползучести.



ФИГ. 8-51. Диаграмма зависимости деформации от времени для кельвиновского твердого тела.



ФИГ. 8-52. Диаграмма зависимости деформации от времени для материала, имеющего свойства как максвелловского, так и кельвиновского твердого тела.

Более общий тип поведения — это соединение первого типа упруго-вязкого поведения (максвелловское твердое тело) со вторым типом (кельвиновское твердое тело), в результате чего зависимость деформации материала от времени приобретает вид, показанный на фиг 8-52. Часть диаграммы, которая соответствует нагрузке, очень похожа на первую и вторую части типичной диаграммы ползучести (фиг. 8-13), но установившаяся ползучесть не совсем линейна. Текучий материал можно представить как материал, обладающий упруго-вязкостными свойствами максвелловского тела и имеющий некоторый предел текучести, ниже которого деформация является полностью упругой. Основное уравнение касательного напряжения для такого материала — его называют телом Бингема — имеет вид

$$\tau = \tau_c + \eta\dot{\gamma},$$

где τ_c — предел текучести для сдвига.

Несмотря на то что описанные выше модели поведения полезны для понимания существа процесса, ни одна из них не адекватна упруго-вязкостным свойствам мантии. В какой-то мере эти свойства, однако, изучены по затуханию сейсмических волн. Как в максвелловской, так и в кельвиновской модели затухание волн должно зависеть от их частоты, что противоречит наблюдениям.

Закон ползучести, чаще всего используемый в расчетах, касающихся мантии, — эмпирическая зависимость, предложенная Ломницем для

скорости деформации от 10^{-4} до 10^{-5}:

$$\gamma = \frac{\tau}{\mu}\{1 + q \lg (1 + at)\},$$

где a и q — постоянные, а t — время. Эта зависимость, видоизмененная Джеффрисом, приобретает следующий вид:

$$\gamma = \frac{\tau}{\mu}\left\{1 + \frac{q}{\alpha}(1 + at)^{\alpha} - 1\right\},$$

где α — еще одна постоянная.

Связное течение в горных породах. Рассмотренные выше простые феноменологические теории, безусловно, помогают сформулировать в несложном виде свойства течения горных пород; но эти теории разработаны для изотропных сплошных веществ, и поэтому с их помощью нельзя достаточно точно описать тип поведения поликристаллических агрегатов со сложной текстурой, в частности поведение горных пород, деформация которых протекала и протекает в чрезвычайно разнообразных физических условиях, существовавших в прошлом или существующих в настоящее время в недрах Земли.

Какие общие выводы можно сделать о реологических свойствах горных пород? Какому типу поведения более родственно связное течение: идеально пластичному или идеально вязкому? Какое значение имеют упругие свойства горных пород при развитии остаточной деформации? На некоторые такие вопросы можно в общем виде ответить.

Во внешних частях Земли под влиянием длительно действующих напряжений горные породы ведут себя, по-видимому, как существенно вязкие вещества: в них наблюдается ползучесть без нарушения сплошности. Оценки «вязкости», основанные на скорости воздымания отдельных блоков земной коры, освободившихся от нагрузки слоя воды или льда, колеблются от 10^{20} до 10^{22} П.

Едва ли можно сомневаться в том, что многие из сложно дислоцированных структур в складчатых областях, например огромные тектонические покровы Альп, должны рассматриваться скорее как структуры ползучести, чем как структуры, образованные пластическим течением.

Означает ли сделанный вывод, что горные породы надо рассматривать действительно как жидкость, не обладающую пределом текучести и не способную выдерживать какую-либо нагрузку без ползучести? Ответ на этот вопрос должен, очевидно, быть отрицательным. Все мы хорошо знаем, насколько устойчивы крутые склоны, образованные горными породами (вопрос о влиянии выветривания здесь не обсуждается); знаем о существовании массивов горных пород, таких, как Гималаи, которые остаются поднятыми и ничем не поддерживаются с боков в течение миллионов лет и до сих пор не проявили тенденции к растеканию в стороны под действием силы тяжести. При обычных условиях температуры и давления горные породы обладают высокой прочностью, что позволяет им выдерживать небольшие нагрузки и сопротивляться сравнительно небольшому боковому растяжению. Но оценки предела текучести для коры и верхней мантии в целом дают поразительно малые величины: обычно меньше 10 бар (анализ вопроса о соотношении масштабов см. в гл. 4).

Из-за столь малой величины предела текучести для земной коры и мантии геологам уже не нужно искать очень большие тектонические напряжения, чтобы объяснить огромные размеры конечных деформаций, обнаруживаемых в складчатых областях и образовавшихся, очевидно, в результате ползучести, или вязкого течения, горных пород. Если бы прочность горных пород имела такой же порядок, как при кратковременных трехосных испытаниях, проводимых для изучения текучего поведения, пришлось бы предположить существо-

вание напряжений порядка нескольких килобар, действующих локально в течение длительного времени. Но даже наиболее интенсивные и быстрые деформации (происходящие в очаговых зонах землетрясений) возникают, по современным представлениям, при крупномасштабных напряжениях, имеющих порядок всего лишь 10—100 бар. Общее уменьшение величин, которыми оценивались касательные напряжения в Земле, явившееся следствием выяснения действительного значения ползучести и вязкого течения, повысило вероятность того, что большая часть деформаций происходит под действием гравитационных напряжений, как первичных, так и вторичных. Эти напряжения имеют в целом небольшую величину, но местами могут оказаться значительно выше прочности горных пород, особенно при высоких температурах. Различия плотности на глубине вызывают восходящее течение более легкого материала, и это является, по-видимому, одним из важнейших типов деформации в целом ряде геологических обстановок: от сравнительно мелких бассейнов осадконакопления и областей активного метаморфизма в коре до глубоких частей мантии. Возможно, что в результате этого процесса мантийный материал, становясь менее плотным при гидратации, может подняться до самой поверхности Земли. Так можно объяснить происхождение серпентинитовых массивов альпийского типа (гл. 6).

Горные породы, таким образом, могут рассматриваться как податливый, очень вязкий материал. Означает ли этот вывод, что их упругие и «пластические» свойства не играют никакой роли? И снова ответ должен быть отрицательным. Если бы горные породы не были в высокой степени упругими для некоторых видов нагрузки, они не могли бы накапливать энергию упругой деформации, высвобождающуюся при землетрясениях; точно так же они не могли бы передавать возникающие при этом волны через всю мантию и кору. Кроме того, несмотря на важность гравитационных объемных сил при возникновении деформаций, несомненно, существуют и тектонические напряжения большой величины. На признании факта их существования базируется современная теория глобальной тектоники.

Очевидно, в результате того, что горные породы передают тектонические напряжения в стороны, образуются различные виды складок, разрывных смещений и других дислокаций. Если бы горные породы не были упругими, такую латеральную передачу усилий было бы очень трудно объяснить.

С другой стороны, очевидно, что некоторые породы при определенных обстоятельствах ведут себя как настоящие текучие вещества. Изучение деформированных пород подтверждает, что кристаллическая пластичность и катаклаз являются важными механизмами деформации, особенно в таких областях сосредоточения деформаций (и, предположительно, напряжений), как окрестности больших надвигов и зон «сдвигов», пересекающих земную кору. В областях быстрого развития деформаций прочные породы иногда оказываются под действием исключительно высоких местных напряжений, которые могут разрядиться только путем разрыва или возникновения текучести, подобно тому как это наблюдается в лабораторных экспериментах.

Таким образом, в горных породах проявляются все виды механического поведения, наблюдаемые в экспериментах. Было бы неправильно типизировать горные породы по какому-либо одному набору реологических свойств. Нельзя также ожидать, что поведение горных пород будет в точности соответствовать какой-либо реологической модели из разработан-

ных до сих пор. Геологи могут быть *совершенно уверены в двух вещах:* во-первых, постоянно существующая текстурная анизотропия горных пород оказывает большее влияние на остаточную, чем на упругую, деформацию; во-вторых, текстурная перестройка в твердой горной породе, развивающаяся в процессе течения, обусловливает зависимость механических свойств породы от времени и их нелинейность.

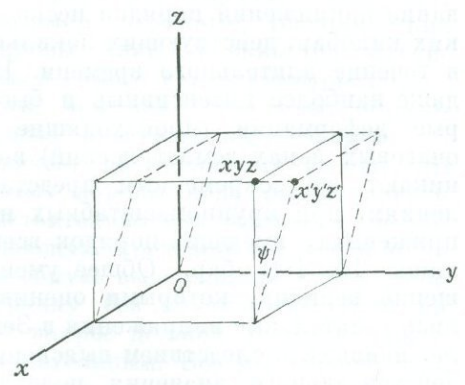
Конечные деформации

Остаточные деформации, возникающие при течении горных пород, достигают большой величины, поэтому квадратами и произведениями производных этих деформаций пренебрегать нельзя. Теория бесконечно малых деформаций, разработанная для небольших упругих деформаций, *в этом случае неприменима. Вместо* нее приходится использовать математически более сложную теорию конечных деформаций.

Рассмотрим кратко некоторые геометрические проблемы, связанные с возникновением конечной деформации, и последовательность приращений, приводящую к тому виду деформации, который мы наблюдаем.

Конечная однородная деформация. Теория конечных деформаций, основанная на общем нелинейном геометрическом преобразовании, слишком сложна, чтобы ее можно было просто применить к деформированным горным породам. Теория, однако, сильно упрощается, если рассматривать только конечные однородные деформации, при которых координаты точек в деформированном состоянии являются линейными функциями координат этих точек в недеформированном состоянии. Такое упрощение снимает ограничения на величину смещений и позволяет написать следующее матричное уравнение:

$$\mathbf{x}' = \mathbf{B}\mathbf{x} + \mathbf{t}, \qquad (8\text{-}64)$$



ФИГ. 8-53. Конечный простой сдвиг.

где $\mathbf{B}$ — матрица скалярных коэффициентов, а $\mathbf{t}$ — вектор-столбец коэффициентов; $\mathbf{B}$ и $\mathbf{t}$ не зависят от $\mathbf{x}$. Вектор $\mathbf{t}$ представляет собой поступательное равномерное перемещение, и в дальнейшем изложении им можно пренебречь. Таким образом, уравнение (8-64) приводится к виду: $\mathbf{x}' = \mathbf{B}\mathbf{x}$, который соответствует *однозначному обратному* преобразованию:

$$\mathbf{x} = \mathbf{B}^{-1}\mathbf{x}',$$

где $\mathbf{B}^{-1}$ — матрица, обратная $\mathbf{B}$.

Матрица преобразования $\mathbf{B}$ в общем случае несимметрична, но ее можно представить в виде произведения *симметричной матрицы* $\mathbf{D}$ и ортогональной матрицы $\mathbf{R}$ (соответствующей изометрическому преобразованию, см. стр. 38):

$$\mathbf{B} = \mathbf{R}\mathbf{D}. \qquad (8\text{-}65)$$

Матрица $\mathbf{D}$ представляет собой чистую (невращательную) деформацию, а матрица $\mathbf{R}$ — жесткое вращение. Например, преобразование, показанное на фиг. 8-53 (в изложении теории бесконечно малых деформаций мы назвали его простым сдвигом), выражается следующим произведением:

$$\begin{Vmatrix} x' \\ y' \\ z' \end{Vmatrix} = \begin{Vmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & \operatorname{tg}\psi \\ 0 & 0 & 1 \end{Vmatrix} \cdot \begin{Vmatrix} x \\ y \\ z \end{Vmatrix},$$

или

$$\mathbf{x}' = \mathbf{B}\mathbf{x}.$$

Матрица **B**, очевидно, несимметрична, но ее можно выразить через матрицу вращения **R** и матрицу чистой деформации **D** с помощью уравнения (8-65), из которого следует:

$$\mathbf{D} = \mathbf{R}^{-1}\mathbf{B}. \qquad (8\text{-}66)$$

Матрица **R** имеет форму

$$\begin{Vmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos\theta & \sin\theta \\ 0 & -\sin\theta & \cos\theta \end{Vmatrix},$$

где θ — угол вращения вокруг оси x, измеряемый по часовой стрелке. Поскольку **R** ортогональна, то обратная матрица $\mathbf{R}^{-1}$ идентична матрице $\mathbf{R}^T$, полученной в результате перестановки в **R**, и уравнение (8-66) можно написать в виде

$$\mathbf{D} = \begin{Vmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos\theta & -\sin\theta \\ 0 & \sin\theta & \cos\theta \end{Vmatrix} \cdot \begin{Vmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & \operatorname{tg}\psi \\ 0 & 0 & 1 \end{Vmatrix},$$

или

$$\mathbf{D} = \begin{Vmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos\theta & \cos\theta\operatorname{tg}\psi - \sin\theta \\ 0 & \sin\theta & \sin\theta\operatorname{tg}\psi + \cos\theta \end{Vmatrix}. \qquad (8\text{-}67)$$

Но так как **D** симметрична, то два ненулевых недиагональных компонента в уравнении (8-67) равны между собой, т. е.

$$\sin\theta = \cos\theta\operatorname{tg}\psi - \sin\theta,$$

откуда $\operatorname{tg}\psi = 2\operatorname{tg}\theta$, и матрица (8-67) принимает вид

$$\begin{Vmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos\theta & \sin\theta \\ 0 & \sin\theta & 2\sin\theta - \cos\theta \end{Vmatrix},$$

который представляет собой матрицу преобразования для части матрицы **B**, соответствующей чистой деформации.

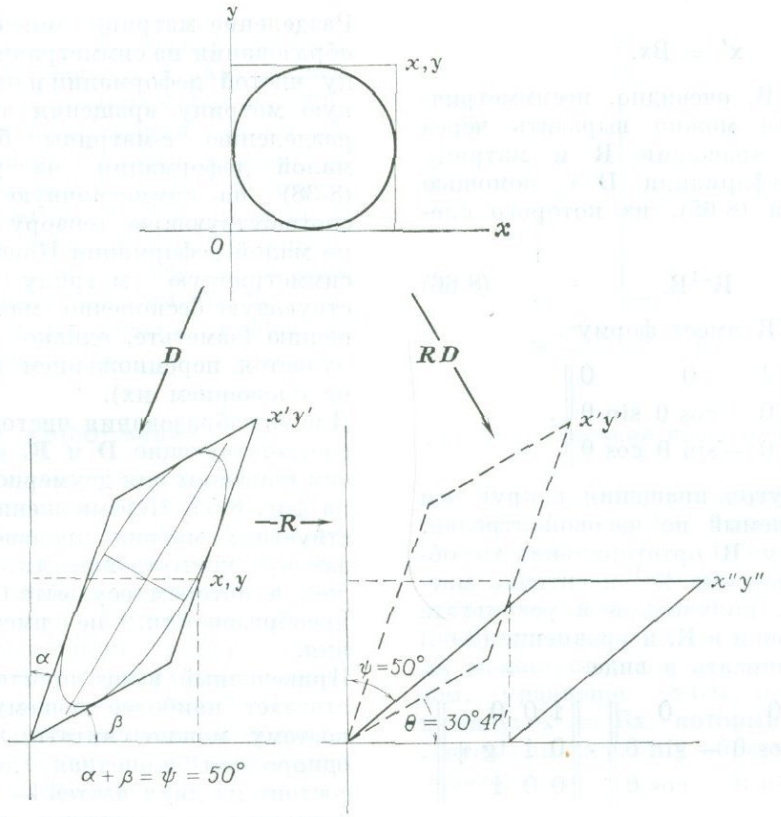
Разделение матрицы линейного преобразования на симметричную матрицу чистой деформации и ортогональную матрицу вращения аналогично разделению e-матрицы бесконечно малой деформации из уравнения (8-38) на симметричную матрицу, соответствующую тензору бесконечно малой деформации Коши, и антисимметричную матрицу, соответствующую бесконечно малому вращению (заметьте, однако, что **B** получается перемножением **R** и **D**, а не сложением их).

Два преобразования чистого сдвига, соответствующие **D** и **R**, схематически показаны для двумерного случая на фиг. 8-54. Перемножение соответствующих матриц производится по закону коммутативности, и порядок, в котором осуществляются эти преобразования, не имеет значения.

Приведенный выше простой пример отвечает наиболее общему случаю, поэтому можно считать, что любая однородная конечная деформация *состоит из двух частей — чистой деформации и вращения*, о которых можно сказать следующее:

1. Чистая деформация, представленная симметричной матрицей **D**, показывает изменение длин материальных линий и углов между ними. Эта матрица связывает, очевидно, вектор **x** в недеформированном теле с вектором **x′** *в деформированном* состоянии и является симметричным тензором второго ранга. Но компоненты матрицы **D** не имеют того же простого геометрического смысла, как компоненты соответствующего тензора $\boldsymbol{\varepsilon}$ для бесконечно малой чистой деформации.

Чистая деформация в свою очередь состоит из двух частей. Первая — это дисторсия, т. е. изменение одной только формы тела; вторая — дилатация, т. е. изменение объема (при сохранении конфигурации). Если матрица **D**, отнесенная к главным



ФИГ. 8-54. Простой сдвиг ($\psi = 50°$), выражаемый произведением чистого сдвига **D** и *вращения* **R**.
Угол вращения θ определяется из соотношения: $\operatorname{tg}\theta = {}^1/_2 \operatorname{tg}\psi$. Если $\psi = 50°$, то $\theta = 30°\,47'$.

осям, имеет форму

$$\begin{Vmatrix} d_1 & 0 & 0 \\ 0 & d_2 & 0 \\ 0 & 0 & d_3 \end{Vmatrix},$$

то отношение деформированного объема к недеформированному («модуль» этого преобразования) выражается определителем **D**, т. е. в следующей форме:

$$|\mathbf{D}| = d_1 d_2 d_3.$$

Для случая простого сдвига, данного выше, этот определитель равен единице, и объем при деформации не меняется. Для любой однородной деформации, при которой объем изменяется, дилатация (как положительная, так и отрицательная) выражается матрицей **V**, имеющей форму

$$\begin{Vmatrix} v & 0 & 0 \\ 0 & v & 0 \\ 0 & 0 & v \end{Vmatrix},$$

где компоненты v определяются как $|\mathbf{D}|^{1/3}$; остающаяся дисторсия выражается матрицей **S**, имеющей форму

$$\begin{Vmatrix} \frac{d_1}{v} & 0 & 0 \\ 0 & \frac{d_2}{v} & 0 \\ 0 & 0 & \frac{d_3}{v} \end{Vmatrix}.$$

2. Вращение представлено матрицей **R**. Если в деформации присутствует вращательная часть, такая деформа-

ция (как и в теории бесконечно малых деформаций) называется вращательной; в другом случае она называется невращательной и представляет собой чистую деформацию.

Наиболее общий тип однородной деформации описывается, таким образом, уравнением

$$\mathbf{B} = \mathbf{RVS}.$$

При изучении конечных деформаций геологических тел обычно можно определить только часть данного преобразования, выраженную матрицей **S** (чистая дисторсия), которая поэтому и представляет интерес для геологов.

Составляющие конечной деформации. Составляющие конечной деформации в точке, соответствующие условным компонентам бесконечно малой деформации, определяются следующим образом:

1. Конечная нормальная деформация, или растяжение, материальной линии в направлении x обозначается, как и раньше, символом ε_x. Эта и две другие составляющие (в направлениях y и z) неудобны для вычислений, так как их квадратами и произведениями нельзя пренебречь. Поэтому используется величина λ_x:

$$\lambda_x = (1 + \varepsilon_x)^2,$$

называемая квадратичным удлинением, или удлинением линии, *первоначально* направленной по оси x. Подобным же образом определяются удлинения λ_y и λ_z.

2. Деформация сдвига между материальными линиями, первоначально направленными по осям x и y, выражается, как и для бесконечно малых деформаций, символом γ_{xy}, но так как угол сдвига в данном случае — конечная величина, то $\gamma_{xy} = \operatorname{tg} \psi$. Таким образом определяют шесть условных составляющих конечной деформации (λ_x, λ_y, λ_z, γ_{xy}, γ_{yz}, γ_{zx}). Если конечная деформация отнесена к главным осям, то сдвиговые составляющие обращаются в нуль и остаются только три главные квадратические удлинения (λ_1, λ_2 и λ_3) [1]. Эллипсоид конечной деформации выражается через эти главные составляющие следующим образом:

$$\frac{x^2}{\lambda_1} + \frac{y^2}{\lambda_2} + \frac{z^2}{\lambda_3} = 1, \qquad (8\text{-}68)$$

и матрица преобразования для чистой деформации (**D** или **S**) принимает вид

$$\begin{Vmatrix} \sqrt{\lambda_1} & 0 & 0 \\ 0 & \sqrt{\lambda_2} & 0 \\ 0 & 0 & \sqrt{\lambda_3} \end{Vmatrix}. \qquad (8\text{-}69)$$

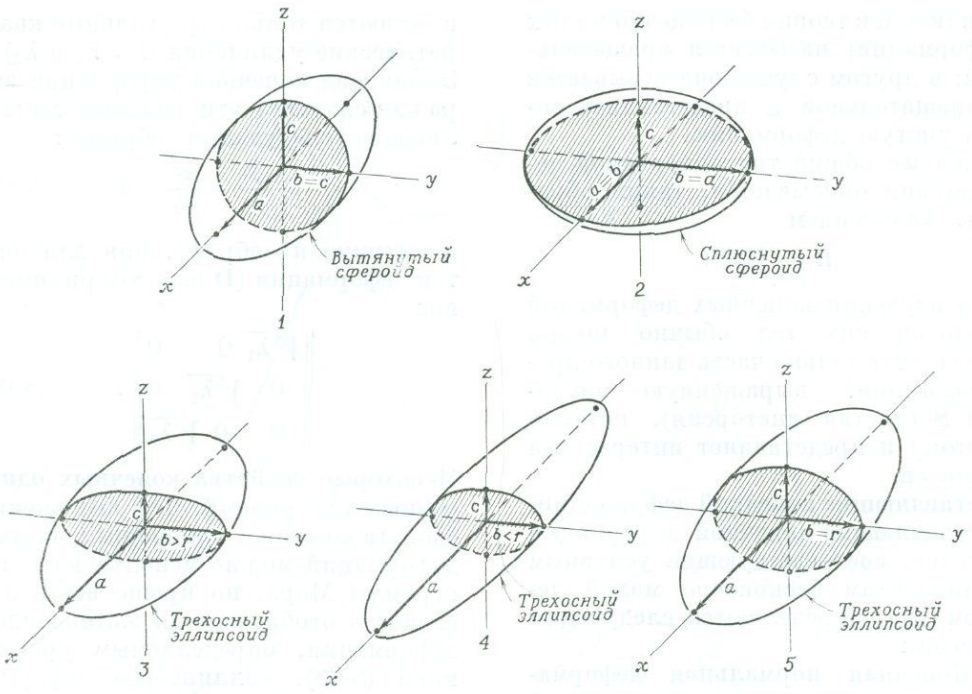
Некоторые свойства конечных однородных деформаций. Для выражения свойств конечных однородных чистых деформаций можно использовать диаграммы Мора, но проще всего эти свойства отображаются эллипсоидом деформации, определяемым уравнением (8-68). «Эллипсоид» деформации для чистой дилатации — это сфера, и ее присутствие не влияет на вид симметрии чистой дисторсии, происходящей одновременно с дилатацией. По этой причине, а также потому, что многие деформации в горных породах происходят практически без изменения объема, мы рассмот-

[1] В некоторых случаях, в частности при решении задач математической теории пластичности, используют другой набор составляющих конечной деформации, выражаемой в виде суммы последовательности бесконечно малых приращений. Например, для простого удлинения материальной линии в направлении x приращение деформации растяжения определяется как

$$\frac{\partial u}{\partial x} \cong \frac{\Delta l}{l},$$

где l — первоначальная длина, а Δl — изменение длины. Ряд таких приращений сходится к натуральной, или логарифмической, деформации $\bar{\varepsilon}_x$, обозначающей изменение длины от l до l':

$$\bar{\varepsilon}_x = \int_l^{l'} \frac{dl}{l} = \ln \frac{l'}{l}.$$



ФИГ. 8-55. Пять типов эллипсоидов конечной деформации для чистой дисторсии (табл. 8-2).

рим только чистые деформации дисторсии.

Обозначим наибольший, средний и наименьший главные радиусы эллипсоида деформации как a, b и c. Пусть они направлены по осям координат x, y и z соответственно. Как показано на фиг. 8-55, можно выделить пять типов эллипсоидов деформаций. Свойства этих эллипсоидов приведены в табл. 8-2 (напоминаем, что если r обозначает радиус единич-

ТАБЛИЦА 8-2

Эллипсоиды деформации дисторсии

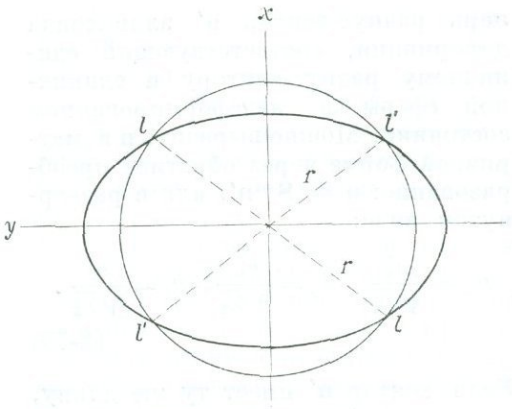
Эллипсоид	Форма эллипсоида	Радиусы	Вид симметрии
1	Вытянутый сфероид	$a > b = c$	$\infty/m\ 2/m\ 2/m$
2	Сплюснутый сфероид	$a = b > c$	
3	Трехосный эллипсоид	$a > b > c$ $a,\ b > r$	$2/m\ 2/m\ 2/m$
4		$a > b > c$ $b,\ c < r$	
5		$a > b > c$ $b = r$	

ной сферы в недеформированном теле и если нет дилатации, то $abc = r^3$).

Подобрав необходимую подстановку в уравнении (8-64), легко показать, что при всех однородных деформациях имеют место следующие геометрические зависимости:

1. Колинеарные точки (материальные линии) остаются колинеарными, и расстояние между ними изменяется пропорционально.
2. Копланарные точки (материальные плоскости) остаются копланарными, и их взаимное расположение изменяется пропорционально.
3. Параллельные материальные линии остаются параллельными, и расстояние между ними изменяется пропорционально.
4. Параллельные материальные плоскости остаются параллельными, расстояние между ними изменяется пропорционально.

Однако в результате конечных деформаций изменяется длина большей части материальных линий и изменяется площадь большей части материальных поверхностей. Но если объем тела при деформации остается постоянным, то всегда существуют линии, имеющие одну и ту же длину как в деформированном, так и в недеформированном состоянии. Они называются линиями нулевой нормальной конечной деформации, или линиями нулевого растяжения. Рассмотрим, например, случай двумерной чистой дисторсии (чистый сдвиг), показанный на фиг. 8-56 как деформация круга в эллипс. Каждая из линий ll и $l'l'$, соединяющих точки пересечения этих двух фигур, имеет длину $2r$, где r — радиус круга в недеформированном состоянии. Независимо от того, как были ориентированы эти материальные линии в недеформированном состоянии, длина их составляла $2r$, то есть столько же, сколько и после деформации, так что именно эти линии и являются линиями нулевого растяжения.



ФИГ. 8-56. Чистый сдвиг.
Линии ll и $l'l$ 0′ — линии нулевой конечной нормальной деформации.

В трехмерном случае каждый из эллипсоидов, показанных на фиг. 8-55, пересекается с недеформированной сферой по линиям, каждая точка которых соединяется с началом координат линиями нулевого растяжения. Ориентировка этих линий для каждой данной дисторсии выражается матрицей $\mathbf{S}$ и может быть легко определена. Обратное преобразование $\mathbf{S}^{-1}$ дается матрицей, которая при отнесении к главным осям принимает вид

$$\begin{Vmatrix} \frac{1}{s_1} & 0 & 0 \\ 0 & \frac{1}{s_2} & 0 \\ 0 & 0 & \frac{1}{s_3} \end{Vmatrix}.$$

Поскольку деформации в направлениях главных осей — это нормальные деформации, матрицу $\mathbf{S}^{-1}$ можно записать в другой форме [см. уравнение (8-69)]:

$$\begin{Vmatrix} \frac{1}{\sqrt{\lambda_1}} & 0 & 0 \\ 0 & \frac{1}{\sqrt{\lambda_2}} & 0 \\ 0 & 0 & \frac{1}{\sqrt{\lambda_3}} \end{Vmatrix},$$

где λ_1, λ_2 и λ_3 — главные квадратические растяжения. Рассмотрим те-

перь радиус-вектор $\mathbf{n}'$ эллипсоида деформации, соответствующий единичному радиус-вектору $\mathbf{n}$ единичной сферы в недеформированном состоянии. Можно выразить $\mathbf{n}$ в матричной форме через обратное преобразование: $\mathbf{n} = \mathbf{S}^{-1}\mathbf{n}'$, или в развернутом виде:

$$n_x = \frac{n'_x}{\sqrt{\lambda_1}}, \quad n_y = \frac{n'_y}{\sqrt{\lambda_2}}, \quad n_z = \frac{n'_z}{\sqrt{\lambda_3}}. \tag{8-70}$$

Если вектор $\mathbf{n}'$ имеет ту же длину, что и $\mathbf{n}$ (единичный вектор), то из уравнений (8-70) следует:

$$\frac{n'^2_x}{\lambda_1} + \frac{n'^2_y}{\lambda_2} + \frac{n'^2_z}{\lambda_3} = 1. \tag{8-71}$$

Воспользовавшись тождеством $n'^2_x + n'^2_y + n'^2_z = 1$, можно решить уравнение (8-71) относительно частных значений одной составляющей n' и геометрического места линий нулевого конечного растяжения в каждом определенном состоянии деформации. Установлено, что эти линии лежат на следующих поверхностях (для каждого из пяти эллипсоидов, перечисленных в табл. 8-2):

Эллипсоид 1. Два круговых конуса, направляющая которых совпадает с осью x.

Эллипсоид 2. То же с осью z.

Эллипсоид 3. Два эллиптических конуса вокруг оси z.

Эллипсоид 4. Два эллиптических конуса вокруг оси x.

Эллипсоид 5. Две плоскости, делящие пополам углы между осями x и z и содержащие ось y (только в этом эллипсоиде данные поверхности совпадают с круговыми сечениями трехосного эллипсоида).

Все другие материальные линии при деформации изменяют свою длину, становясь длиннее или короче, чем они были в недеформированном состоянии. Указанные выше поверхности делят, таким образом, эллипсоид деформации на области, в которых линии растягивались, и области, где линии укорачивались.

Определение однородных деформаций в горных породах. Во многих деформированных породах обнаруживаются текстурные элементы, первоначальная форма которых приблизительно известна. В процессе образования конечной деформации эта первоначальная форма грубо искажается. При благоприятных условиях иногда удается оценить величины составляющих конечной однородной деформации. Наиболее благоприятная начальная конфигурация таких маркирующих особенностей текстуры — это, конечно, сфера. После деформации такое тело приобретает форму эллипсоида конечной деформации, и, если удастся извлечь его из вмещающего вещества или изучить на гладких срезах различной ориентировки, главные составляющие деформации можно измерить непосредственно. Оолиты, сферолиты, гальки, пизолиты, пятна редукции в аргиллитах и т. д. — все эти образования можно использовать для такого изучения. Несферические тела, такие, как ископаемые окаменелости, трубчатые ходы червей, трещины усыхания, косая слоистость и т. д., где встречаются линии, первоначальный наклон которых известен, также могут быть использованы для анализа деформаций, но они меньше удовлетворяют исследователей и обычно позволяют провести только двумерный анализ в определенных плоскостях, например в плоскости напластования осадочной породы, в которой лежат окаменелости.

В большинстве используемых методов анализа деформаций предполагается, что в процессе течения объем горных пород сохранялся неизменным. По отношению к течению мета-

морфических пород это условие выполняется, очевидно, полностью. Но при деформации пористых осадочных пород и в процессе перехода осадочных пород в метаморфические происходят, как показывают наблюдения, значительные изменения объема.

Методика установления характера и величины деформации может быть либо аналитической (измеряют произвольно выбранные составляющие деформации и по ним пытаются рассчитать главные деформации), либо графической (обычно используются диаграммы Мора для конечной деформации); эта методика изложена в книге Рамсей и здесь не обсуждается. Некоторые трудности и ограничения этой методики сводятся к следующему:

1. Начальная форма деформированных маркирующих тел обычно точно неизвестна. Например, хотя многие деформированные гальки грубо эллипсоидальны, точно такую же форму имеют многие недеформированные гальки. При изучении большого количества деформированных маркирующих тел иногда оказывается возможным оценить влияние вариаций первоначальной формы на результат.

2. Величина деформации маркирующего тела отличается от деформации в обычно однородной вмещающей породе. При некоторых благоприятных условиях можно считать, что маркирующее тело (например, тонкий отпечаток окаменелости) имеет те же механические свойства, что и вмещающая порода, и деформация в них происходит одинаково. При менее благоприятных условиях механические свойства маркирующего тела отличаются от свойств вмещающих пород (например, если рассматриваются гальки массивного кварцита или гранита в аргиллите), и деформация тогда концентрируется в основном либо на таком теле, либо на вмещающих породах.

3. При анализе конечных деформаций нельзя установить величину вращательной составляющей деформации жесткого тела. Кроме того, невозможно выяснить, происходило вращение или нет; невозможно изучить истинную симметрию деформации.

Несмотря на эти трудности геологи активно изучают сведения о деформациях в блоках горных пород. Одна из целей такого изучения — проследить изменение локальных деформаций во всей деформированной области, с тем чтобы попытаться построить в грубом виде траектории конечных деформаций. Другая цель — выяснить связи между конечными деформациями разного рода и другими возникающими одновременно деформационными структурами, такими, как сланцеватость, линейная ориентировка, складки. Важно также установить связь между распределением направлений преимущественной ориентировки зерен и возникающими одновременно конечными однородными деформациями большего масштаба.

В настоящее время исследуется еще одно возможное направление использования данных о конечных деформациях: определение *относительных* реологических свойств горных пород разных типов, деформированных однородно и одновременно. Например, *допустим*, что *некоторая* однородная вмещающая порода представляет собой конгломерат, состоящий из галек различных пород, деформированных в разной степени. Если предположить, что напряжение было одинаковым, это различие в степени деформации должно отражать различие в характеристиках текучести разных пород при одних и тех же физических условиях. Если считать горные породы существенно «вязкими», можно оценить «отношения вязкостей» пород разных типов по результатам статистического изучения формы галек. При всех таких иссле-

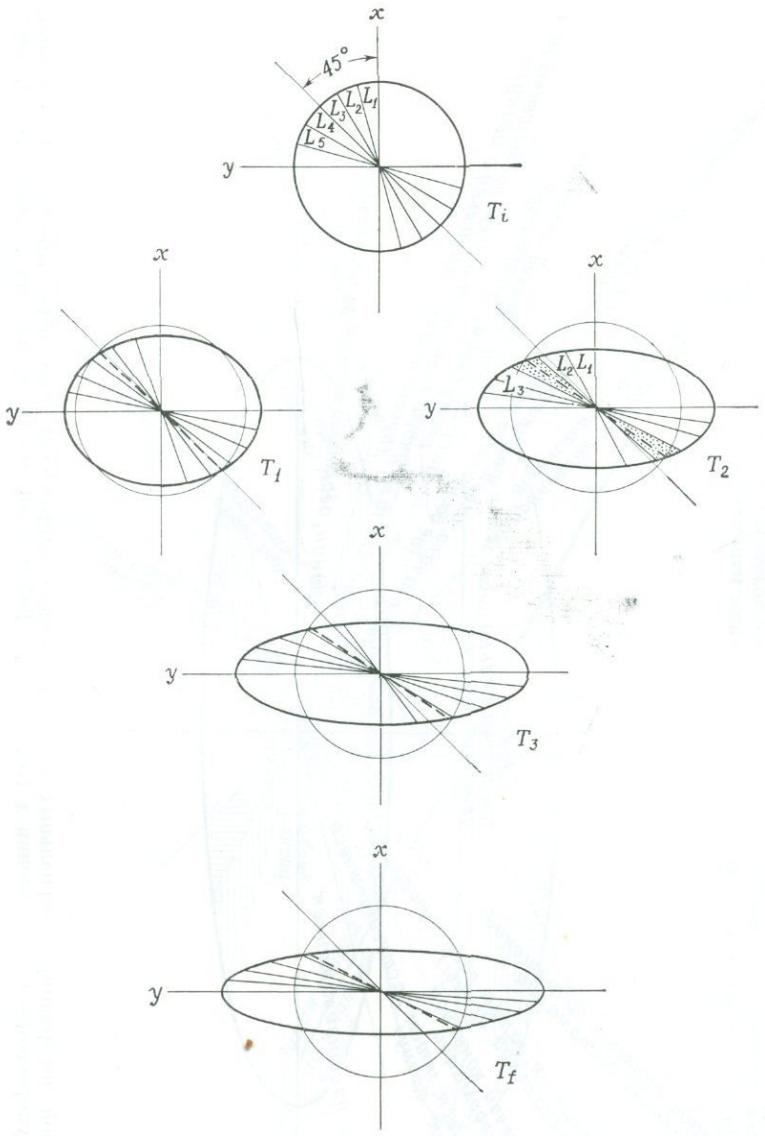
дованиях необходимо учитывать механическую анизотропию пород.

Нарастающая деформация. В теории конечных деформаций, принципы которой изложены выше, рассматриваются только первоначальное недеформированное и заключительное деформированное состояния. Сама «деформация» представляет собой геометрическое различие между этими двумя состояниями и никак не зависит от пути перехода от одного состояния к другому. Переход от недеформированного состояния к деформированному может происходить по любому из возможных путей, количество которых бесконечно. Каждая реальная деформация развивается по какому-то одному определенному пути. Любой такой путь можно выразить суммой последовательности бесконечно малых приращений деформации; каждое приращение влияет на условия возникновения следующей малой деформации в любой момент времени. Именно такой подход принят в математической теории пластичности. В этой теории предполагается, что деформация развивается простейшим путем, так называемым путем пропорционального нарастания деформации, когда каждое приращение деформации $d\varepsilon$ пропорционально полной величине деформации, так что

$$\frac{d\varepsilon_1}{\varepsilon_1} = \frac{d\varepsilon_2}{\varepsilon_2} = \frac{d\varepsilon_3}{\varepsilon_3} .$$

Геологи, имеющие дело с реальной нарастающей деформацией в блоке горной породы, не могут принять такое простое допущение. Вследствие влияния механической анизотропии многие естественные деформации должны быть вращательными, а вследствие различий в механических свойствах пород и в физических условиях, при которых, как полагают, происходит естественная деформация, нельзя предположить, что ее развитие шло по простейшему пути.

В однородной изотропной сплошной среде заключительная конфигурация не зависит от пути деформации; в поликристаллической же горной породе с плоскостными и линейными текстурами, которые развиваются и последовательно видоизменяются при деформации, такая зависимость, как подсказывает нам интуиция, должна быть. Чтобы дать качественную иллюстрацию того, каким может быть влияние различных путей деформации, рассмотрим один простой пример плоской деформации, развивающейся в направлении образования чистого сдвига или простого сдвига. На фиг. 8-57 показано круговое тело с системой отмеченных материальных линий, испытывающее нарастающий чистый сдвиг, ограниченный заданным состоянием деформации. Начальное состояние обозначено как T_i, промежуточные — как T_1, T_2, T_3, заключительное состояние — как T_f; можно набрать бесконечное количество других промежуточных состояний. Для каждого данного состояния устанавливают накопленную деформацию и условия, определяющие характер следующего бесконечно малого приращения деформации. Свойства накопленной деформации описываются в категориях теории конечных деформаций, свойства приращений — в терминах теории бесконечно малых деформаций. Например, в состоянии T_i конечная деформация равна нулю, но первое приращение деформации будет означать для всех материальных линий, наклоненных к оси y на угол меньше 45°, укорочение, а для линий с углом больше 45° — удлинение. Длина линии, наклоненной к оси y точно под углом 45°, в данный момент не изменится. Приращение деформации обладает этим свойством в любой момент времени. В состоянии T_2, например, конечная деформация показывает, что вплоть до данного момента некоторые линии (такие, как L_1) последовательно укорачивались, а другие (такие, как L_3) последовательно удлинялись. Однако линии

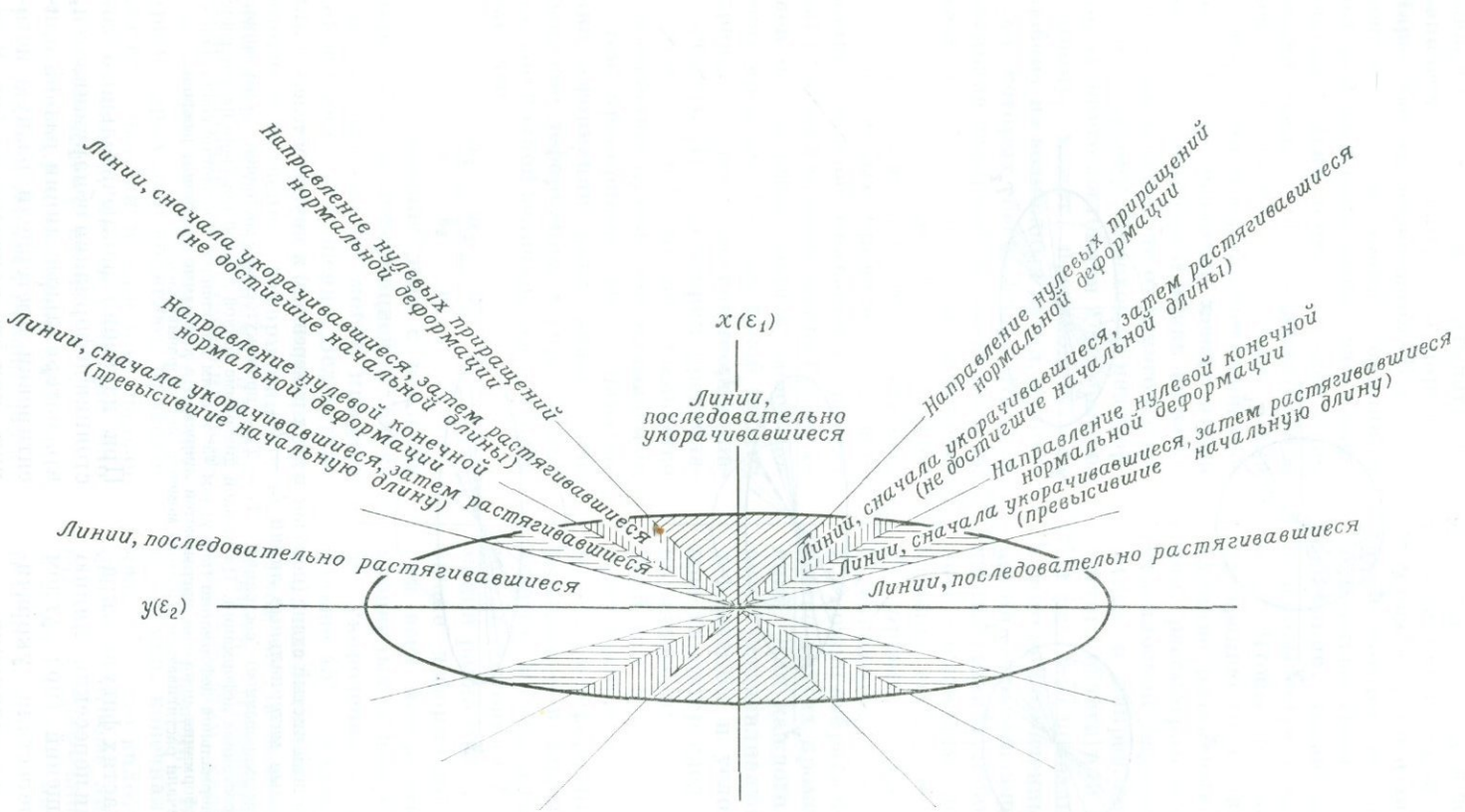


ФИГ. 8-57. Нарастающий чистый сдвиг (показан в двух измерениях) в круговом теле, содержащем отмеченные материальные линии L_1 — L_5.

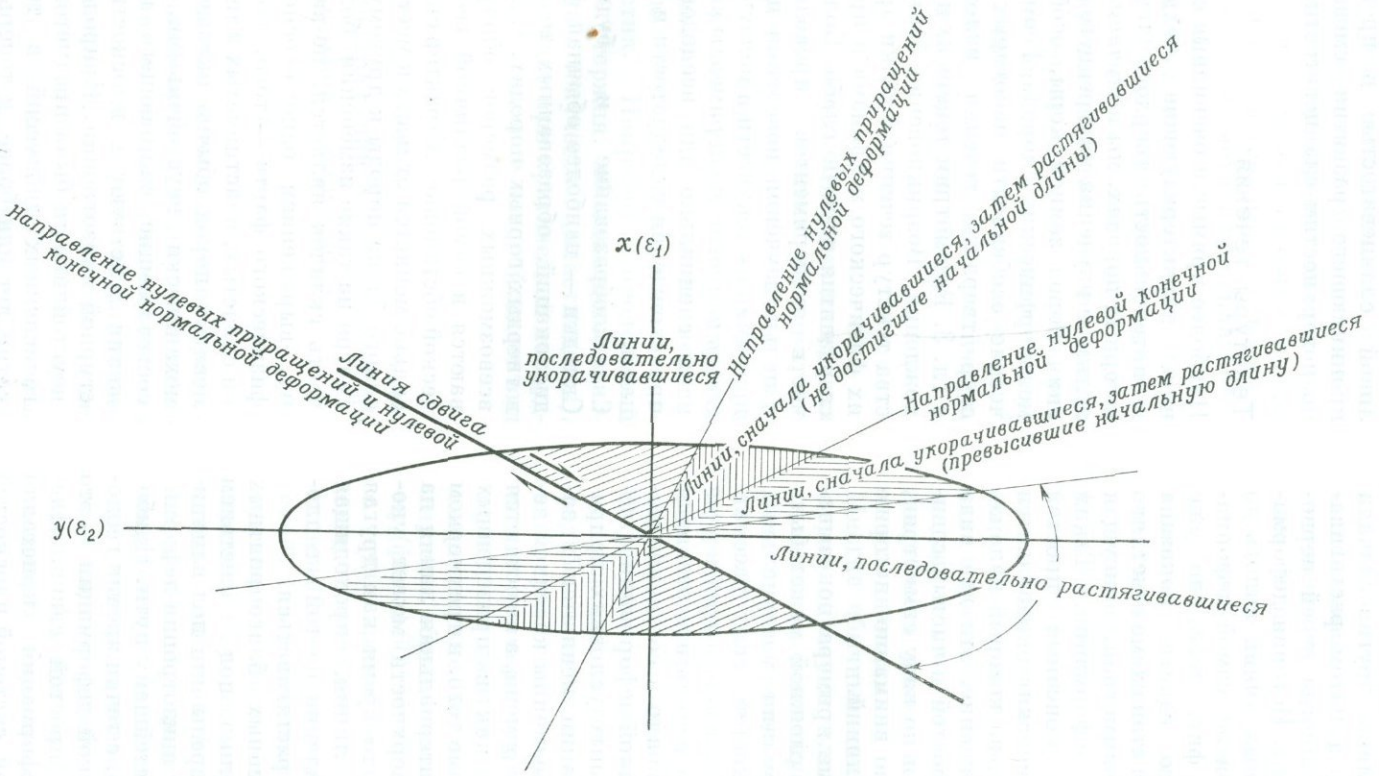
T_i — начальное (недеформированное) состояние; T_1 — T_3 — промежуточные состояния деформации; T_f — заключительное состояние деформации. На каждой диаграмме тонкой линией показано направление нулевого приращения нормальной деформации (под углом 45° к осям координат). Соответствующая линия нулевой нормальной деформации показана прерывистой линией. На диаграмме T_2 линии, лежащие в секторе с крапом, начали растягиваться (до этого момента они укорачивались).

(L_2), лежащие в частях фигуры с крапом, при вращении пересекли линию нулевых приращений (под углом 45° к оси y) и перестали укорачиваться; началось их удлинение.

При изучении заключительного состояния деформации обнаруживается, что материальные линии разной ориентировки претерпели разную историю, как это показано на фиг. 8-58.



ФИГ. 8-58. История нормальной деформации материальных линий различных направлений при образовании чистого сдвига, соответствующего 50%-ному укорочению в направлении x (*Ramsay J.*, Folding and fracturing of rocks, McGraw-Hill, 1967, с изменениями).



ФИГ. 8-59. История нормальной деформации материальных линий различных направлений при образовании простого сдвига (линия сдвига показана жирной линией), соответствующего 50%-ному укорочению в направлении x (*Ramsay J.*, Folding and fracturing of rocks, McGraw-Hill, 1967, с изменениями).

Одни последовательно удлинялись или укорачивались, другие сначала укорачивались, а потом растягивались, достигая иногда своей первоначальной длины. История деформации материальных линий вплоть до образования той же самой деформации, как на фиг. 8-58, но уже путем простого сдвига, показана на фиг. 8-59. На этой схеме отчетливо видна низкая симметрия, присущая вращательной деформации. Таким образом, хотя конечный простой сдвиг геометрически эквивалентен чистому сдвигу, на который наложено жесткое вращение, эти два вида деформации (простой и чистый сдвиги) различаются по виду симметрии, если принять во внимание историю материальных линий.

Эти два простые примера показывают, насколько сложной может быть история деформации материальных линий и плоскостей, если рассматривать уже не плоское, а трехмерное тело, которое в результате развития деформации пришло в состояние конечной однородной деформации. Очевидно, в реальных условиях приращения деформации меняются в зависимости от величины конечной деформации и от времени, а не остаются постоянными, как в приведенных примерах. Кроме того, в трехмерном случае одна материальная линия на некоторой поверхности может укорачиваться, в то время как другая материальная линия, проходящая в ином направлении на той же плоскости, может растягиваться.

При определенных благоприятных условиях тело под действием окружающей среды или под влиянием внутренней анизотропии деформируется по простейшему пути. Наиболее очевидный, с точки зрения геолога, пример такой деформации — это нарастающий простой сдвиг. Пластическая деформация кристалла с единственной системой плоскостей легкого скольжения происходит именно по этому пути. Почти точно так же деформируется тело с отчетливой сланцеватостью в процессе проникающего развития смещений по поверхностям сланцеватости.

Текстуры течения

Наиболее прямые и очевидные сведения, характеризующие механизм и интенсивность твердого течения в горных породах, мы получаем в результате изучения внутреннего строения пород земной коры, особенно метаморфических пород. Геометрические особенности некоторых текстур твердого течения изложены в гл. 3. Рассмотрим теперь их происхождение. Возникновение большинства текстур течения с точки зрения их физического механизма и процесса развития изучено слабо. Большая часть экспериментов проводилась с целью изучения поведения пород, например их текучести и ползучести. Очень немногие эксперименты выполнены специально для исследования происхождения складчатости и будинажа.

Складкообразование и будинаж. Складки — наиболее обычная форма дислокаций, образованных течением в твердых горных породах. Складки всевозможных размеров обнаруживаются в самой различной геологической обстановке. Характер складок сильно меняется от места к месту и от одного блока породы к другому. Несмотря на такие изменения большая часть складок является, по-видимому, выражением одного основного физического факта — того, что блоки слоистых, пластинчатых или сланцеватых пород обычно оказываются механически неустойчивыми, если составляющие сжимающего напряжения действуют в плоскости текстурной анизотропии. Природа этой неустойчивости была предметом многочисленных дискуссий в течение сотни лет или более, и теперь большинство геологов согласны с тем, что нет универсального объяснения для

происхождения складчатости. Вместо этого предложено несколько идеальных механических моделей, объясняющих возникновение складок разных типов, и они приняты теперь большинством геологов как возможные основные механизмы складкообразования.

1. *Складки продольного изгиба* (buckling). Тонкий упругий стержень, сжимаемый в осевом направлении и закрепленный так, что его концы могут двигаться только вдоль оси сжатия, изгибается и образует полуволну синусоиды, когда нагрузка F достигает критической величины, даваемой формулой Эйлера:

$$F = \frac{\pi^2 EI}{l^2},$$

где E — модуль Юнга для материала стержня, I — момент инерции его поперечного сечения, l — длина стержня. Эту формулу можно в равной мере использовать и для неупругих материалов, если провести необходимую замену входящих в нее характеристик. Например, продольный изгиб стержня, обладающего свойствами текучести (пластичности), происходит при критической нагрузке F, выражение которой имеет вид

$$F = \frac{\pi^2 E' I}{l^2},$$

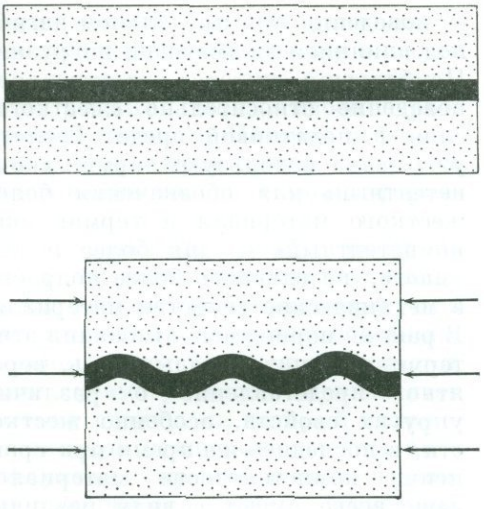
где E' — отношение мгновенного осевого напряжения $\bar{\sigma}$ к вызванной им натуральной деформации $\bar{\varepsilon}$:

$$E' = \frac{d\bar{\sigma}}{d\bar{\varepsilon}}.$$

Для изучения геологических процессов чаще всего используются такие модели, в которых рассматривается продольный изгиб пластины или слоя, заключенного в бесконечной среде. Системе слой —вмещающая среда можно приписать любые желаемые свойства (упругие, вязкие или пластические) и соответственно этому исследовать математические модели ее поведения при продольном изгибе под влиянием сжимающей нагрузки. Наибольший интерес представляет поведение относительно «жесткого» слоя в податливой среде. Геологи уже давно используют термин «компетентный» для обозначения более жесткого материала и термин «некомпетентный» — для более податливого, не вдаваясь более подробно в механические свойства материала. В ранний период использования этих терминов в них вкладывалось, вероятно, представление о различии упругих свойств, особенно жесткости, в последнее же время при сравнении компетентности материалов чаще всего имеют в виду различие в их вязкости.

Многие обычные комплексы горных пород образуют слоистые системы, похожие на описанную выше модель. Типичными примерами этого в осадочных толщах являются тонкие слои песчаников в аргиллитах, а в областях метаморфизма — слои кварцитов среди сланцев или мраморов. В результате действия сжимающих напряжений на такие комплексы пород более податливые слои испытывают существенно однородное сокращение размера (укорочение) в направлении сжатия, в то время как компетентные слои стремятся изогнуться, образуя волнообразную форму (фиг. 8-60). Наиболее подходящее, с точки зрения геолога, теоретическое толкование этой проблемы состоит в том, что как компетентный слой, так и вмещающая среда трактуются как вязкие материалы. Например, Био рассмотрел изгиб пластины толщиной h и вязкостью η, заключенной в среду с более низкой вязкостью η_1. При сжатии в плоскости слоистости развивается продольный изгиб с «доминирующей длиной волны» L_d, причем L_d не зависит от величины сжимающей нагрузки:

$$L_d = 2\pi h \left(\frac{\eta}{6\eta_1}\right)^{1/3}. \qquad (8\text{-}72)$$



ФИГ. 8-60. Продольный изгиб компетентного слоя в некомпетентном материале (точки) под влиянием продольного сжатия (схематически).

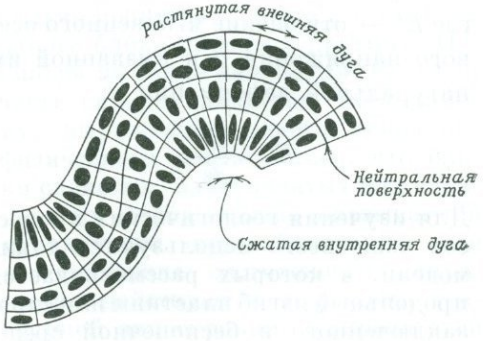
Согласно этой теории, точно так же ведет себя и пачка, состоящая из n таких слоев, с легким скольжением между слоями. Такая пачка образует складку с доминирующей длиной волны

$$L_d = 2\pi h \left(\frac{n\eta}{6\eta_t} \right)^{1/3}.$$

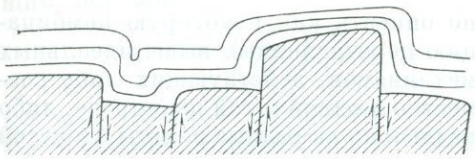
В обоих случаях увеличение мощности слоев вызывает возрастание длины волны продольного изгиба.

Продольный изгиб является, по-видимому, важным механизмом складкообразования в слоистых толщах. Формы складок, возникших при продольном изгибе, чрезвычайно разнообразны, но чаще всего они оказываются ближе к концентрическим или параллельным, чем к подобным. Действительный характер деформаций в изогнутом слое зависит от механических свойств вещества, но в идеальном случае (фиг. 8-61) на внешней дуге слоя происходит растяжение, на внутренней дуге — сжатие, а где-то между ними проходит «*нейтральная поверхность*», на которой не наблюдается деформация растяжения — сжатия. Измерение длины нейтральной поверхности по разрезу, содержащему ряд складок продольного изгиба, дает приблизительную *протяженность слоя до возникновения складок.*

При теоретическом изучении чаще всего предполагается, что простое сжатие действует в плоскости продольного изгиба слоев. В природе продольный изгиб развивается до тех пор, пока сжимающая составляющая напряжения не совпадет по направлению с залеганием слоя. Если же со слоем совпадает растягивающая составляющая, то происходят локальное уменьшение мощности компетентного слоя (образование пережимов, разлинзование) и будинаж. По форме будин можно судить об отношениях физических свойств переслаивающихся материалов. Если такие материалы не различаются по физическим свойствам, то будины не образуются. Вообще говоря, простые складки продольного изгиба и будинаж чаще всего обнаруживаются в слоистой толще, содержащей компетентные и некомпетентные пласты. В компетентных слоях происходят складкообразование и будинаж, некомпетентный материал приспосабливается к новой форме залегания и заполняет пространство между сокращающимися или растягивающимися компетент-



ФИГ. 8-61. Схема распределения деформаций в складке продольного изгиба (*Ramsay J.*, Folding and fracturing of rocks, McGraw-Hill, 1967).
На чертеже показана нейтральная поверхность.



ФИГ. 8-62. Блоковая складчатость в тонком осадочном чехле над блоками фундамента, испытывающими дифференцированные движения (схематически).



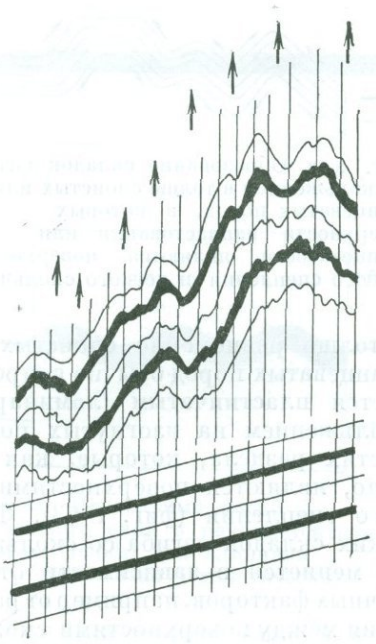
ФИГ. 8-63. Образование складок изгиба со скольжением в толще слоистых или сланцеватых пород, в которых поверхности напластования или сланцеватости являются поверхностями слабого сцепления и легкого скольжения.

ными слоями. Если же компетентные слои имеют небольшую мощность и составляют незначительную долю объема породы, то может происходить общая однородная деформация крупного масштаба. При этих условиях присутствие будин и складок продольного изгиба становится важным показателем региональной деформации и истории ее развития.

2. *Складки поперечного изгиба* (bending). Складкообразные формы иногда возникают в слоистых толщах просто в результате поперечного изгиба при дифференцированных вертикальных движениях. Напряжения, приводящие к образованию таких складок, неоднородны, и никакие сжимающие напряжения в плоскости изгибающегося слоя (фиг. 8-62) не действуют. Некоторые геологи, особенно в Советском Союзе, считают, что многие крупные складки в осадочных породах образовались именно этим путем под влиянием дифференцированных поднятий «жестких» блоков фундамента, разделенных крутыми разрывами. Для складок, образованных таким образом, характерна моноклинальная или коробчатая форма. Но в них должно происходить, кроме того, уменьшение мощности слоев в крутых частях складок за счет их растягивания над разрывами в фундаменте; эта особенность не всегда проявляется в крупных реальных коробчатых складках.

3. *Складки изгиба со скольжением* (flexural slip). Складкообразование в толще равномерно слоистых или сланцеватых пород обычно сопровождается пластинчатым (ламинарным) скольжением на изогнутых поверхностях раздела, которые, как правило, являются поверхностями слабого сцепления (фиг. 8-63). Форма таких складок изгиба со скольжением меняется в зависимости от различных факторов, например от расстояния между поверхностями скольжения, или мощности пластов, от общей мощности осадочного чехла, от внутренних свойств слоев и т. д. В массивных слоистых толщах образуются открытые складки большой амплитуды с концентрическими или угловатыми замками. Возможно, таким путем возникают коробчатые и сопряженные складки. В тонко рассланцованных породах, таких, как филлиты и кристаллические сланцы, складки данного типа приобретают стрельчатую форму (шевронные складки) и имеют небольшую амплитуду.

4. *Скольжение* (slip), *или скалывание* (shear). В некоторых породах наблюдаются складчатые текстурные поверхности, которые никак не похожи на поверхности слабого сцепления или на границы компетентных и некомпетентных слоев. По морфологии эти складки являются типично *подобными*, и трудно не прийти к выводу, что складки такого типа образовались при дифференцированных сдвиговых смещениях по осевым поверхностям этих складок, как схематически показано на фиг. 8-64.



ФИГ. 8-64. Образование складок скольжения, или складок скалывания, в слоистом образце при дифференцированных сдвиговых смещениях (схематически).

Нельзя уйти от факта, что складкообразование такого рода могло происходить только под влиянием какой-то неустойчивости при очень медленном ламинарном течении горных пород. Природа этого явления до сих пор непонятна. Образованные таким путем складки называются складками скольжения, или складками скалывания.

5. *Однородная деформация.* Однородная деформация совершенно плоских слоев не может привести к возникновению складок. Но в текстурных поверхностях большинства слоистых или сланцеватых пород имеются отклонения от правильной плоскости, которые при интенсивной однородной деформации сильно увеличиваются в размерах и приобретают складкообразную форму.

Происхождение большинства складок, встречающихся в природе, можно описать как некоторую комбинацию перечисленных выше идеальных механизмов, действующих либо совместно в одной и той же породе, либо раздельно на разные пласты слоистой толщи.

В общем случае геологу очень трудно, а чаще всего невозможно отнести ту или иную складку к одной из перечисленных категорий по результатам геометрических измерений, хотя он обычно и чувствует необходимость сделать это.

Подобные складки, например, могли образоваться как при изгибе со скольжением, так и путем скалывания. Но все же форма складок, наблюдаемая в разрезе, наиболее наглядно показывает, какие смещения и деформации сопутствовали складкообразованию. Геометрическое изучение формы складок будет, очевидно, сохранять свое значение еще в течение какого-то времени — до тех пор, пока не появятся адекватные теоретические и экспериментальные данные о складкообразовании.

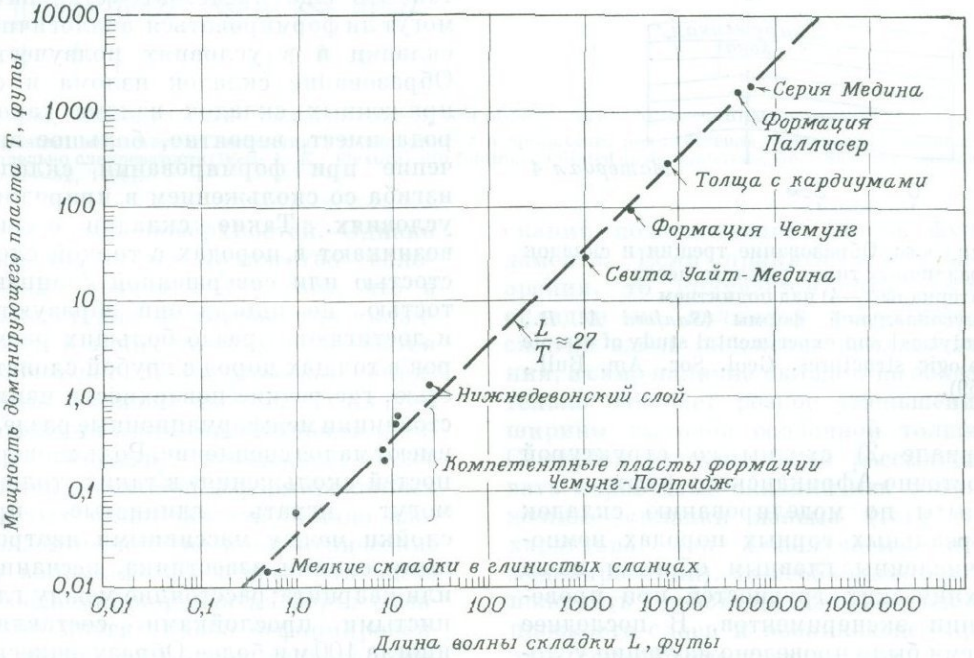
Моделирование складкообразования. Многие геологи выполнили эксперименты по моделированию складкообразования, использовав для этого такие слоистые материалы, как каучук, глина и стопки бумаги. В большинстве этих экспериментов изучалось поведение переслаивающихся материалов с различными свойствами или компетентностью. Результаты некоторых опытов в какой-то мере согласуются с математическими моделями и с наблюдениями в природных условиях. Например, данные о складках в слоях каучука, помещенных в желатин, использовались для проверки теории синусоидального продольного изгиба, основанной на представлении о первоначальной упругой нестабильности слоя, сжимаемого в среде с более низким модулем упругости. Начальная длина волны возникающих складок связана, согласно этой теории, с упругими свойствами материалов следую-

щим образом:

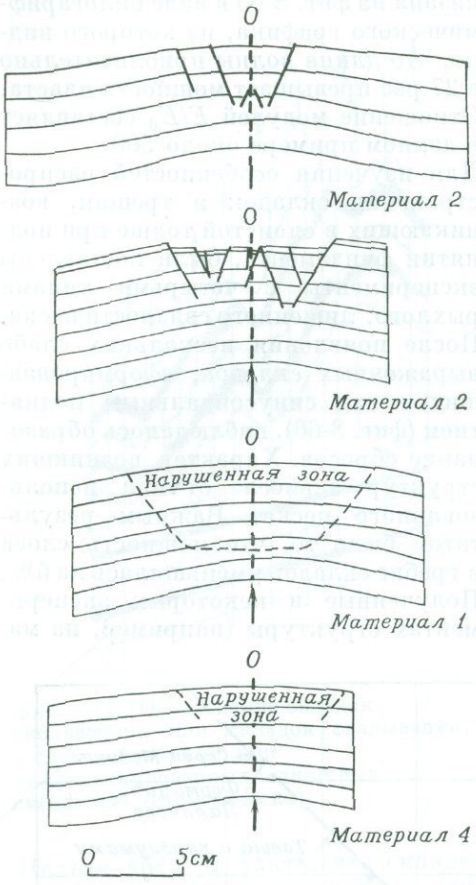
$$L = 2\pi h \left(\frac{E}{6E_0}\right)^{1/3},$$

где h — толщина пластины, E и E_0 — модули упругости рассматриваемого слоя и вмещающей среды соответственно [см. уравнение (8-72) *для случая вязких слоев*]. Результаты экспериментов с одиночными слоями очень хорошо согласуются с теоретически рассчитанными величинами длины волны для значений отношения модулей упругости, соответствующих взятым материалам. Изучение складок в природных условиях позволяет установить зависимость между мощностью пласта, доминирующего в толще слоистых осадочных пород (т. е. наиболее мощного и компетентного пласта, который определяет форму складки), и длиной волны складки. Эта зависимость показана на фиг. 8-65 в виде билогарифмического графика, из которого видно, что длина волны приблизительно в 27 раз превышает мощность пласта. Отношение модулей E/E_0 составляет в данном примере около 500.

Для изучения особенностей распространения складок и трещин, возникающих в слоистой толще при поднятии фундамента, были поставлены эксперименты с четырьмя типами рыхлого, лишенного связности песка. После появления нескольких слабо выраженных складок, сформировавшихся над синусоидальным поднятием (фиг. 8-66), наблюдалось образование сбросов. Характер возникших структур зависел от типа использованного песка. Важным результатом было то, что мощность слоев в гребне складок уменьшилась на 6%. Полученные в некоторых экспериментах структуры (например, на ма-



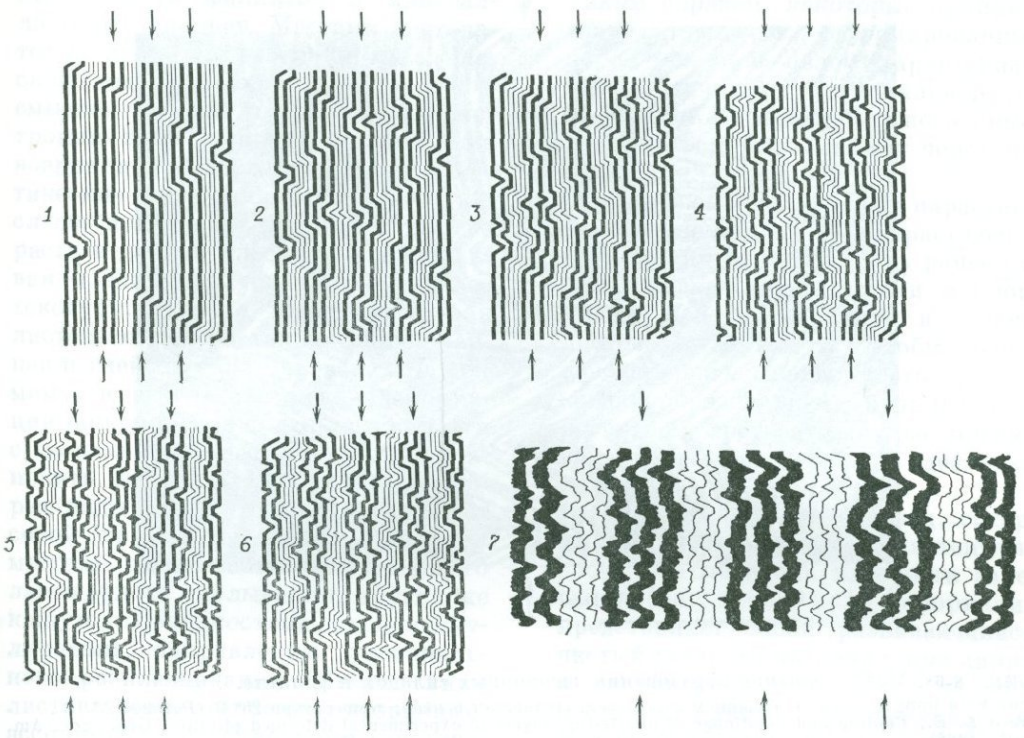
ФИГ. 8-65. Билогарифмический график зависимости длины волны складки от мощности доминирующего пласта, по наблюдениям в различных районах США (штат Западная Виргиния; штат Нью-Йорк, нижнедевонский слой) и Канады (провинция Альберта, толща с кардиумами) (*Currie J. B., Patnode H. W., Trump R. P.*, Development of folds in sedimentary strata, Geol. Soc. Am. Bull., 1962).



ФИГ. 8-66. Образование трещин и складок в различных типах рыхлого песка (материалы 1—4) над поднятием синусоидальной формы (*Sanford A. R.*, Analytical and experimental study of simple geologic structures, Geol. Soc. Am. Bull., 1959).

териале 2) сходны со структурой Восточно-Африканского рифта.

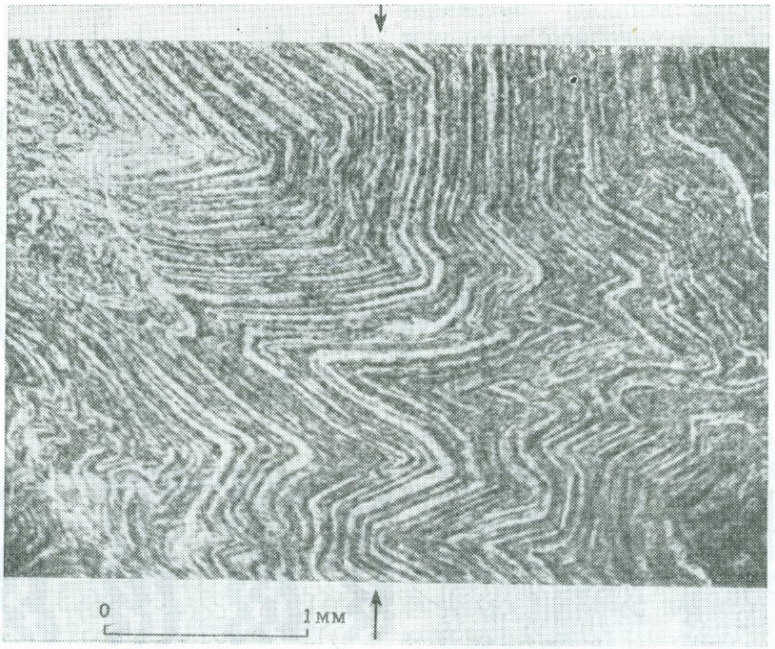
Опыты по моделированию складок в реальных горных породах немногочисленны главным образом из-за технических трудностей при проведении экспериментов. В последнее время было проведено изучение условий формирования складок изгиба со скольжением в породах с хорошо развитой сланцеватостью. Например, в одной серии экспериментов небольшие цилиндрические образцы тонкозернистого филлита, заключенные в толстую оболочку из ковкого (текучего) металла, подвергались в трехосном прессе сжатию в направлении, параллельном сланцеватости или под углом к ней, при всестороннем давлении 5 кбар и комнатной температуре. В образцах постепенно развивалась складчатость, причем все время появлялись новые генерации сопряженных складок излома (kink folds), которые пересекали одна другую. В результате возникали складки шевронного типа с осевыми плоскостями, субперпендикулярными к оси сжатия. Последовательность их образования схематически показана на фиг. 8-67. Некоторые сжатые складки, сформировавшиеся таким путем (фиг. 8-68), очень похожи на складки шевронного типа в метаморфических породах; но этот эксперимент проводился в режиме текучести, так что еще предстоит установить, могут ли формироваться аналогичные складки и в условиях ползучести. Образование складок излома и сопряженных складок излома такого рода имеет, вероятно, большое значение при формировании складок изгиба со скольжением в природных условиях. Такие складки обычно возникают в породах с тонкой слоистостью или совершенной сланцеватостью, но иногда они образуются и достигают гораздо больших размеров в толщах пород с грубой слоистостью, где редкие поверхности напластованияи межформационные разделы имеют малое сцепление. Роль «поверхностей скольжения» в таких толщах могут играть глинистые прослойки между массивными изотропными слоями известняка, песчаника или кварцита; расстояние между глинистыми прослойками составляет иногда 100 м и более. Образующиеся в таких толщах складки излома и сопряженные складки излома достигают амплитуды порядка сотен и даже тысяч метров, причем в замках этих складок может и не быть резко



ФИГ. 8-67. Схема развития складчатости путем образования сопряженных изломов.
Деформация возрастает от состояния *1* к состоянию *7* и происходит под действием сжатия, направленного параллельно сланцеватости (*Weiss L. E.*, Flexural-slip folding of foliated model materials, Geol. Survvey. Canada, paper 68—52, 1969).

«изломанных» поверхностей. Однако неуклонно растет количество геологических доказательств того, что в ранние стадии формирования складчатости в таких толщах появляются коробчатые складки (крупные сопряженные складки излома). Складки с длинными прямыми крыльями и узкими замками, возможно, более типичны для слабо деформированных слоистых толщ, нежели обычно изображаемые пологие концентрические или волнистые флексуры. Эта часто наблюдаемая коробчатая форма складок во многих слабо деформированных осадочных толщах привела некоторых геологов к выводу о том, что образование таких складок происходит в результате поперечного изгиба осадочного чехла под влиянием дифференцированных поднятий и опусканий подстилающих блоков фундамента. Если принять эту точку зрения, то получается, что такие складки не являются результатом сжатия вдоль плоскости напластования, а само наличие складок не обязательно означает резкое уменьшение ширины выходов осадочной толщи. С другой стороны, если рассматривать коробчатые складки как сопряженные складки излома (того же характера, как и получаемые при моделировании), то необходимо предположить действие сжатия вдоль плоскости слоев и возникающее при этом сокращение длины слоев.

Проникающие текстуры. Проникающие текстуры тектонитов (листоватость и линейность) заметно отличаются одна от другой частными особенностями, но в основном они явля-



ФИГ. 8-68. Моделирование образования шевронных складок в филлите.
Сжатие в направлении, показанном стрелками, составляет 5 кбар; температура 25° С (*Paterson M. S., Weiss L. E.*, Folding and boudinage of quartz-rich layers in experimental deformed phyllite, Geol. Soc. Am. Bull., 1968).

ются прямыми показателями течения. Простейшей текстурой этого типа надо, вероятно, считать кливаж течения, о происхождении которого геологи спорили более 100 лет и в связи с отсутствием решающих экспериментальных данных продолжают спорить до сих пор. Кажется вероятным, если не бесспорным, что чаще всего кливаж течения формируется перпендикулярно направлению максимального сокращения размеров блока горной породы, как это и предполагали некоторые первые исследователи. Анализ изменения формы окаменелостей, оолитов, пятен редукции и т. д., деформированных в процессе образования кливажа, дает наиболее важные аргументы в пользу этой точки зрения. Результаты такого анализа убедительно показывают, что деформацию можно считать локально однородной и что кливаж течения развивается в главной плоскости деформации, включающей два наибольших главных радиуса эллипсоида конечной деформации. Там, где деформация не имеет осевой симметрии, направление наибольшего удлинения, лежащее в плоскости кливажа течения, иногда отмечается слабой линейностью.

Физические механизмы, под действием которых развивается кливаж течения, до сих пор не поняты; рост пластинчатых зерен в плоскости преимущественной ориентировки, расплющивание и вращение существовавших раньше зерен — все это могло играть свою роль. Предполагают, что кливаж образуется в уплотненных глинах, илах и алевритах, насыщенных водой, и что высокое поровое давление облегчает на ранней стадии развитие кливажа.

С усилением метаморфической перестройки породы кливаж течения постепенно переходит в более грубую

листоватость филлитов и кристаллических сланцев. Местами листоватость является частично миметической (подражательной. — *Ред.*) в том смысле, что если плоскостная анизотропия типа кливажа течения уже возникла, то пластинчатые и призматические зерна таких минералов, как слюда и амфибол, начинают быстро расти в данной плоскости, подчеркивая и сохраняя тем самым раннюю текстуру. Однако наиболее грубая листоватость кристаллических сланцев и гнейсов образовалась, по-видимому, в результате общей деформации породы, хотя связь листоватости с локальными деформациями установить нелегко. Вероятно, некоторые виды листоватости представляют собой (по крайней мере в отдельных местах) поверхности проникающего ламинарного скалывания, другие же кажутся поверхностями, перпендикулярными направлению регионального расплющивания. Многие виды листоватости, особенно вторичные, ассоциируют со складками (листоватость, параллельная осевым плоскостям складок) и имеют общее с ними или сходное происхождение.

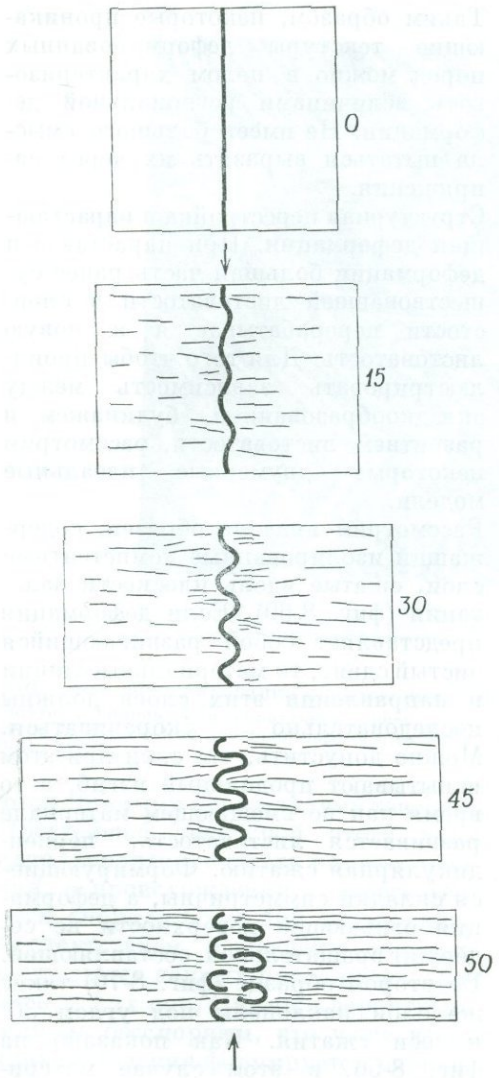
В настоящее время трудно делать определенные выводы, касающиеся листоватости. Такое положение сохранится до тех пор, пока экспериментаторы не добьются успеха в установлении условий образования этих текстур.

То же самое можно сказать о линейности. Иногда линейность обнаруживается при изучении таких деформированных объектов, как гальки, и тогда она указывает, по-видимому, направление наибольшего растяжения в деформированном теле. Но механизм образования некоторых других видов линейности, особенно тех, которые определяются по пересечениям плоскостных текстур, менее ясен, так как ориентировка линейных текстур в определенной мере зависит от положения более ранней системы поверхностей.

Таким образом, некоторые проникающие текстуры деформированных пород можно в целом характеризовать величинами региональной деформации. Не имеет большого смысла пытаться выразить их через напряжения.

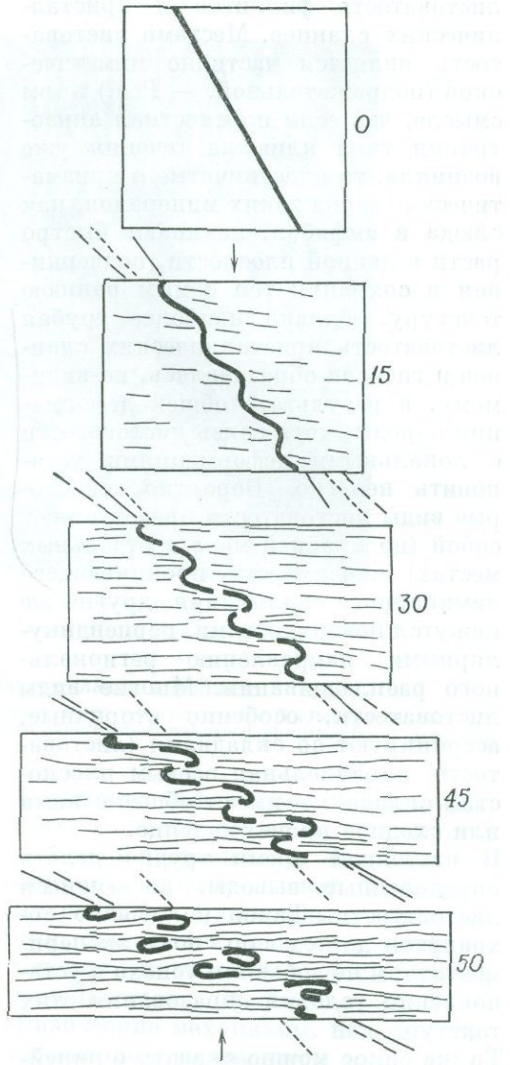
Структурная перестройка и нарастающая деформация. При нарастающей деформации большая часть ранее существовавшей листоватости и слоистости перерабатывается в новую листоватость. Для того чтобы проиллюстрировать зависимость между складкообразованием, будинажем и развитием листоватости, рассмотрим некоторые двумерные идеальные модели.

Рассмотрим вначале образец, содержащий изолированные компетентные слои, сжатые вдоль плоскости залегания (фиг. 8-69). Если деформация представляет собой развивающийся чистый сдвиг, то материальные линии в направлении этих слоев должны последовательно укорачиваться. Можно допустить, что слои при этом испытывают продольный изгиб, в то время как во вмещающем материале развивается листоватость, перпендикулярная сжатию. Формирующиеся складки симметричны, а деформация огибающей поверхности не содержит вращательной составляющей. Во втором образце (фиг. 8-70) такие же слои наклонены под углом 30° к оси сжатия. Как показано на фиг. 8-56, в этом случае материальные линии в направлении залегания слоев начинают укорачиваться и в слоях появляются складки продольного изгиба. Слои испытывают также вращение, на что указывает изменение ориентировки огибающей поверхности. При определенной величине деформации средний наклон смятых в складки слоев (устанавливаемый по положению огибающей поверхности) достигает плоскости нулевого приращения нормальной деформации (45° к оси сжатия), и затем складчатые слои начинают рас-



ФИГ. 8-69. Поведение компетентного слоя, *параллельного оси сжатия*, при нарастающем чистом сдвиге (цифры показывают укорочение образца на каждой стадии, %).

В окружающем материале возникает вторичная сланцеватость. Слой постепенно сминается в складки; при очень больших величинах деформации может происходить разъединение замковых петель складок.



ФИГ. 8-70. Поведение компетентного слоя, *наклоненного под углом 30° к оси сжатия*, при нарастающем чистом сдвиге (цифры показывают укорочение образца на каждой стадии, %).

В окружающем материале возникает вторичная сланцеватость. Слой вначале изгибается в складку, а затем подвергается будинажу. *Сплошная линия показывает положение* огибающей поверхности складок, прерывистая линия — направление нулевой конечной нормальной деформации, пунктирная линия — направление нулевого приращения нормальной деформации.

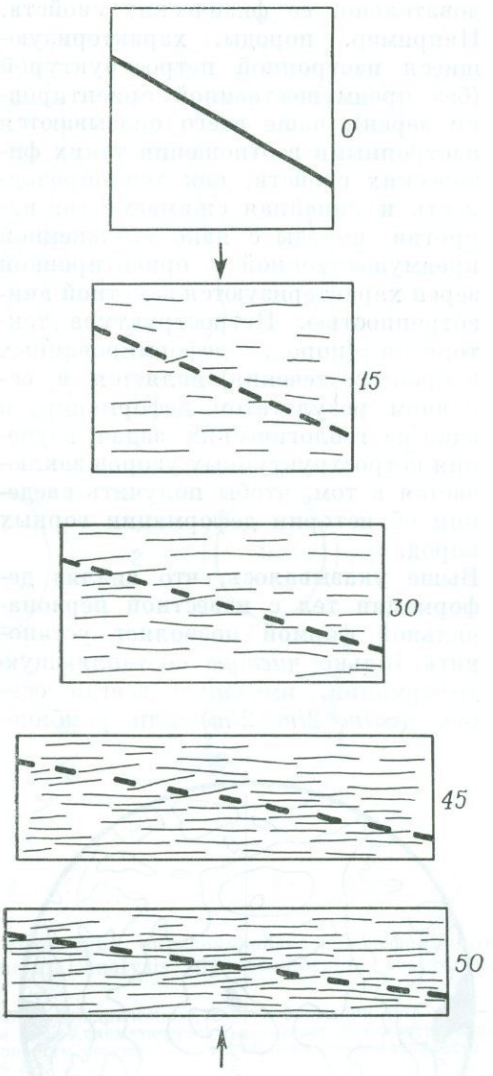
тягиваться. Предполагалось, что это должно приводить вначале к *распрямлению*, развертыванию складок, но более вероятный результат такого процесса — развитие будинажа в уже смятых в складки слоях, как схематически показано на фиг. 8-70. После большой деформации, соответ-

ствующей нарастающему чистому сдвигу, первоначальная непрерывность слоев нарушается и слои расчленяются на будины и будинированные части складок, сплющенные в плоскости новой листоватости, которая развивается перпендикулярно оси сжатия.

В третьем образце, где слои наклонены к оси сжатия под углом 45° или больше (фиг. 8-71), нарастающий чистый сдвиг вызывает только будинаж слоев.

Во всех трех примерах происходит «перестройка» первоначальной слоистости; при этом во вмещающем материале развивается новая листоватость, а в компетентных слоях возникает складчатость или будинаж, либо то и другое вместе. Такая последовательность событий наблюдается при любой нарастающей деформации.

Петроструктура тектонитов. В большинстве горных пород, деформированных в процессе связного течения (как в режиме текучести, так и в режиме ползучести), развиваются характерные структуры и текстуры и прежде всего характерная преимущественная ориентировка минеральных зерен. Многие такие примеры обнаружены при изучении деформированных горных пород в естественном залегании, а также при экспериментальном изучении деформации мрамора, доломита и кварцита. В некоторых экспериментах преимущественная ориентировка развивалась под действием пластической деформации уже существовавших зерен, в других экспериментах для этого был необходим рост новых зерен или перекристаллизация путем отжига. Предпринимались попытки предсказать характер преимущественной ориентировки, свойственный тому или иному «полю напряжений»; однако думается, что характер петроструктуры (fabric) горной породы в большей мере зависит от таких факторов, как величина деформации,



ФИГ. 8-71. Поведение компетентного слоя, наклоненного под углом 60° к оси сжатия, при нарастающем чистом сдвиге (цифры показывают укорочение образца на каждой стадии, %).

В окружающем материале возникает вторичная сланцеватость. Слой испытывает последовательный будинаж.

энергия границ зерен и т. д., а не от какого-то определенного напряженного состояния.

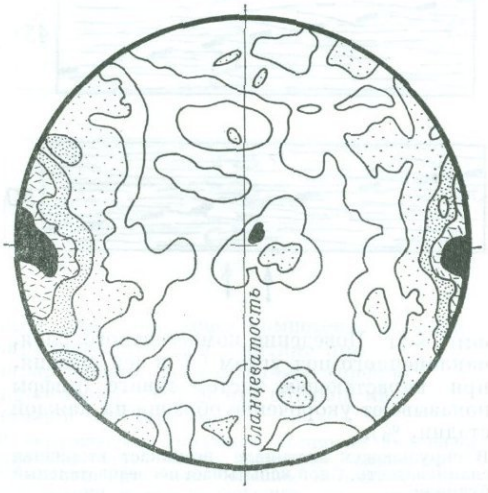
Петроструктурный узор — это геометрическое отображение внутреннего строения горной породы и, сле-

довательно, ее физических свойств. Например, породы, характеризующиеся изотропной петроструктурой (без преимущественной ориентировки зерен), чаще всего оказываются изотропными в отношении таких физических свойств, как теплопроводность и линейная сжимаемость; напротив, породы с явно выраженной преимущественной ориентировкой зерен характеризуются заметной анизотропностью. Петроструктура тектонитов (пород, деформированных в процессе течения) является в основном результатом деформации, и одна из геологических задач изучения петроструктурных узоров заключается в том, чтобы получить сведения об истории деформации горных пород.

Выше указывалось, что анализ деформации тел с известной первоначальной формой позволяет установить только *чистую* составляющую деформации, имеющую всегда осевую ($\infty/m\ 2/m\ 2/m$) или ромбическую ($2/m\ 2/m\ 2/m$) симметрию. Однако многие деформации являются вращательными, и ориентировка главных осей приращения деформации меняется в зависимости от величины конечной деформации. Поэтому развивающиеся в природных условиях деформации менее симметричны, чем можно было бы предполагать исходя из теоретических соображений. Только изучение петроструктуры пород позволяет установить истинную симметрию деформации.

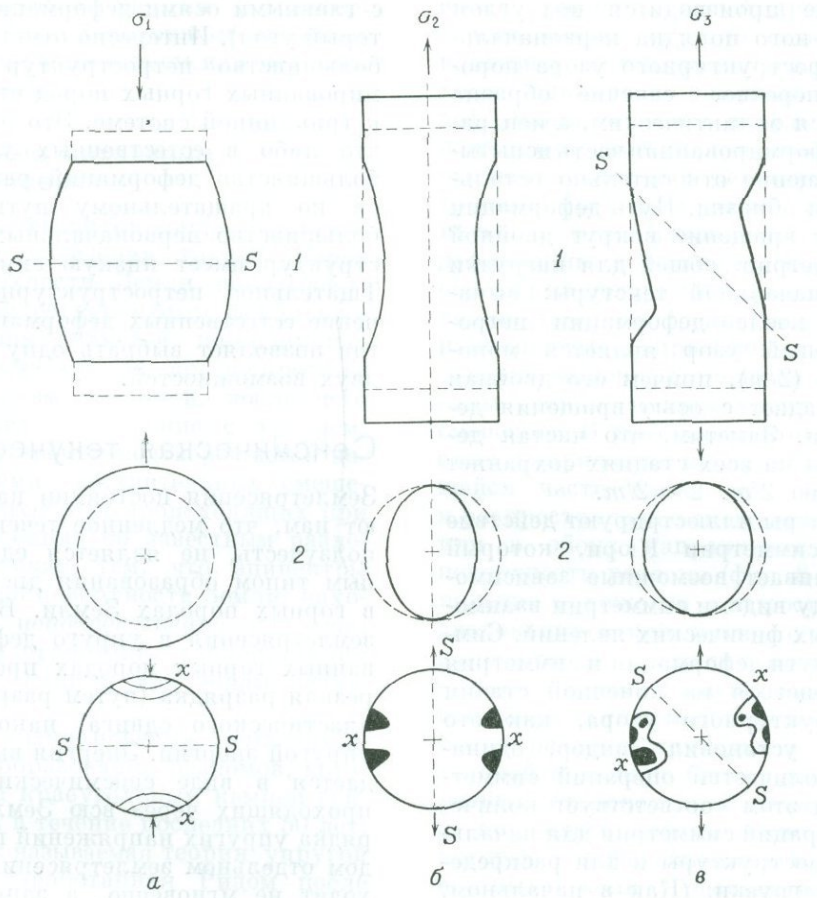
Эти представления лучше всего иллюстрируются простыми примерами, взятыми из материалов экспериментальных исследований. Рассмотрим, например, мрамор (допустим, юлский). Он характеризуется петроструктурным узором с осевой симметрией и состоит из кальцитовых зерен с преимущественной ориентировкой осей [0001] под большим углом к слабо выраженной листоватости (фиг. 8-72). При пластической деформации механическая анизотропия породы сохраняет тот же вид симметрии, что и первоначальный петроструктурный узор. Поведение породы при испытаниях в трехосном прессе зависит от ориентировки оси анизотропии по отношению к направлению сжатия (или растяжения), производимого прессом. На фиг. 8-73 показаны три возможных варианта такого поведения с характерным для них обликом деформации и петроструктурного узора.

а. Если ось сжатия совпадает с осью анизотропии, то цилиндрический образец сохраняет круговую форму своего поперечного сечения на всех стадиях (симметрия пути деформации — осевая). Получаемая диаграмма преимущественной ориентировки осей [0001] имеет такую же симметрию (но не форму), как и первоначальная ориентировка. В этом примере ось симметрии бесконечного порядка для нагрузки (ось вращения эллипсоида напряжений. — *Ред.*) и ось симметрии первоначального



ФИГ. 8-72. Контурная петроструктурная диаграмма (*в равноплощадной проекции*), показывающая преимущественную ориентировку осей [0001] зерен кальцита в мраморе Юли.

Густотой крапа показана концентрация осей зерен. *Направление наибольшей концентрации* перпендикулярно сланцеватости (*Turner F. J.*, Preferred orientation of calcite in Yule marble, Am. J. Sci., 1949).



ФИГ. 8-73. Схематическое изображение закона симметрии, определяющего вид деформации мрамора Юли (*Turner F. J., Weiss L. E.*, Structural analysis of metamorphic tectonites, McGraw-Hill, 1963).

Ряды *1* и *2* показывают форму образцов (первоначально цилиндрических) после деформации: ряд *1* — продольные сечения, ряд *2* — поперечные сечения. Ряд *3* схематически показывает соответствующие петроструктурные диаграммы, построенные для продольного сечения. Ориентировка первоначального максимума дается положением плоскости сланцеватости *SS*.
а — сжатие, перпендикулярное сланцеватости; *б* — растяжение, параллельное сланцеватости; *в* — растяжение под углом 45° к сланцеватости.

петроструктурного узора совпадают, и образующийся в результате деформации петроструктурный узор имеет ту же самую симметрию.

б. Если порода сжата в плоскости листоватости, то поперечное сечение образца становится эллиптическим, а симметрия преимущественной ориентировки зерен становится ромбической. В этом случае ось ∞-ного порядка нагрузки параллельна двойной оси первоначального петроструктурного узора (и наоборот), а симметрия пути деформации и образующегося в результате деформации петроструктурного узора является ромбической (таким образом, только общее количество операций симметрии для начального петроструктурного узора и нагрузки оказывается равным суммарному количеству операций симметрии для пути деформации и образующегося в результате петроструктурного узора).

в. Сжатие производится под углом к оси ∞-ного порядка первоначального петроструктурного узора породы. Поперечное сечение образца становится эллиптическим, а центральная деформированная часть испытывает вращение относительно остальной части образца. Путь деформации включает вращение вокруг двойной оси симметрии, общей для нагрузки и первоначальной текстуры; выявленный после деформации петроструктурный узор является моноклинным ($2/m$), причем его двойная ось совпадает с осью вращения деформации. Заметим, что чистая деформация на всех стадиях сохраняет симметрию $2/m$, $2/m\ 2/m$.

Эти примеры иллюстрируют действие закона симметрии Кюри, который устанавливает возможные зависимости между видами симметрии взаимосвязанных физических явлений. Симметрия пути деформации и симметрия образующегося на конечной стадии петроструктурного узора, как это впервые установил Зандер, одинаковы; количество операций симметрии при этом соответствует количеству операций симметрии для начальной петроструктуры и для распределения нагрузки. (Как в начальном, так и в конечном состояниях могут быть и дополнительные операции симметрии.) Сложение конечных смещений частиц породы (атомов, зерен и т. д.) в процессе развития деформации Зандер назвал картиной движения (movement picture) деформации. Эта картина аналогична (а в отношении вида симметрии — идентична) пути деформации. Именно посредством петроструктурного анализа можно восстановить вид симметрии пути нарастающей деформации. Если общая деформация вращательная, то образующаяся при этом петроструктура либо моноклинная $2/m$ (вращение происходит около одной из главных осей деформации, как при простом сдвиге), либо триклинная (ось или оси вращения образуют с главными осями деформации некоторый угол). Интересно отметить, что большинство петроструктур деформированных горных пород относится к триклинной системе. Это означает, что либо в естественных условиях большинство деформаций развивается по вращательному пути, либо большинство первоначальных петроструктур имеет низкую симметрию. Тщательное петроструктурное изучение естественных деформаций иногда позволяет выбрать одну из этих двух возможностей.

Сейсмическая текучесть

Землетрясения постоянно напоминают нам, что медленное течение, или ползучесть, не является единственным типом образования дислокаций в горных породах Земли. Во время землетрясения в упруго деформированных горных породах происходит резкая разрядка (путем разрыва или пластического сдвига) накопленной упругой энергии. Энергия высвобождается в виде сейсмических волн, проходящих через всю Землю. Разрядка упругих напряжений при каждом отдельном землетрясении происходит не мгновенно, а занимает от одной до десяти секунд (сейсмическая текучесть). За это короткое время при сильном землетрясении может высвободиться громадная энергия: для сильнейших зарегистрированных землетрясений величина этой энергии имеет, вероятно, порядок 10^{25} эрг.

Сейсмологи использовали эти естественные импульсы энергии для изучения реологических свойств и внутренней структуры разных частей Земли; обзор наиболее важных результатов сейсмологических исследований дан в гл. 10. В данном же разделе речь пойдет только об области, из которой исходят сейсмические волны (об *очаге*, или *фокусе*, землетрясения), и о характере подвижки, приводящей к резкому высвобожде-

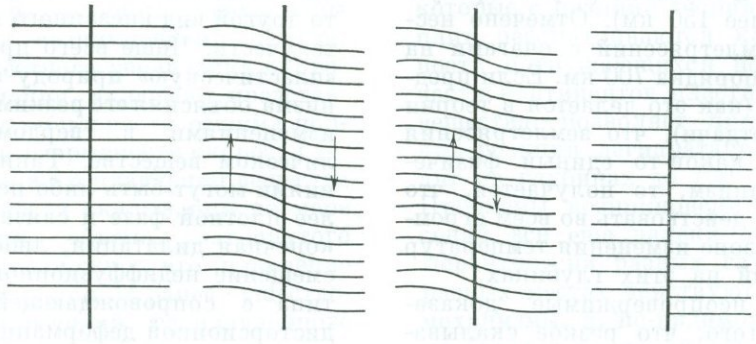
нию импульса энергии (характер, или вид, такой подвижки называют *фокальным механизмом, или механизмом* очага).

Фокальные механизмы землетрясений

Анализ имеющихся данных о механическом поведении горных пород на поверхности Земли показывает, что наиболее вероятным фокальным механизмом является, по-видимому, образование сколов по дискретным поверхностям разломов, после чего происходит скольжение с трением. Эта точка зрения подтверждается наблюдениями действительных смещений поверхности, происходящих при землетрясениях, по известным разломам, а также тем, что эпицентры (пункты на поверхности Земли, находящиеся непосредственно над очагом) землетрясений располагаются близко к линиям или зонам разломов.

Теория возникновения землетрясений при образовании разломов, которая была краеугольным камнем сейсмологии в течение последних 50 лет, — это так называемая теория упругой отдачи, разработанная Ридом после изучения последствий землетрясения в Сан-Франциско в 1906 г. Землетрясение сопровождалось появлением трещин на дневной поверхности на протяжении более 300 км вдоль разлома Сан-Андреас. Согласно теории упругой отдачи, под *влиянием тектонических сил* происходит накопление энергии упругой деформации в блоке породы, содержащем основной разлом, поперек поверхности которого действуют силы трения, препятствующие скольжению. По мере накопления упругой деформации в какой-то небольшой области на поверхности разлома, очевидно, там, где трение оказывается наименьшим, напряжение в определенный момент становится больше силы трения, и происходит местное смещение. В результате этого возрастает напряжение на краях сместившейся части блока, что приводит к распространению смещений в одном или в обоих направлениях вдоль поверхности разлома (фиг. 8-74). Это явление похоже на распространение дислокации в кристалле, однако модуль вектора смещения может быть в данном случае произвольным. Резкое разрастание смещения по поверхности разлома приводит к относительной подвижке блоков породы на разных сторонах этой поверхности и порождает сейсмические волны, которые в виде объемных и поверхностных волн распространяются в теле Земли, вызывая землетрясения.

В такой модели область сейсмической текучести, соответствующая данному выше определению понятия «фокус



ФИГ. 8-74. Распространение смещения при землетрясениях, по теории упругой отдачи (*Benioff H.*, Science, 1964).

землетрясения», не рассматривается; предполагается, что очаг движения может перемещаться от начальной точки разрыва (которую обычно и считают фокусом) вдоль какой-то части или вдоль всей длины активного разлома. Например, длина разрыва, возникшего (или возобновившегося) при чилийских землетрясениях 1960 г., достигает, по различным оценкам, 1000 км, что является необычно большой величиной. Для таких сдвигов, как Сан-Андреас, скорость распространения разрыва составляет 3—4 км/с.

Несмотря на тот факт, что при многих землетрясениях не отмечается сдвиговых смещений (как не обнаруживается и каких-либо заметных смещений по разрывам любого рода), теория упругой отдачи очень хорошо согласуется с различными особенностями землетрясений. Многие из более поздних достижений сейсмологии опираются на положения этой теории. Трудности стали возникать тогда, когда возросли наши знания о механическом поведении пород и минералов при повышенных давлениях и температурах. Из предыдущего изложения видно, что такие условия препятствуют образованию трещин и благоприятствуют пластическому течению. Землетрясения возникают на различных глубинах в теле Земли и классифицируются на неглубокие (менее 60 км), промежуточные (от 60 до 150 км) и глубокие (глубокофокусные — более 150 км). Отмечено несколько землетрясений с очагами на глубинах порядка 700 км. Если предположить (как это делается в теории упругой отдачи), что землетрясения вызывает какой-то единый физический механизм, то получается, что он должен действовать во всем огромном диапазоне изменения температур и давлений на этих глубинах.

Имеются неопровержимые доказательства того, что резкое скалывание, подобное наблюдаемому в лаборатории при упрощенных кратковременных трехосных испытаниях, не может иметь места почти во всем указанном диапазоне глубин. Даже образование сколов переходного или пластического типа представляется невероятным, потому что для возникновения скольжения надо преодолеть силу трения. Например, в сухих горных породах с коэффициентом трения 1,0 фрикционное сопротивление скольжению будет иметь ту же величину, что и литостатическое давление, и, таким образом, на глубине 500 км фрикционное сопротивление скольжению составит около 150 кбар. Однако экстраполяция известных физических свойств горных пород приводит к выводу, что касательное напряжение, вызывающее связное течение, составляет на этой глубине менее 100 бар (это представление поддерживается тем, что оценки величины перепада напряжений при глубокофокусных землетрясениях оказываются в пределах 10—100 бар). Таким образом, отсюда видно, что на поверхности разлома дислокации должны развиваться путем связного течения, а не путем скольжения.

Предложено несколько способов преодоления этой трудности, некоторые из них мы здесь кратко обсудим. Первый очевидный вывод, который надо сделать, заключается в следующем: фокальный механизм глубокофокусных землетрясений представляет собой не скалывание, а какой-то другой вид внезапного проявления текучести. Чаще всего предполагают «пластическую» природу этого механизма, объясняя его резкими фазовыми изменениями в твердом кристаллическом веществе. Такими изменениями могут быть либо переход к более плотной фазе и связанная с ним конечная дилатация, либо сдвиговое смещение недиффузионного связного типа с сопровождающей конечной дисторсионной деформацией большой величины. Возможность развития первого типа фазового изменения,

по всей вероятности, зависит от давления. В однородной мантии фазовый переход может происходить только на таких глубинах, где давление достигает величины, необходимой для данного превращения. Кроме того, некоторые превращения такого рода имеют диффузионный характер и протекают слишком вяло, чтобы энергия упругой деформации могла накапливаться и высвобождаться в окружающее вещество. Однако некоторые свидетельства изменения объема при очень глубоких землетрясениях все-таки имеются. Например, при одном землетрясении, возникшем на глубине 600 км под территорией Перу, сейсмографы-деформометры показали в эпицентре направленное вниз смещение земной поверхности. Если принять, что изменение объема $\Delta V/V$ составляет около 0,03 (вполне приемлемая величина для изменения фазового состояния), то данное землетрясение соответствует закрытию (исчезновению) сферического очага диаметром около 0,3 км.

Превращения без потери связности надо считать более вероятным механизмом очага, так как они могут быть вызваны действием касательных напряжений. Одно такое превращение, которое, как установлено лабораторными испытаниями, происходит при высоких давлениях, — это полиморфный переход от ромбического энстатита к моноклинному клиноэнстатиту.

Другие предложенные механизмы внезапного возникновения текучести, или местного увеличения скорости деформации, включают представления о нестабильности режима ползучести и о разрывности скорости течения, а также о плавлении вещества на поверхности скалывания по мере разрастания объема, затронутого течением (возможно, что плавление распространяется от ранее существовавших включений расплавленного материала).

Наиболее привлекательным из предложенных до сих пор теоретических объяснений возникновения землетрясений на самых больших глубинах является утверждение о том, что фокальный механизм, представляющий собой, по сути дела, скалывание, может быть заложен и на глубине, если там присутствует поровая жидкость под высоким давлением. Из предыдущих разделов этой главы ясно, что присутствие такой жидкости понижает нормальные напряжения и соответственно фрикционное сопротивление скольжению, не воздействуя при этом на касательные напряжения. В поддержку этой теории говорят как результаты экспериментов с серпентинитом, рассмотренные на стр. 493, так и очевидное увеличение сейсмической активности (частоты возникновения местных неглубоких землетрясений), наблюдавшееся при закачивании жидкости под высоким давлением в глубокие скважины. Большинство горных пород в неглубоких частях коры содержит связанную воду, которая может высвобождаться на глубине в реакциях дегидратации. В более глубоких частях мантии поровая жидкость может возникать при частичном плавлении мантийного вещества. Влияние этой жидкой фазы будет в основном выражаться так же, как и влияние внутрипоровой жидкости в породах коры. Концентрация глубокофокусных землетрясений на поверхностях, которые с позиций теории тектоники плит рассматриваются как поверхности погружающихся под краевые части континентов пластин корового вещества, позволяет предположить, что реакции дегидратации происходят на глубинах до 700 км.

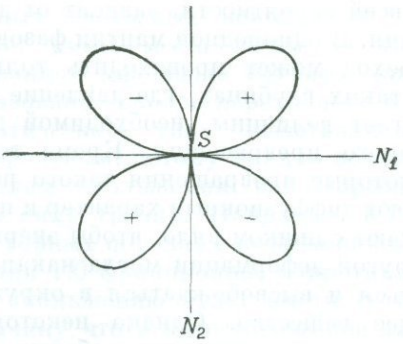
Проблемы возникновения землетрясений все еще далеки от решения. Вероятно, на разных глубинах и в разных местах действуют различные механизмы, и, по-видимому, никогда не будет найдено ни одного универсального объяснения. Но несмотря

на недостаток знаний о физическом механизме, порождающем сейсмические волны, сейсмологи получили, как будет показано в следующем разделе, много ценных сведений о характере смещений в очаге.

Изучение первых вступлений

Когда возникает землетрясение, то в любую точку на поверхности Земли первыми приходят продольные волны (волны P). Они распространяются гораздо быстрее, чем поперечные (волны S) и поверхностные волны, и именно они отмечаются первыми вступлениями, наблюдаемыми на всех сейсмических станциях. В продольных волнах движение частиц происходит в направлении распространения волн, так что на каждой станции приходящий фронт волны смещает частицы либо в направлении эпицентра, либо в противоположном направлении, в зависимости от того, в какой фазе подходит фронт волны: в фазе разрежения или сжатия. При изучении сейсмограмм, относящихся к каждому данному землетрясению, обычно обнаруживается, что первые вступления на одних станциях показывают сжатие, а на других — разрежение и что распределение первых вступлений обоих видов имеет определенную форму. Точно так же приход волны S, хотя это и гораздо труднее наблюдать, характеризуется двумя различными направлениями движения частиц, и распределение знака движения также подчиняется определенной системе.

Чтобы понять причины образования наблюдаемой направленности излучения первых вступлений волн P, мы должны представить себе наиболее вероятный тип смещения, происходящего в сейсмическом очаге. Сейсмологи иногда считают фокальными механизмами именно такие кинематические модели смещений, но необходимо иметь в виду, что это



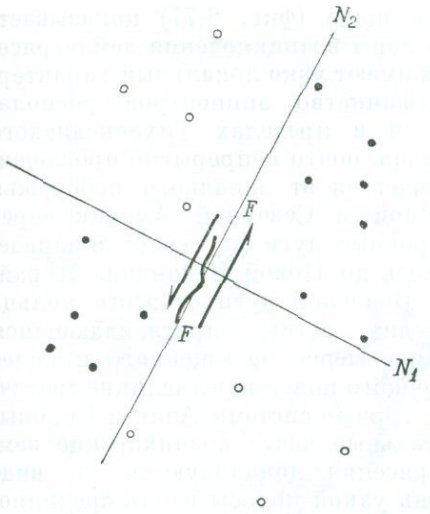
ФИГ. 8-75. Двумерная диаграмма направленности излучения для волн P, исходящих из очага S.

Знак «плюс» показывает, что первые вступления соответствуют сжатию, знак «минус» — разрежению. Форма лепестков диаграммы показывает распределение амплитуд волн. Амплитуды падают до нуля на взаимно перпендикулярных узловых (нодальных) линиях N_1 и N_2.

совсем не те физические механизмы, которые описаны в этой главе.

Смещения в очаге. Наиболее часто используется кинематическая модель очага землетрясения, основанная на представлении о смещении по разрыву [1]. Диаграмма направленности излучения для первых вступлений волн P, рассчитанная исходя из такого представления, показана на фиг. 8-75. Знаки «плюс» на диаграмме указывают, что первые вступления соответствуют здесь сжатию, знаки «минус» — разрежению. Данная диаграмма построена в двух измерениях (в плоскости, перпендикулярной поверхности разлома, содержащего вектор смещения) и имеет квадрантную (четырехлепестковую) форму. Два лепестка диаграммы, соответствующие сжатию, отделяются от двух лепестков, соответствующих разрежению, взаимно перпендикулярными линиями N_1 и N_2. Одна из этих линий лежит в плоскости разлома, другая перпендикулярна ей.

[1] Предложен целый ряд различных типов очагов. Рассматриваемый здесь тип называют очагом с двойной парой сил (double couple), или очагом II типа; он лучше всего согласуется с характеристиками большинства землетрясений.



ФИГ. 8-76. Гипотетическое распределение первых вступлений, связанных *с подвижкой по простиранию вертикального* разлома.

Точки означают первые вступления, *показывающие сжатие; кружки — разрежение.* На диаграмме видны следы узловых (нодальных) вертикальных плоскостей N_1 и N_2. Трещина FF, возникающая в грунте на дневной поверхности, подтверждает, что N_2 располагается вдоль линии разлома и что подвижка по разлому произошла так, как показано стрелками.

Как схематически показано формой *лепестков диаграммы на фиг. 8-75,* амплитуда первой волны имеет максимум на биссектрисах углов между линиями N_1 и N_2 и падает до нуля в направлениях этих линий.

В трехмерном случае диаграмма направленности излучения имеет сходный облик: линии N_1 и N_2 соответствуют двум узловым (нодальным) *плоскостям, одна из которых является* поверхностью разлома. Линия пересечения этих плоскостей (обычно называемая нулевым направлением) лежит в плоскости разлома и перпендикулярна вектору смещения.

Рассмотрим теперь очень простой гипотетический *пример землетрясения,* возникающего на вертикальной поверхности сдвига. На фиг. 8-76 показана диаграмма направленности первых вступлений, построенная по наблюдениям на станциях, расположенных настолько близко к эпицентру, что кривизной Земли можно пренебречь. Точки соответствуют станциям, где первые вступления указывают на сжатие, кружки — станциям, *где первые вступления* указывают на разрежение. Как видно из фиг. 8-76, на диаграмме можно провести две линии, соответствующие следам вертикальных нодальных плоскостей. Одна из этих двух линий должна показывать простирание разлома, однако из-за высокой симметрии диаграммы направленности излучения *невозможно определить, какая* именно. Если на дневной поверхности происходит образование трещин, как это наблюдается при некоторых землетрясениях, то направление трещины FF указывает на наиболее вероятное направление простирания разлома. *Точно так же если* даже трещины в грунте не образовались, но геологическая съемка обнаруживает существование разлома, совпадающего с одной из нодальных плоскостей, то вполне вероятно, что глубинная подвижка, вызвавшая землетрясение, произошла именно по этому разлому.

На практике методика «определения плоскости разлома по сейсмограммам», как называется эта процедура, гораздо сложнее, чем в описанном простом примере. Как сами траектории волн, так и оболочки Земли, через которые проходят волны, заметно искривлены; плоскости разломов не всегда вертикальны, а векторы смещения *не обязательно горизонтальны.* Тем не менее в информацию, получаемую от отдаленных станций, вносят необходимые поправки, и с помощью стереографических или подобных проекций обычно удается получить трехмерную картину квадрантного *распределения* первых вступлений. Эта методика, впервые предложенная Байерли, оказалась наиболее мощным орудием сейсмологов и, как будет показано ниже, предоставляет в настоящее время

неопровержимые доказательства в пользу теории раздвигания океанического дна.

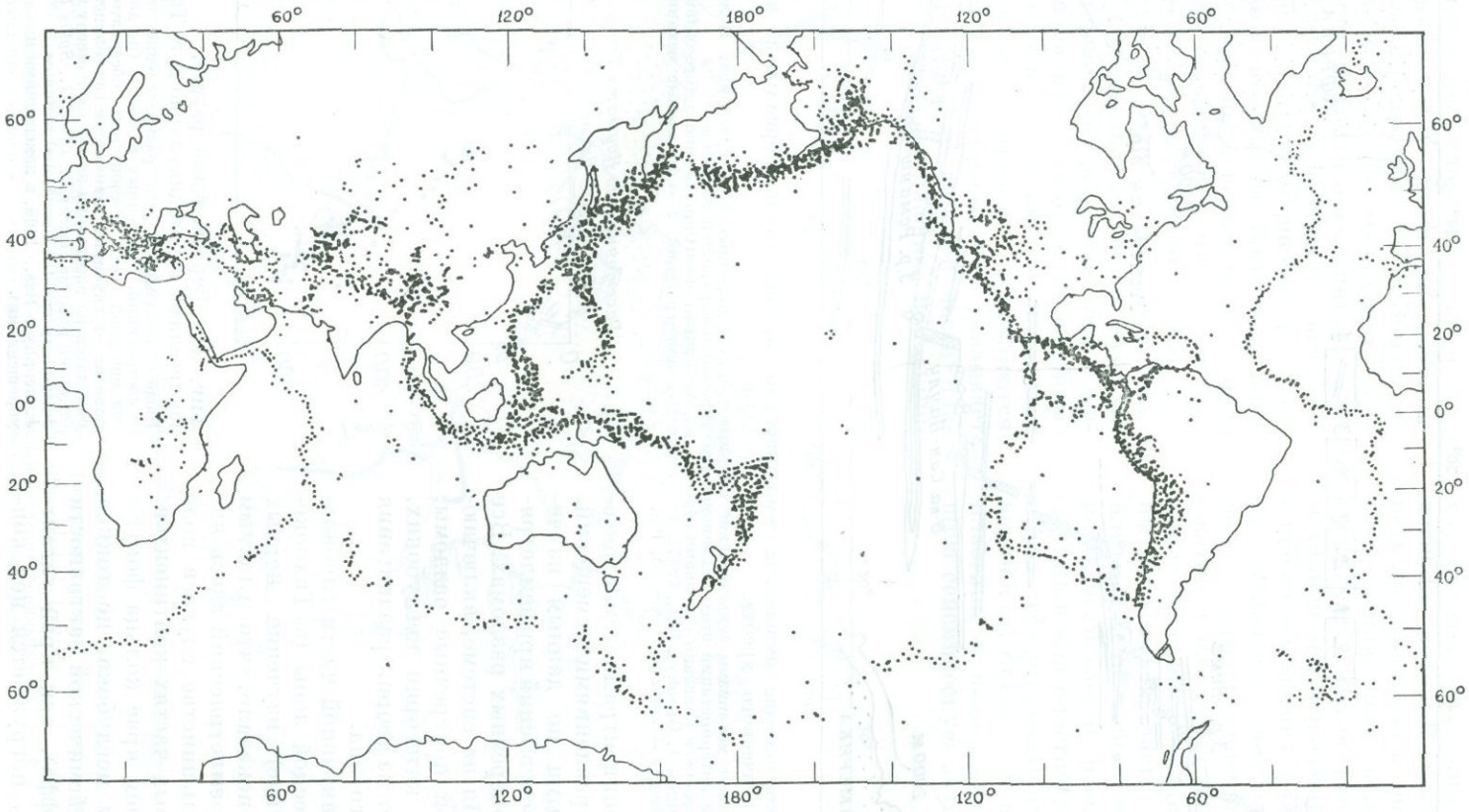
Несмотря на то что кинематическая модель, обычно используемая при изучении первых вступлений, основана на теории образования разрывных смещений, она подходит не только к возникновению разрывов. Например, та же диаграмма направленности первых вступлений волн P теоретически может образоваться и при внезапной дисторсии, соответствующей деформации чистого сдвига. Таким образом, внезапное проявление текучести иного рода, нежели образование сколов или, возможно, симметричных сопряженных сколов, подобных наблюдаемым в экспериментах, будет давать такие же диаграммы направленности излучения волн P, как и при простом скалывании. Согласно материалам теоретического изучения, диаграмма направленности первых вступлений волн S для простого скалывания отличается от диаграммы для более симметричного очага. Но точно определить первые вступления волн S трудно, поэтому большинство сейсмологов довольствуются исследованием диаграмм направленности излучения только для волн P. При этом механизм очага выражается характеристиками модели простого скалывания или модели чистого сдвига, смотря по тому, какая модель кажется наиболее приемлемой. Если же выясняется, что очаг имеет более симметричный характер, то биссектрисы углов между нодальными плоскостями и нулевое направление диаграммы направленности излучения можно считать главными осями деформации и, если допустить изотропность механических свойств, главными осями напряжений.

Глобальная сейсмичность

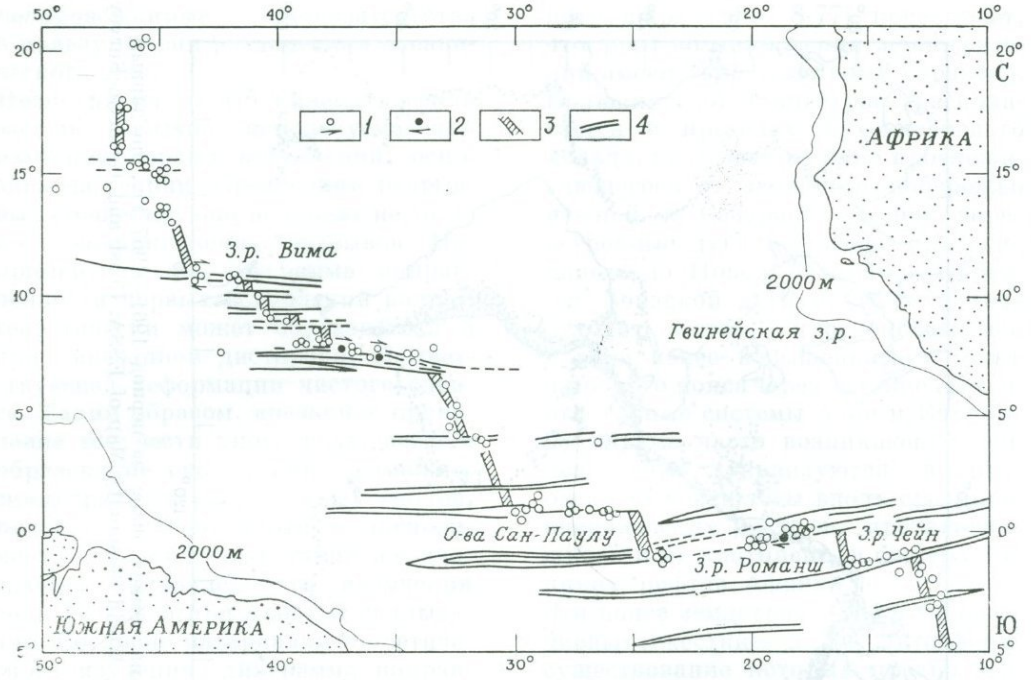
Карта распределения эпицентров землетрясений на поверхности земного шара (фиг. 8-77) показывает, что зоны возникновения землетрясений имеют узко локальный характер. Большинство эпицентров располагается в пределах Тихоокеанского кольца, почти непрерывно прослеживающегося от западного побережья Южной и Северной Америк через островные дуги на севере и западе, вплоть до Новой Зеландии. В районе Зондской дуги от этого кольца отходит ветвь, протягивающаяся в виде менее насыщенного и более широкого пояса через великие третичные горные системы Азии и Европы. Остальные часто возникающие землетрясения локализуются в виде очень узкой полосы вдоль срединно-океанических хребтов, протягивающихся и на континент, в систему Великих рифтов Африки.

Эти пояса землетрясений грубо очерчивают «жесткие» плиты литосферы, существование которых предполагается гипотезой раздвигания океанического дна (подробнее эта гипотеза рассмотрена в гл. 12); сильную поддержку этой теории оказали в последнее время результаты изучения первых вступлений в разных частях сейсмических поясов.

Принимая для описания фокального механизма модель простого скалывания и считая одну из нодальных плоскостей поверхностью разлома, сейсмологи определяют характер смещений в разных частях глобальной сейсмической зоны. По имеющимся данным, землетрясения, возникающие на срединно-океанических хребтах, бывают двух типов: вдоль центральных рифтов они соответствуют образованию нормальных сбросов, а вдоль зон поперечных разрывов они соответствуют сбросо-сдвиговым смещениям, или смещениям по простиранию разломов (strike-slip faulting), причем знак движения подтверждает правильность теории трансформных разломов. Например, на фиг. 8-78 показана часть Срединно-Атлантического хребта с отмеченны-



ФИГ. 8-77. Распределение эпицентров землетрясений, происшедших *на земном шаре за* период 1961—1967 гг., по данным Береговой и Геодезической службы США (*Barazangi M., Dorman J.*, World Seismicity Map of ESSA, Coast and Geodetic Survey Epicenter Data for 1961—1967, Bull. Seismol. Soc. Am., 1969).

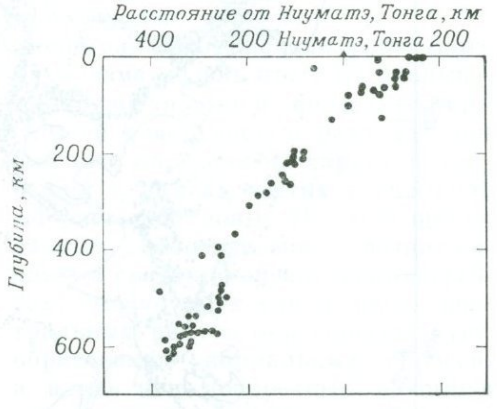


ФИГ. 8-78. Расположение эпицентров землетрясений (кружки) в экваториальной части Срединно-Атлантического хребта.

Показаны фокальные механизмы землетрясений (жирные точки) в широтных зонах разломов. Полученные в результате интерпретации этих механизмов простирания поверхностей разломов и направление подвижек показаны стрелками (*Sykes L. R.*, Mechanism of earthquakes and nature of faulting on mid-oceanic ridges, J. Geophys. Res., 1967). *1* — эпицентры землетрясений; *2* — фокальные механизмы; *3* — гребень хребта; *4* — зоны разломов (З. Р.).

ми на нем эпицентрами землетрясений и направлениями смещений, установленными по данным изучения первых вступлений при землетрясениях на поперечных разломах. Все землетрясения на системе, включающей хребет и поперечные разломы, относятся к категории неглубоких, как и следует из теории раздвигания океанического дна.

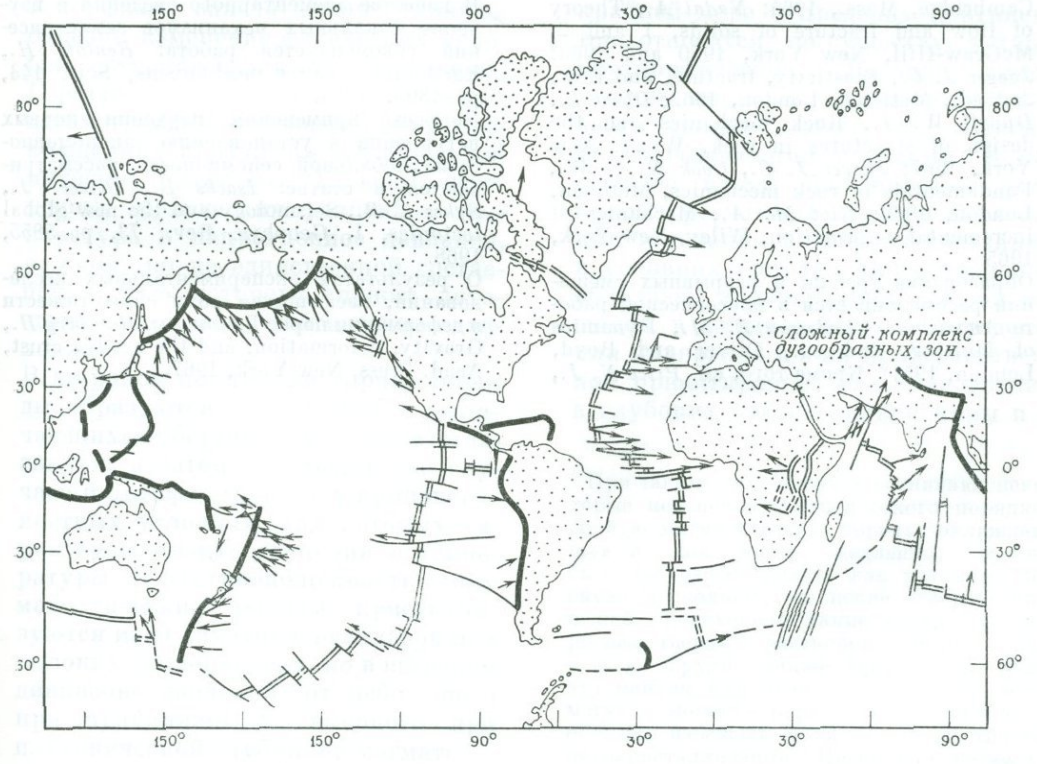
В наиболее активной части глобальной сейсмической зоны (в Тихоокеанском кольце) изучение первых вступлений показало, что главным механизмом землетрясений здесь является в большинстве случаев поддвиг в краевых частях континентов. На внутреннем крае кольца фокусы расположены неглубоко, но тонкая пластина сейсмической активности (зона Бениоффа), как край гигантского блюда, погружается под кон-



ФИГ. 8-79. Вертикальный разрез, построенный перпендикулярно дуге Тонга.

Разрез показывает, что распределение очагов землетрясений, отмеченных в 1965 г. (по данным сейсмической сети Ламонтской обсерватории), зависит от глубины. Некоторые из эпицентров находятся на расстоянии до 150 км к северу и югу от линии разреза (*Isacks B., Oliver J., Sykes L. R.*, Seismology and the new global tectonics, J. Geophys. Res., 1968, с изменениями и упрощениями).

тиненты под углом около 45° и прослеживается местами до глубины 600 км и более (фиг. 8-79). Землетрясения в этой зоне происходят часто и достигают большой магнитуды, а их наблюдаемые особенности очень хорошо согласуются с рисуемой сторонниками концепции тектоники плит картиной погружения толстой пластины, образованной материалом литосферы и коры. Однако определения плоскости разрыва по сейсмограммам показывают, что существует характерное распределение типов механизма в зависимости от глубины. Непосредственно под глубоководным желобом, например, проявляются нормальные сбросы, что указывает на растяжение верхней части пластины. Это растяжение, по-видимому, связано с резким поперечным изгибом, который должна испытывать пластина, когда она подворачивается вниз, погружаясь под край континента. Под островными дугами механизм землетрясений согласуется с представлениями о развитии надвига (поддвига), а на большой глубине — с представлением о сильном сжатии в плоскости пластины. Землетрясения, очевидно, приурочены к верхней части литосферной плиты. Если сейсмическая активность вызывается реакциями дегидратации или пластическим течением пород, сформировавшихся близ поверхности, то именно в верхней части пластины и надо ожидать наибольшую сейсмическую активность.



ФИГ. 8-80. Карта распределения главных рифтов (двойные тонкие линии), трансформных разломов (тонкие одиночные линии) и дуг (жирные линии) на земном шаре (*Isacks B., Oliver J., Sykes L. R.*, Seismology and the new global tectonics, J. Geophys. Res., 1968). Показаны векторы смещения, полученные по данным изучения фокальных механизмов. Стрелки указывают направление движения отдельных блоков относительно соседних блоков.

Эти данные суммированы на фиг. 8-80, где показаны векторы смещения, полученные из определений плоскости разлома по сейсмограммам. Отчетливо видно движение блоков коры от срединно-океанических хребтов к островным дугам.

Рекомендуемая литература

В качестве справочного пособия по терминологии, относящейся к исследованиям механических свойств горных пород, см. *Handin J.*, Handbook of physical constants, sect. 2, Strength and Ductility, Geol. Soc. Am., Mem. 97, 1966.

Основные положения теории напряженного состояния, деформации и общей механики твердого тела изложены в следующих работах: *Bridgman P. W.*, Studies in large plastic flow and fracture, Harvard Univ. Press, Cambridge, Mass., 1964; *Nadai A.*, Theory of flow and fracture of solids, 1 and 2, McGraw-Hill, New York, 1950 and 1963; *Jaeger J. C.*, Elasticity, fracture, and flow, 2nd ed., Methuen, London, 1962; *Obert L., Duvall W. I.*, Rock mechanics and the design of structures in rock, Wiley, New York, 1967; *Jaeger J. C., Cook N. G. W.*, Fundamentals of rock mechanics, Methuen, London, 1969; *Biot M. A.*, Mechanics of incremental deformation, Wiley, New York, 1965.

Образование трещин и разрывных смещений рассматривается в классической работе Андерсона (*Anderson E. M.*, Dynamics of faulting, 2nd ed., Oliver and Boyd, London, 1951). Кроме того, см. *Price N. J.*, Fault and joint development in brittle and semi-brittle rock, Pergamon, New York, 1966; *Hafner W.*, Stress distribution and faulting, Geol. Soc. Am. Bull., **62**, p 379, 1961.

Вопросы, касающиеся образования надвигов, рассматриваются в статье: *Hubbert M. K., Rubey W. W.*, Geol. Soc. Am. Bull., **70**, p. 115, 1959.

Исчерпывающий обзор классических представлений о напряжении и деформации и вопросов практического изучения складчатости в горных породах содержится в книге: *Ramsay J.*, Folding and fracturing of rocks, McGraw-Hill, New York, 1967.

Некоторые теоретические и практические вопросы деформации горных пород и введение в петроструктуру тектонитов изложены в книге: *Turner F. J., Weiss L. E.*, Structural analysis of metamorphic tectonites, McGraw-Hill, New York, 1963.

Много интересных статей, связанных с проблемами деформации горных пород и сейсмичности, собрано в книге: *Griggs D., Handin J.* eds., Rock deformation, Geol. Soc. Am., Mem. 79, 1960.

В качестве элементарного введения в изучение фокальных механизмов землетрясений рекомендуется работа: *Benioff H.*, Earthquake source mechanisms, Sci., **143**, p. 1399, 1964.

Вопросы применения изучения первых вступлений к установлению закономерностей глобальной сейсмичности рассматриваются в статье: *Isacks B., Oliver J., Sykes L. R.*, Seismology and the new global tectonics, J. Geophys. Rev., **73**, p. 5855, 1968.

О результатах экспериментальных исследований, касающихся роли силы тяжести в деформации пород Земли, см. *Ramberg H.*, Gravity, deformation, and the earth's crust, Acad. Press, New York, 1967.

Глава 9 МЕТАМОРФИЗМ

Метаморфические породы возникли за счет магматических и осадочных в результате изменения их минерального состава. Этот процесс минералогических преобразований и был назван *метаморфизмом*. Как мы увидим далее, существуют многочисленные доказательства того, что метаморфизм запечатлевает главным образом изменение физических условий существования горных пород. Гораздо реже наряду с физическими параметрами в метаморфических превращениях играли заметную роль химические факторы. Главные переменные физических условий — температура и направленное давление, важной, но не единственной составной частью которого служит литостатическое гидростатическое давление.

В широком понимании горные породы образуются в двух четко различающихся обстановках. Осадки отлагаются, а затем в большинстве случаев и литифицируются в приповерхностных условиях, для которых характерны низкие давления и температуры. В противоположность этому магматические породы кристаллизуются из силикатных расплавов при высоких температурах, но в широком диапазоне давлений, от небольшого при вулканизме до высокого при плутонической глубинной магматической деятельности. Между этими двумя типами обстановок формирования горных пород в земной коре существует обширный интервал температур и давлений, с которым и связан феномен метаморфизма.

Проявления метаморфизма широко распространены. Весьма значительная часть всех пород, обнажающихся на поверхности Земли и развитых под осадочным чехлом мощностью не более нескольких километров, по крайней мере в пределах континентов, относится, по существу, к типу метаморфических. Главная масса земной коры, а также отдельные части мантии [1], вероятно, сложены метаморфическими породами. В настоящее время большинство этих пород в результате перекристаллизации и течения в твердом состоянии в условиях направленного давления обладают анизотропией, выражающейся в неоднородном распределении минералов и в их пространственной ориентировке. Эта анизотропия в глубоких частях земной коры и в

[1] При такого рода оценках возникают некоторые неясности семантического порядка. Любую магматическую породу, охлаждавшуюся достаточно медленно, можно было бы рассматривать как метаморфическую, поскольку уже после отвердевания в ней происходили такие процессы, как распад твердых растворов, упорядочение и т. д. Трудно также представить себе, что мантия или даже некоторая ее часть могут с момента образования каким-либо образом избежать полной или частичной перекристаллизации. Несколько метаморфический характер медленно охлаждавшихся тел плутонических пород может отчасти объяснить, почему иногда ставится под сомнение магматическая природа гранитов.

мантии должна серьезнейшим образом учитываться при оценке теплового потока, интерпретации сейсмических и ряда других геофизических явлений.

Прямые признаки метаморфизма

Повсеместно в пределах обширных регионов сильно эродированных корневых частей горных систем и древних щитов или в относительно небольших оторочках интрузивных массивов мы встречаем породы, которые некогда явно были осадочными или магматическими, но в настоящее время по структуре и минеральному составу резко от них отличаются. Эти породы, несомненно, относятся к классу метаморфических. При наблюдениях большого масштаба выявляется, что химическое своеобразие и стратиграфическое положение каждой метаморфической формации или пласта обычно выдерживаются в пространстве и во времени. Например, в центральной части Цейлона в толще грубозернистых метаморфических пород, переслаивающихся с породами почти гранитоидного характера, на протяжении десятков километров хорошо прослежена мощная формация, которая некогда состояла из песчаников и известняков. Установлена не только непрерывность распространения этой формации, но и сохранились ее первичные стратиграфические взаимоотношения с другими толщами. Песчаники в результате метаморфизма превратились в грубозернистые кварциты, а известняки — в кристаллические мраморы. У контактов батолита Боулдер в Монтане, США, известняки и доломиты, загрязненные силикатным материалом, перекристаллизовались и превратились в пределах полосы в несколько сотен метров от интрузива в известково-магнезиально-силикатные породы. Однако и в этом случае легко распознается своеобразие отдельных горизонтов, сопоставимых с их неизмененными эквивалентами, так что их четко можно выделять при картировании как вполне самостоятельные единицы.

При детальных наблюдениях даже в полностью перекристаллизованных породах удается наблюдать унаследованные тонкие особенности дометаморфических структур. Такие, например, детали строения вулканических пород, как миндалины (выполненные минералами каверны) и даже подушечная отдельность, сохраняются в породах, минеральный состав которых в настоящее время целиком отвечает условиям кристаллизации при относительно низкотемпературном метаморфизме. И наоборот, в метаморфизованных осадках с полосчатостью, унаследованной от слоистости, удается различить остатки фауны, замещенные в настоящее время высокотемпературными силикатами, например волластонитом $CaSiO_3$.

Длительный опыт изучения метаморфических толщ в настоящее время уже позволяет геологу по одному характерному минералу или их ассоциации однозначно определять метаморфическое происхождение какой-либо горной породы, даже в тех случаях, когда отсутствуют упоминавшиеся выше реликтовые структурные признаки. Становится очевидным, что для подавляющего большинства метаморфических пород можно оценить в общих чертах их раннюю магматическую или осадочную эволюцию. Все это свидетельствует о значительной подвижности земной коры.

Границы и типы метаморфизма

Сфера метаморфизма заключена между низкотемпературной обстановкой седиментации и высокотемпературными условиями генерации магмы в результате плавления горных пород. При подобном определении к ме-

таморфизму относятся, очевидно, и некоторые низкотемпературные процессы, называемые диагенетическими и протекающие при уплотнении погребенных осадков. Область метаморфизма захватывает также и условия, при которых в присутствии воды начинают плавиться наиболее легкоплавкие минералы. В такой обстановке возникают смешанные комплексы, в которых настоящие метаморфические породы слагают лишь отдельные прослои и тесно перемежаются с некогда расплавленным материалом, более или менее близким по составу к граниту. Метаморфизм происходит при существенно твердом состоянии горных пород без участия или почти без участия силикатных жидкостей (расплавов). Однако, как мы увидим далее, газовая фаза (H_2O—CO_2) может играть важную роль при метаморфизме, даже в тех случаях, когда к настоящему моменту она присутствует в породах в незначительных количествах.

Наиболее вскрыты эрозией и доступны наблюдению коровые метаморфические породы. Поэтому, не забывая о том, что в действительности метаморфизм проявляется до глубины значительно ниже земной коры, мы тем не менее будем здесь рассматривать его, по существу, как коровое явление. Это положение определяет границы физических условий, обусловливающих разнообразие представителей в семействе метаморфических пород. Геотермический градиент в земной коре весьма изменчив, однако при любой его величине горные породы начинают плавиться или в случае достижения температуры порядка 1000°, или несколько раньше. Этим приближенно определяется верхняя термическая граница существования метаморфических пород. Местами мощность земной коры достигает 70 км. Верхний предел давления в основании колонны горных пород такой мощности можно принять в 20 кбар. Соотношения давления и температуры в любом конкретном случае метаморфизма зависят от локального геотермического градиента, а часто и непосредственно от проявляющейся одновременно в этом районе магматической деятельности. В метаморфических породах обычно наблюдаются признаки деформации, обусловленной направленным давлением. Однако о величине такого ориентированного давления мало известно, помимо того что ориентированные напряжения такой же или большей величины могут в течение длительного времени сохраняться в породах, находящихся скорее в холодном, чем в горячем состоянии. Появление газовой фазы, например в результате реакций дегидратации, заметно понижает устойчивость пород к разрушению под воздействием сколовых усилий, а соответственно — и верхний предел выдерживаемых ими негидростатических напряжений.

Градиенты температуры — давления связаны со специфическими обстановками в земной коре. В тех случаях, когда удается проследить последовательность изменений минерального состава и структуры от неизмененных до полностью метаморфизованных пород, можно также выявить и метаморфические градиенты. При наличии такого рода данных мы говорим об увеличении степени метаморфизма или о *ступенях* метаморфизма. Признано целесообразным различать несколько общих типов метаморфизма, соответствующих нескольким также общего характера обстановкам в земной коре со свойственными им температурами и давлениями.

Контактовым метаморфизмом называют изменения горных пород поблизости от интрузивных магматических тел. По мере приближения к непосредственному контакту с интрузивами метаморфизм явно усиливается, степень метаморфизма возрастает. Зона метаморфизма вокруг интрузи-

вов называется *контактовым ореолом*.

Региональный метаморфизм осуществляется в пределах больших площадей (вероятно, в тысячи квадратных километров). В этом термине нет смыслового оттенка причины метаморфизма. Регионально метаморфизованные толщи могут рассекаться телами гранитов, становление которых происходило на некотором этапе метаморфической эволюции. Однако каких-либо простых соотношений между интенсивностью метаморфизма и расстоянием до непосредственного контакта интрузивов не наблюдается. Вероятные общие соотношения регионального метаморфизма, региональной деформации и гранитных интрузий имеют несколько дискуссионных аспектов, которые будут рассмотрены ниже.

Метаморфизм погружения соответствует прогрессивным изменениям, прямо коррелирующимся, по геологическим данным, со стратиграфической глубиной в заполнении геосинклинали. Он представляет собой простейший тип регионального метаморфизма.

В тех случаях, когда региональный метаморфизм сопровождается становлением тел гранитов, обычно невозможно провести резкую границу между эффектами регионального и контактового метаморфизма. Иногда, вероятно, сами по себе граниты отражают кульминационный момент метаморфизма, возникая на таких участках, где температуры метаморфизма локально превышают границы поля плавления горных пород. Вместе с тем в регионально метаморфизованных толщах изучены и очень четкие контактовые ореолы, возникшие, однако, под наложенным воздействием позднее внедрившихся посттектонических гранитных плутонов.

В заключение отметим, что существуют проявления метаморфизма, обычно локальные, которые не удается отнести ни к типу контактового, ни к типу регионального. К числу таких специфических случаев относятся изменения обломков пород, погруженных в горячую магму, особенно в базальтовые лавы, с высокой температурой при низком давлении, получившие название *пирометаморфизма*. Термином *дислокационный метаморфизм* обозначают локальные изменения в зонах интенсивных деформаций.

Метаморфические породы

Химизм

В метаморфических породах частично сохранились черты, унаследованные от исходных пород, а частично запечатлелись особенности их реакции на изменения обстановки. Например, в процессе преобразования глинистых сланцев в слюдяные кристаллические сланцы в химизме последних еще сохраняются многие особенности первичного для них осадочного субстрата. Любое изменение валового химического состава отражает интенсивный обмен веществом между данной породой и окружающей ее средой. Такой обмен осуществляется посредством диффузии отдельных компонентов, особенно вдоль межзерновых границ, в застойных поровых водных флюидах, а также в результате диффузии самой флюидной фазы в направлении локальных градиентов давления. Интенсивность обмена веществом зависит от химических потенциалов компонентов, проницаемости горных пород и масштабов проявления процесса.

В микроскопическом масштабе изменения химического состава в данном месте могут быть очень значительными. В метаморфических породах высокой ступени часто присутствуют кристаллы альмандинового граната $(Fe, Mg, Mn)_3Al_2Si_3O_{12}$ диаметром 1—2 см. Каждый такой кристалл за-

мещает тонкозернистый кристаллический агрегат, вероятно, состоявший из мусковита, биотита, хлорита, кварца и занимавший ранее этот объем. Между этим агрегатом и окружающей средой при кристаллизации граната должен был проявиться интенсивный обмен компонентами. В несколько более широком масштабе в метаморфических породах проявляется тенденция к обособлению прослоев или линз толщиной около 1 мм или несколько больше, сложенных простыми минеральными ассоциациями. Такие прослои обычно приурочены к унаследованным от исходных пород или к возникшим при метаморфизме плоскостям слоистости и листоватости. Примером образований этого рода могут служить чередующиеся прослои кварц-альбитового и эпидот-хлорит-мусковитового состава в кристаллических сланцах, возникших за счет подвергшихся рассланцеванию ранее однородных граувакк. В деталях природа таких процессов сегрегации остается недостаточно понятной. Обычно их называют *метаморфической дифференциацией*.

В еще более крупном масштабе, например в масштабе штуфа или отдельного обнажения, химический состав большинства метаморфических пород по существу остается неизменным, за исключением вариаций содержания наиболее летучих компонентов, в особенности воды и двуокиси углерода. Полосчатые слюдяные кристаллические сланцы с включениями крупных кристаллов граната в целом сохраняют общий состав, соответствующий несколько дегидратированному глинистому сланцу. Амфиболиты, сложенные ассоциацией сфен — эпидот — андезин — роговая обманка, несомненно, химически эквивалентны базальтам или диабазам, но претерпевшим гидратацию. Возможно, однако, существуют определимые различия в содержании малых элементов. Так, в регионально метаморфизованных породах по мере усиления метаморфизма могут значительно уменьшаться содержания тория и урана. С другой стороны, в полосчатых метаморфических породах, возникших за счет граувакк и базальтов на Южном острове Новой Зеландии, содержания малых элементов сохранились в процессе метаморфизма без сколько-нибудь заметных изменений. Такие же соотношения установлены в амфиболитах докембрийского фундамента Бразильского щита поблизости от Сан-Паулу. Эти метаморфические породы, как и в Новой Зеландии, унаследовали от исходных базальтоидов характерное распределение малых элементов, отличающееся повышенными содержаниями хрома, никеля, кобальта и ванадия. Содержания главных компонентов в большинстве бразильских амфиболитов не отклоняются сколько-нибудь значительно от величин, характерных для насыщенных толеитовых базальтов.

Довольно неожиданно, что метаморфизм в этом масштабе обычно приближается к строго изохимическому, как это должно было бы иметь место в системе, закрытой для всех компонентов, кроме летучих (вода, двуокись углерода). Вместе с тем при метаморфизме нередки и значительные изменения состава, проявляющиеся, однако, локально. В этом отношении наиболее известно замещение кальцитовых и доломитовых пород *скарнами*, состоящими из силикатов кальция, магния и железа и приуроченными к непосредственному контакту с интрузивными телами. В таких случаях, несомненно, должен осуществляться интенсивный обмен веществом между магматическими и карбонатными породами. Замещение одного минерала или их ассоциации другими иного состава без участия в этом процессе расплавов называется *метасоматозом*. В контактовых ореолах, особенно на участках развития скарнов на кон-

такте гранитов и известняков, поступление магматических газов с необычно высокими содержаниями таких элементов, как олово, вольфрам, медь или железо, может приводить к образованию промышленно важных метасоматических рудных тел.

В одном второстепенном аспекте метаморфизм, особенно в региональном масштабе, обычно отклоняется от изохимической модели. При метаморфизме проявляются, устойчиво следуя определенной тенденции, заметные изменения изотопного состава кислорода, выявляющиеся при анализе валовых проб породы. Такие изменения свидетельствуют о свободном обмене кислородом между метаморфизующейся породой и некоторым внешним резервуаром, из которого в процессе перекристаллизации непрерывно поступает диффундирующая сквозь породу вода. Анализ изотопного состава кислорода в метаморфических минералах и породах, несомненно, имеет большие перспективы для оценки источников и систем циркуляции воды в метаморфических циклах, а также для оценки температур, при которых достигались конечные равновесия метаморфизма.

Структура

Структура метаморфических пород отражает своеобразное условие метаморфизма — рост и взаимодействие кристаллов, «борющихся» за пространство в существенно твердой среде. Размеры кристалла, природа внешних его граней, совершенство их развития определяются комплексом условий, связанных с образованием центров кристаллизации, диффузией ионов и поверхностной энергией каждой из граней по отношению к прилегающей среде. Обстановка кристаллизации при метаморфизме, таким образом, коренным образом отличается от условий роста кристаллов в податливом, внутренне неупорядоченном магматическом расплаве, в котором по существу отсутствуют негидростатические напряжения. Так, в метаморфических породах у определенных минералов проявляется тенденция к образованию собственных идиоморфных граней, которая, однако, не имеет никакого отношения к порядку кристаллизации во времени. Свойством образовывать идиоморфные кристаллы обладают многие ортосиликаты. Типичными примерами таких минералов могут служить гранат, ставролит, кианит, андалузит и эпидот. У этих же минералов, хотя и не всегда, проявляется тенденция к образованию редких центров кристаллизации и росту в виде относительно крупных порфиробластов диаметром иногда более 1 см. В отличие от этого у силикатов со слоистой и ленточной кристаллической структурой развиваются лишь простейшие грани, особенно {001} у слюд и {110} у амфиболов. У каркасных силикатов с открытой структурой, особенно у кварца и полевых шпатов, а также у большинства карбонатов границы зерен редко бывают представлены рациональными гранями.

Для многих метаморфических пород очень характерны структуры течения, обусловленные их медленным приспособлением к длительно воздействующим тектоническим напряжениям. Древние текстурные элементы, например слоистость, сминаются в складки во всех масштабах. Вследствие локализованных сколовых усилий или более проницающего пластического течения развиваются новые плоскостные текстуры — кливаж сланцеватости, сланцеватость и листоватость. В таких породах широко проявляется предпочтительная ориентировка минералов.

Номенклатура и классификация

При общем описании и обсуждении метаморфизма нужна по возможности простая терминология. Номенклатура и общие классификации строятся на использовании некоторой комбинации легко распознаваемых структурных (текстурных), минералогических и химических критериев.

По текстурному признаку среди метаморфических пород выделяются следующие типы:

Аспидные сланцы — тонкозернистые минералогически гомогенные слюдистые породы с одной очень совершенной системой кливажа сланцеватости (*способность раскалываться* на тонкие пластинки), ориентированного независимо по отношению к поверхности напластования.

Кристаллические сланцы — грубозернистые, расщепляющиеся на характерные пластинки породы, обладающие одной или несколькими системами поверхностей листоватости или сланцеватости, причем на главной из таких поверхностей обычно проявляется также линейная ориентировка, параллельная оси микроскладок. *Филлиты* имеют промежуточный характер между аспидными и кристаллическими сланцами.

Гнейсы — грубозернистые, обогащенные полевым шпатом породы с грубой листоватостью, определяющейся волнистыми субпараллельными прослойками слюды или роговой обманки.

Гранулиты — плосколистоватые бесслюдистые породы, сложенные минеральными ассоциациями высоких ступеней метаморфизма: кварц — полевой шпат и гранат — пироксен — полевой шпат.

Роговики — тонкозернистые породы, совершенно лишенные кливажа и сланцеватости и состоящие из плотного агрегата неориентированных изометричных зерен; иногда присутствуют порфиробласты некоторых минералов (андалузита, кордиерита, биотита).

Приведенные выше и другие названия можно уточнить определениями, отражающими химический или минеральный состав. Мы говорим, например, о метапелитовых роговиках (имеющих глиноземистый состав, унаследованный от исходных глинистых сланцев) или о магнезиальных кристаллических сланцах (возникших за счет серпентинитов). Метапелитовые породы можно еще точнее определять названиями, включающими понятие о минеральном составе, например андалузит-кордиеритовые роговики или альмандин-кианитслюдяные кристаллические сланцы. Кроме того, общеприняты также несколько специальных названий пород специфического минерального состава:

Мрамор сложен преимущественно агрегатом перекристаллизованных зерен кальцита или доломита.

Кварцит состоит почти из одних перекристаллизованных зерен кварца.

Амфиболит — роговообманково-плагиоклазовая порода.

Тальковый камень — магнезиальная порода, состоящая в основном из талька с примесью тремолита, хлорита или карбонатов.

Скарны, или тактиты, — известково-магнезиальные силикатные породы, образующиеся на контактах магматических (особенно гранитных) пород с известняками или доломитами.

В заключение отметим, что в определенных контекстах удобно группировать породы в соответствии с их происхождением, присваивая соответствующие наименования. Так, все метаморфизованные андезиты можно назвать *метаандезитами*. Сходное значение имеют термины *метаосадочный*, *метакремень*, *метабазальт* и т. п.

Проявления меняющихся физических условий земной коры в метаморфических породах

Методы подхода к проблеме

Минеральный состав и структуры несут фрагменты информации о процессах кристаллизации и дальнейшей эволюции как магматических, так и метаморфических пород. В метаморфических породах наиболее важные сведения получают по ассоциациям минералов, которые в известной мере фиксируют условия процесса метаморфизма. Поскольку земная кора в значительной мере состоит из метаморфических пород, реконструкция эволюции крупных сегментов и даже земной коры в целом зависит от того, насколько правильно мы умеем понимать признаки *проявления различных физических условий* в метаморфических породах. Такое понимание возможно при разностороннем подходе к проблеме в нескольких направлениях:

1. При геологическом картировании получают информацию о современном *распределении типов пород*, их структуре и взаимоотношениях. В благоприятных случаях удается определить вероятные пределы глубины погребения. Исходя из узора деформации широкого масштаба в целом и складчатости, в частности, можно вынести некоторые суждения о возможном распределении обусловленных напряжениями пластических течений при метаморфизме.
2. При минералогических исследованиях не только определяются главные ассоциации метаморфических минералов, но также выявляются последовательные ступени эволюции минерального и химического составов *пород в процессе прогрессивного* их метаморфизма.
3. Химические анализы пород и слагающих их минералов, особенно определения изотопного состава некоторых элементов (Sr, Rb, O и др.), дают дальнейшую информацию об эволюции состава и позволяют оценить фактор времени в последовательности событий, *совместно составляющих* метаморфический цикл.
4. О влиянии физических параметров на метаморфические реакции можно судить по данным экспериментального изучения равновесий и скорости реакций в системах соответствующих *минеральных фаз. Исходя из* этих экспериментальных данных, метаморфические градиенты, установленные при геологических и минералогических исследованиях в соответствии с пунктами 1 и 2, можно интерпретировать в величинах градиентов температуры и давления в пространстве и во времени.

Для того чтобы правильно интерпретировать причины наблюдаемых метаморфических реакций и уменьшить количество необходимых экспериментов, а также с целью выявления присущих эксперименту неточностей и оценки неизбежных допущений мы должны прибегать к использованию *некоторых общих принципов* термодинамики.

Предварительные данные об основных принцицах термодинамики

Рассмотрим *прогрессивный метаморфизм*, проявляющийся в результате одновременного увеличения температуры и давления. Такое изменение физических параметров обычно и происходит в природе — по мере увеличения глубинности возрастают как давление, так и температура. В конкретных случаях градиент dT/dP зависит от локальных условий. Метаморфические превращения относятся к нескольким простым типам:

А. Твердое → твердое + газ [1]

$Mg(OH)_2 \rightarrow MgO + H_2O$ Брусит Периклаз Газ	Как ΔS, так и ΔV имеют положительную величину, значительную при небольших давлениях, но приближающуюся к нулю при высоких давлениях
$MgCO_3 \rightarrow MgO + CO_2$ Магнезит Периклаз Газ	
$3Fe_2O_3 \rightarrow 2Fe_3O_4 + {}^1/_2O_2$ Гематит Магнетит Газ	
$FeS_2 \rightarrow FeS + S$ Пирит Троилит Газ	

Б. Твердое → твердое

1) Полиморфные превращения Al_2SiO_5 Кианит → силлиманит	ΔS и ΔV обычно имеют один знак (здесь положительный)
2) Превращения порядок → беспорядок $KAlSi_3O_8$ Упорядоченный полевой шпат → неупорядоченный полевой шпат	ΔS и ΔV положительные; ΔV мало
3) Реакции смешения: $KAlSi_3O_8 + NaAlSi_3O_8 \rightarrow$ щелочной полевой шпат Ортоклаз Альбит Твердый раствор	ΔS и ΔV положительные; ΔV мало
4) Реакции между твердыми веществами $NaAlSi_3O_8 \rightarrow NaAlSi_2O_6 + SiO_2$ Альбит Жадеит Кварц	ΔS и ΔV большие, одинакового знака (здесь отрицательные)

[1] При постоянном давлении должна проявляться тенденция к самопроизвольному протеканию таких реакций по мере увеличения температуры. Для понимания таких реакций необходимо знать кривые равновесного давления паров соответствующей фазы или кривые моновариантных равновесий реакции, а также данные о составе флюидных фаз.

В действительности метаморфические реакции в горных породах осуществляются сложнее, чем это показано в приведенных выше простых примерах. Независимо от того, к какому из перечисленных типов они относятся, в реакциях участвуют твердые или флюидные растворы. Тем не менее достаточно знать относительные изменения объема и энтропии реакции для того, чтобы определить, в каком направлении должно смещаться равновесие при тех или иных изменениях температуры и давления. Поскольку ΔS и ΔV обычно имеют одинаковый знак, давление и температура оказывают противоположное влияние, смещая равновесие в разные стороны. Например, равновесие

$$\underset{\text{Кальцит}}{CaCO_3} + \underset{\text{Кварц}}{SiO_2} \rightarrow \underset{\text{Волластонит}}{CaSiO_3} + CO_2$$

смещается слева направо или в результате увеличения температуры при постоянном давлении, или вследствие уменьшения давления при постоянной температуре. Большинство геологов считают, что волластонит при метаморфизме образуется в результате первой из двух указанных выше причин. Таким образом, существует тенденция ставить знак равенства между степенью метаморфизма и температурой. При обсуждении метаморфических реакций, однако, лучше параллелизовать увеличение степени метаморфизма с ростом энтропии; при таком подходе учитывается возможность увеличения степени метаморфизма в результате падения давления при постоянной или даже понижающейся температуре.

По характеру ΔS и ΔV возможных метаморфических превращений выявляют их относительную чувствительность к изменениям температуры и давления. Ясно, например, что превращение альбита в жадеит и кварц должно быть чувствительным как к понижению температуры, так и к увеличению давления. Однако разупорядочение полевого шпата очень чувствительно к увеличению температуры, но мало зависит от дав-

ления. Во всех случаях достаточно хорошо понятны вариации величины свободной энергии твердых фаз в результате изменений температуры и давления. Гораздо менее ясно возможное влияние негидростатического напряжения. Обычно допускают, что отклонения от гидростатических условий невелики, в связи с чем ориентированные напряжения в большинстве случаев игнорируются при рассмотрении метаморфических равновесий. Время и эксперимент покажут, всегда ли справедливо это допущение.

Поскольку метаморфические реакции обычно представляют собой комбинации всех простых типов реакций, рассмотренных выше, они могут определяться соответственно большим числом частично независимых переменных: P, $P_{\text{ориент}}$, T, P_{H_2O}, P_{CO_2}, P_S, P_{O_2} и др., где P_{H_2O}, P_{CO_2} и др. представляют собой парциальные давления H_2O, CO_2 и др. в газовой фазе. Не все эти переменные имеют критический характер для каждого равновесия. Равновесия с участием одних лишь твердых фаз зависят только от трех первых переменных. Однако скорости таких реакций могут сильно возрастать в присутствии флюидной фазы, и, таким образом, P_{H_2O} оказывается фактором, не зависимым от P. В принципе возможность проявления реакции определяется контролирующими ее факторами, однако действительное ее осуществление зависит от скорости реакции. Эта же скорость в свою очередь определяется не только такими переменными, как P_{H_2O}, которые в одних случаях влияют, а в других не влияют на ΔG, но также уменьшением размеров зерен и подновлением их границ в течение деформации, обусловленной негидростатическим напряжением. Все эти факторы приходится учитывать при попытках увязки наблюдающихся эффектов метаморфизма с предполагаемыми конкретными условиями температуры и давления. Эти факторы могли воздействовать на изучаемую породу в любой интервал или в несколько интервалов времени в течение длительного периода изменений условий ее существования, начиная от момента образования и кончая нахождением в современных обнажениях (атмосферные температура и давление).

Данные изотопного состава кислорода

Изотопный состав кислорода в валовых образцах пород. Изотопный состав кислорода, видимо, должен быть довольно постоянной и типичной характеристикой каждого крупного класса пород. В магматических породах он определяется исходным субстратом первичной магмы и фракционированием изотопов в течение кристаллизационной дифференциации. Изотопный состав кислорода осадочных пород отражает состояние равновесия между продуктами выветривания, например глинистыми минералами, или химическими осадками, например кальцитом, и метеорными или морскими водами. Изотопный состав кислорода выражается (в ‰) следующим образом:

$$\delta_{^{18}O/^{16}O} = \left(\frac{^{18}O/^{16}O \text{ в породе}}{^{18}O/^{16}O \text{ в стандарте}} - 1 \right) 1000.$$

Для стандарта — современной морской воды — $\delta_{^{18}O/^{16}O} = 0$.

Приведем некоторые типичные пределы колебаний величины $\delta_{^{18}O/^{16}O}$ у обычных пород, определенные Эпштейном, Тейлором и их сотрудниками:

перидотиты — от +5 до +6;
габбро — от +6 до +7;
гранодиориты и граниты — от +8 до +10;
гранитные пегматиты — от +7 до +14;
песчаники — от +11 до +16;

глинистые сланцы — от +14 до +19;
известняки — от +20 до +30.

В метеорных водах величина $\delta_{^{18}O/^{16}O}$ колеблется от —10 до —4; вулканические воды, пробы которых отобраны из фумарол современных вулканов, отражают их первичное происхождение ($\delta_{^{18}O/^{16}O} = +6{,}8$; вулкан Парикутин, Мексика).

Изотопный состав кислорода в метаморфических породах — хороший показатель степени воздействия поступивших извне вод на первичный состав, унаследованный от исходных осадочных или магматических пород. Так, у амфиболитов, образовавшихся в результате регионального метаморфизма базальтов, содержание ^{18}O значительно больше ($\delta_{^{18}O/^{16}O} = 7 - 13$), чем у большинства базальтов (6—7). У метапелитовых кристаллических сланцев обнаруживаются в общем несколько пониженные величины $\delta_{^{18}O/^{16}O}$ (12—8) по сравнению с глинистыми сланцами (14—19). Эти соотношения, вероятно, свидетельствуют об изотопном обмене метаморфизующихся пород с внешним резервуаром воды, в которой изотопный состав кислорода определяется некоторыми промежуточными пределами (10—12). Такой состав может быть у вод, восходящих из гранитных магм, кристаллизующихся в глубинных частях земной коры. Довольно неожиданно обнаружилось, что величины $\delta_{^{18}O/^{16}O}$ у метапелитовых роговиков ряда контактовых ореолов остаются в значительной мере такими же, как и у исходных тонких илов, за исключением зоны непосредственного интрузивного контакта мощностью около 1 м.

Фракционирование изотопов кислорода между сосуществующими фазами. Фракционирование ^{18}O и ^{16}O между двумя сосуществующими фазами A и B обычно описывается следующими параметрами:

$R^A = {}^{18}O/{}^{16}O$ в фазе A,

α — коэффициент фракционирования

$$R^A/R^B,$$

$$\delta^A = 1000\left(\frac{R^A}{R \text{ стандарта}} - 1\right).$$

Распределение изотопов между A и B обычно выражают в виде $1000 \ln \alpha$, что приблизительно равно $\delta^A - \delta^B$. Это распределение заметно меняется с температурой, особенно в пределах от 100 до 500 °С, но по существу нечувствительно к изменениям давления. В настоящее время имеются данные по распределению изотопов кислорода в парах фаз кварц — вода, мусковит — вода и кальцит — вода для всего интервала температур метаморфизма.

В связи с этим, получив величины δ кварца и δ мусковита для некоторой породы, мы можем вычислить как температуру, при которой порода достигла равновесного состояния, так и изотопный состав сосуществовавшей с породой воды.

Вычисленные таким способом температуры настолько хорошо соответствуют увеличению степени метаморфизма, фиксируемому изоградами, что следует допустить «замораживание» изотопного состава в сосуществующих фазах в момент окончания метаморфических реакций, когда, видимо, система становилась непроницаемой для воды.

Контактовый метаморфизм

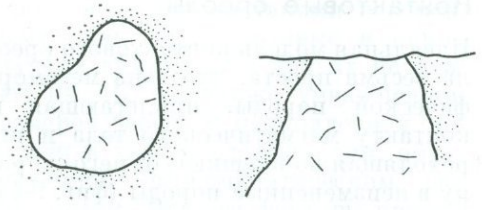
Контактовые ореолы

Идеальная модель контактового ореола весьма проста. Это зона метаморфической породы, прилегающая к контакту магматического тела и переходящая во внешнюю от него сторону в неизмененные породы (фиг. 9-1). Однако при полевых наблюдениях обнаруживается, что в действительности большинство контактовых ореолов не столь правильны, как эта модель. Неопределенности усили-

ваются неясностью с положением контакта на глубине, ниже дневной поверхности, так что обычно возникают сомнения при оценке истинной ширины контактового ореола.

Широкий выход контактово метаморфизованных пород может быть обусловлен пологим падением интрузивного контакта во внешнюю сторону. Однако истинная ширина контактового ореола также изменяется в разных формациях.

Большинство классических описаний контактового метаморфизма относится к контактовым ореолам в предварительно смятых в складки породах, возникшим в результате воздействия насильственно внедрившихся плутонов гранодиоритового или кварц-диоритового состава. В этих случаях у вмещающих пород обнаруживается тенденция к подворачиванию отдельных пластов или целых формаций и расположению их параллельно интрузивному контакту. В связи с этим радиальные пересечения оказываются ориентированными поперек стратиграфических или структурных направлений вмещающих пород, и таким образом в них фиксируются резкие изменения состава сменяющих друг друга отдельных первичных пластов. При таких взаимоотношениях наблюдающаяся последовательность изменений минерального состава, обусловленная прогрессивным метаморфизмом, в каком-либо конкретном типе пород (например, в пелитовых осадках)



ФИГ. 9-1. Схематический план и вертикальный разрез идеального контактового ореола.

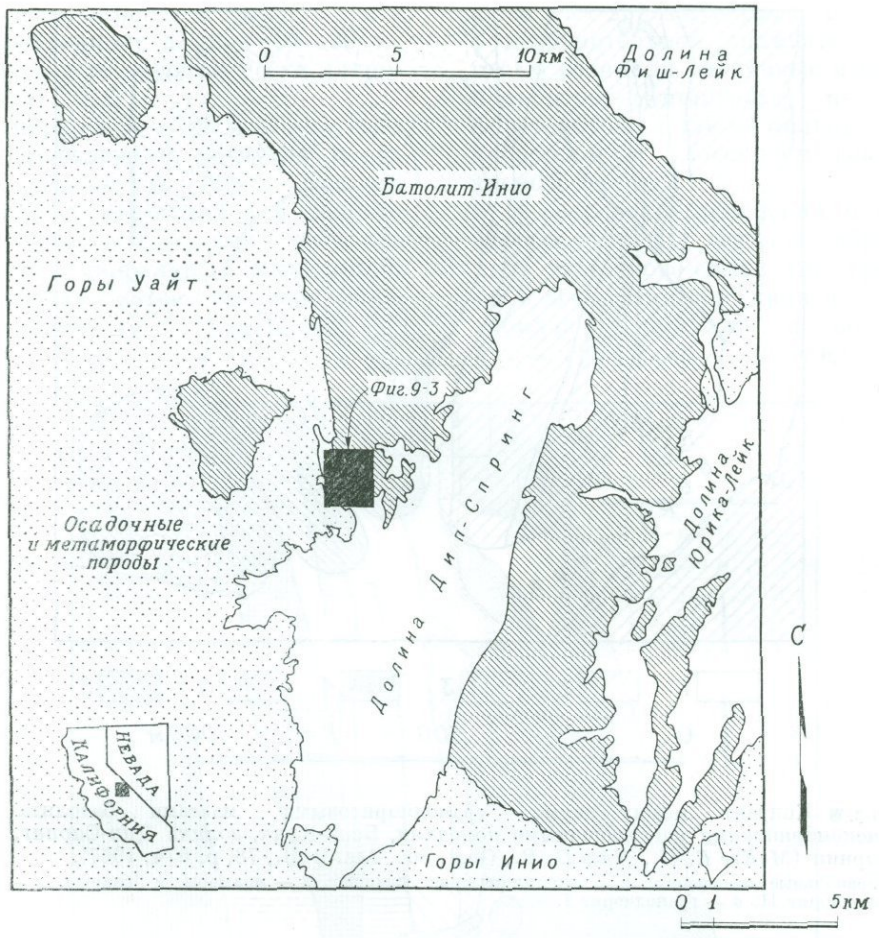
неизбежно оказывается неполной или затушеванной.

Существует и другое осложнение, присущее в широком плане феномену метаморфизма. Природу контактового ореола, связанного с крупным плутоном, можно полностью оценить лишь в регионе с сильно расчлененным рельефом и с непрерывными обнажениями горных пород.

Ореол батолита Инио, долина Дип-Спринг, Калифорния

В горах Уайт и Инио в восточной части Калифорнии мощная толща позднедокембрийских осадков сечется сложным «гранодиоритовым» батолитом, выходы которого длиной 130 км располагаются на площади 1500 км². Это так называемый батолит Инио, имеющий по радиометрическим определениям раннеюрский возраст, как и восточные массивы батолита Сьерра-Невада, располагающиеся приблизительно в 50 км западнее. Осадочная толща в основном состоит из литифицированных, но не метаморфизованных песчаников, известняков и доломитов. На расстоянии 2—3 км от интрузивного контакта в этих породах обнаруживаются первые признаки метаморфизма. Относительные превышения рельефа в районе составляют 2 км и более. Пустынный климат обусловливает непрерывную обнаженность пород в пределах обширных площадей.

На фиг. 9-2 отражены главнейшие особенности геологического строения части западной окраины батолита вдоль границы пустынной депрессии, известной под названием долины Дип-Спринг. В каньоне Берч-Крик на северо-западной стороне этой долины вскрывается контактовый ореол батолита, располагающийся в серии крутопадающих пластов нижнекембрийских известняков и песчаников, представленных ныне мраморами, кристаллическими слан-

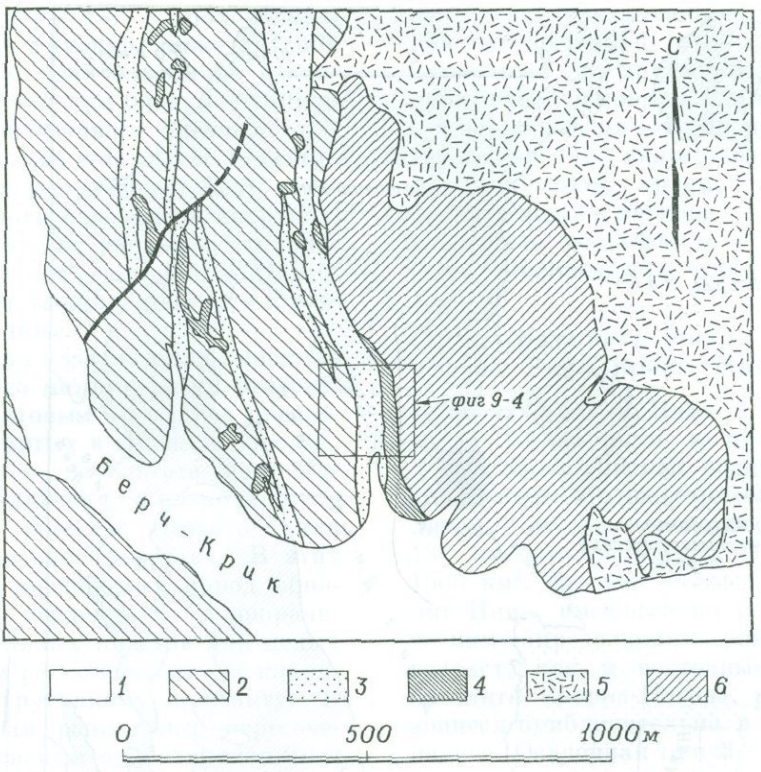


ФИГ. 9-2. Часть батолита Инио, восточная часть центральной Калифорнии (*McKee E. H., Nash D. B.*, Geol. Soc. Am. Bull., 78, p. 671, 1967).
Темное — граниты, светлое — метаосадочные породы.

цами и роговиками (фиг. 9-3, 9-4). Эти породы смяты в складки, параллельные интрузивному контакту, и падают во внешнюю от него сторону в западных румбах под углами 60—85°. В пределах зоны шириной 100 м от непосредственного интрузивного контакта вмещающие породы имеют преимущественно известковистый состав. Другие породы в контактовом ореоле представлены существенно кварцевыми и слюдистыми типами, возникшими за счет песчаников и менее распространенных глинистых сланцев.

В пределах площади фиг. 9-2 батолит Инио представлен несколькими самостоятельными массивами. Крупнейший из них, с которым связан характеризуемый контактовый ореол, имеет гранодиоритовый состав (гранодиорит II на фиг. 9-3). Однако существуют более мелкие тела как древнее (гранодиорит I), так и моложе (гранит) этого крупного интрузива.

Главные результаты метаморфизма. При пересечении метаморфического ореола от внешней его части к внутренней (с востока на запад на фиг 9-2) наблюдается следующая картина:



ФИГ. 9-3. Контакт между двумя гранодиоритовыми массами батолита Инио и нижнекембрийскими метаосадочными породами, Берч-Крик, долина Дип-Спринг, Калифорния (*McKee E. H., Nash D. B.*, Geol. Soc. Am. Bull., 78, p. 674, 1967).

1 — аллювиальные отложения; *2* — кристаллические сланцы; *3* — мраморы и скарны; *4* — граниты; *5* — гранодиорит II; *6* — гранодиорит I.

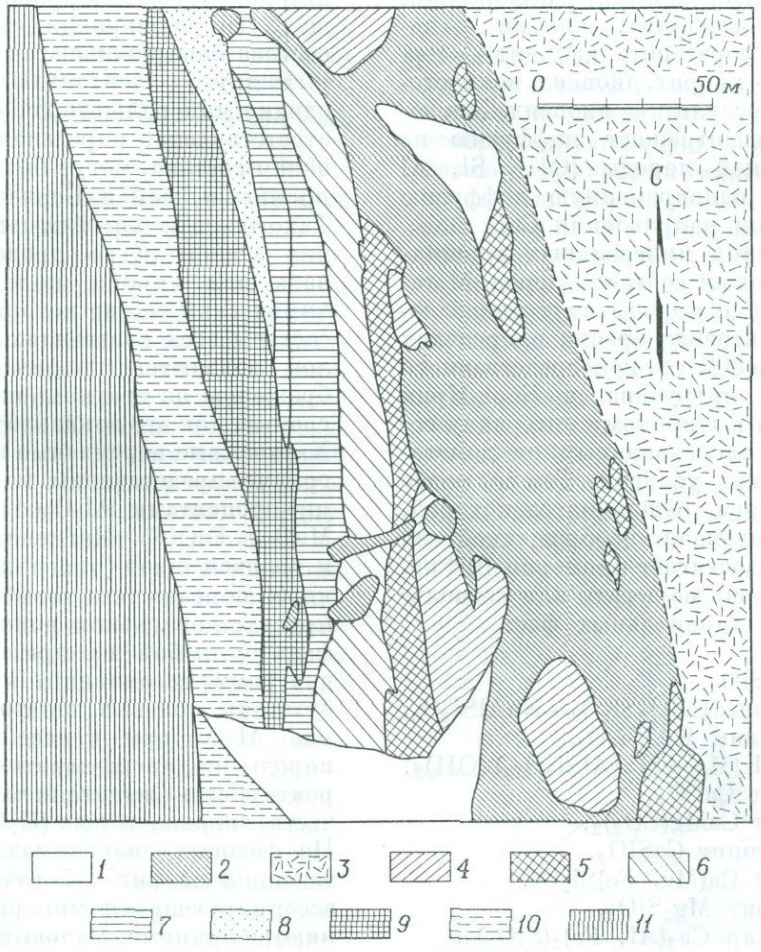
1. Примерно в 5—6 км от контакта с гранодиоритами в метапелитовых породах появляются расплывчатые пятна новообразованных агрегатов хлорита и светлой слюды.
2. В такого же типа породах на расстоянии 3 км от контакта появляется новообразованный биотит. На удалении 2 км от интрузии в тех же породах, наряду с обильным уже биотитом, появляются более глиноземистые андалузитовые прослои.
3. В пределах интервала менее 1 км от выходов гранодиорита осадочные текстуры вмещающих пород, особенно слоистость, заметно затушевываются плоскостной листоватостью, развивающейся в результате деформации, которая обусловлена механическим воздействием интрузива в момент его становления. Здесь метапелитовые породы представлены биотит-мусковит-андалузит-кварц-полево-шпатовыми кристаллическими сланцами (фиг. 9-3).
4. Еще ближе к контакту слоистые кристаллические сланцы становятся более грубозернистыми и частично утрачивают способность к раскалыванию на плитки по сланцеватости. В 300 м от интрузивного контакта андалузит сменяется силлиманитом. Наиболее высокотемпературные метапелитовые породы представлены конечной ассоциацией кордиерит — силлиманит — биотит — полевой шпат — кварц с реликтами неполностью заместившегося андалузита.

Такого типа породы встречаются и в виде «островков» длиной 10—20 м, включенных во внешние части интрузива (фиг. 9-4).

5. Примерно в 50—100 м от контакта состав вмещающих интрузив пород резко изменяется. Здесь развиты производные известняков и доломитов. В них наблюдаются широкие вариации минеральных ассоциаций, отражающие соответствующие колебания исходного состава пород:

а) за счет доломитистых известняков с незначительной силикатной примесью возникли различные мраморы: кальцитово-доломитовые, иногда с форстеритом, а также кальцитовые с диопсидом и флогопитом (магнезиальный биотит);

б) в результате изменения мергелисто-известковых осадков образовались известково-силикатные роговики с ассоциациями диопсид — плагиоклаз — гроссуляр и волластонит — гроссуляр — диопсид;



ФИГ. 9-4. Детальный план участка контактовой зоны, показанной стрелкой на фиг. 9-3 (*Nash D. B.*, диссертация, Калифорнийский университет, Беркли, 1962).

1 — наносы; 2 — граниты; 3 — гранодиорит I; 4 — форстеритовые мраморы; 5 — биотитовые кристаллические сланцы; *6* — доломитовые мраморы; *7* — флогопитовые мраморы; *8* — гроссуляровые роговики; *9* — тонкозернистые роговики; *10* — диопсид-кальцитовые мраморы; *11* — силлиманит-кордиеритовые кристаллические сланцы.

в) более кремнеземистые осадки представлены породами с ассоциацией роговая обманка — плагиоклаз — микроклин — эпидот — кварц, иногда с обильным биотитом.

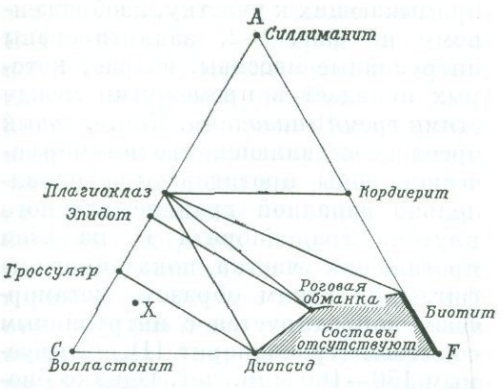
В результате реакции на непосредственном контакте мраморов и гранодиоритов возникли локальные зоны шириной до 10 см, сложенные полосчатой известково-магнезиально-силикатной породой (скарном). Типичная зональность в скарнах — от доломитового мрамора к гранодиориту — представлена сменой ассоциаций: кальцит — доломит, кальцит — доломит — форстерит, кальцит — серпентин — хлорит, диопсид, волластонит — гроссуляр — диопсид. Эта зональность отражает диффузию из интрузивной породы (OH), Si, Al и Mg и одновременную диффузию в обратном направлении Ca.

Соотношения минеральных ассоциаций с валовым составом пород. Метаморфические породы внутренней зоны контактового ореола в пределах интервала 300 м от непосредственного контакта интрузива в Берч-Крик относятся к широкому интервалу составов, унаследованных от дометаморфических условий. Тем не менее вся эта зона, общая масса которой, соответствующая изображенной на фиг. 9-4, достигает примерно 10^{10} кг, состоит лишь из десяти или несколько более минеральных фаз:

кварц SiO_2,
плагиоклаз $CaAl_2Si_2O_8$—$NaAlSi_3O_8$,
микроклин $KAlSi_3O_8$,
биотит $K(Mg, Fe)_3(AlSi_3O_{10})(OH)_2$,
кальцит $CaCO_3$,
доломит $CaMg(CO_3)_2$,
волластонит $CaSiO_3$,
диопсид $Ca(Mg, Fe)Si_2O_6$,
форстерит Mg_2SiO_4,
гроссуляр $Ca_3(Al, Fe)_2(SiO_4)_3$,
эпидот $Ca_2(Al, Fe)_3Si_3O_{12}(OH)$,
роговая обманка $\cdot Ca_2(Mg, Fe, Al)_5 \cdot (Si, Al)_8O_{22}(OH)_2$,
кордиерит $Mg_2Al_4Si_5O_{18}$,
силлиманит Al_2SiO_5.

В отдельных образцах любая порода характеризуется простой минеральной ассоциацией, в состав которой входит не более четырех или пяти из перечисленных выше фаз. Повсеместно в разрезе внутренней зоны контактового ореола отмечаются закономерные соотношения минеральных ассоциаций и валового химического состава во всех типах пород. Мы должны признать, что такого рода соотношения четко проявляются и во многих других, вероятно, интенсивнее метаморфизованных толщах. Те же вариации химического состава обнаруживаются и в некоторых других контактовых ореолах, однако минеральные ассоциации, соответствующие определенным интервалам состава, могут быть совершенно иными, чем в Берч-Крик.

Такого рода устойчивые соотношения можно легко продемонстрировать для группы пород, валовый химический состав которых, а также составы всех слагающих их минералов поддаются графическому изображению на трехкомпонентной диаграмме, как это показано на фиг. 9-5. Химические переменные на этой диаграмме представлены молекулярными процентами $Al_2O_3(A)$, $CaO(C)$ и $MgO + FeO(F)$. Найдено, что кварц и полевой шпат (плагиоклаз и ортоклаз, порознь или совместно) могут присутствовать как дополнительные фазы в любой из приведенных на диаграмме ассоциаций. В случае присутствия полевых шпатов содержание Al_2O_3 при нанесении состава породы на диаграмму следует откорректировать вычитанием его количеств, эквивалентных $(K_2O + Na_2O)$. На фазовых диаграммах типа приведенной на фиг. 9-5 точки взаимно ассоциирующихся минералов соединяются линиями. Валовый состав любой породы попадает в какой-либо из частных треугольников, возникших на диаграмме. При этом оказывается, что реальный минеральный состав породы состоит из трех мине-

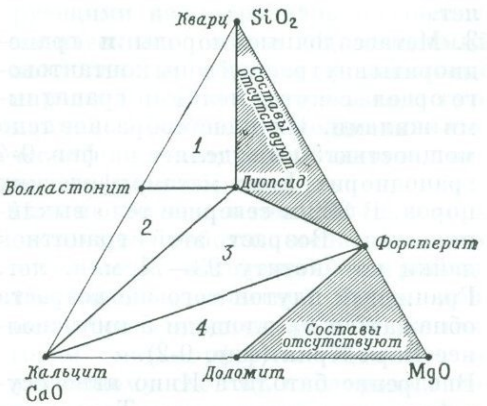


ФИГ. 9-5. Диаграмма ACF трехфазовых ассоциаций в породах контактовой зоны Берч-Крик ореола Инио, Калифорния.
В любой из ассоциаций в качестве дополнительных фаз могут присутствовать кварц и микроклин.

ралов, расположенных в вершине данного частного треугольника. Так, породе с валовым составом X соответствует минеральная ассоциация волластонит — диопсид — гроссуляр, установленная у многих известково-силикатных роговиков; в некоторых из них присутствует также кварц. Состав X можно также представить в виде других ассоциаций минералов: гроссуляр — волластонит — роговая обманка или кордиерит — волластонит — плагиоклаз. Ни одна из этих двух ассоциаций пока не обнаружена в Берч-Крик, хотя порознь роговая обманка, плагиоклаз и кордиерит довольно часто встречаются в других породах контактового ореола.

Некоторые аспекты вариаций минерального состава в породах Берч-Крик нельзя полностью или наглядно отразить на одной диаграмме фиг. 9-5. Известные неопределенности возникают в результате пересечения линий диопсид — плагиоклаз и роговая обманка — эпидот. Это объясняется тем, что кристаллизация эпидота обусловлена в значительной мере присутствием дополнительного компонента — Fe_2O_3. Аналогичным образом появление или отсутствие биотита зависит от того, присутствует ли в валовом составе породы K_2O в количестве, избыточном против необходимого для образования полевого шпата. Кроме того, на этой диаграмме неудобно выражать состав двух обычных фаз магнезиальных мраморов — доломита и форстерита, которые при условиях метаморфизма, проявившегося в Берч-Крик, химически несовместимы со свободным кремнеземом. Таким образом, эти минералы нельзя изображать на фазовой диаграмме фиг. 9-5, основанной на ассоциациях, в которых присутствует кварц.

Для того чтобы избежать этих трудностей и дополнить информацию, отображенную на фиг. 9-5, строится фазовая диаграмма иного вида. В основу такой диаграммы, приведенной на фиг. 9-6, положены другие три компонента: CaO — MgO — SiO_2; она призвана отображать ассоциации, возникающие при метаморфизме доломитистых известняков с кремнеземом в качестве единственного дополнительного компонента. К числу таких ассоциаций относятся: 1) волластонит — диопсид — кварц (на фиг. 9-5 эта ассоциация также представлена парой волластонит — диопсид); 2) кальцит — волластонит —



ФИГ. 9-6. Трехфазовые ассоциации в кремнеземистых доломитовых мраморах контактовой зоны Берч-Крик ореола Инио, Калифорния.

диопсид; 3) кальцит — диопсид — форстерит; 4) кальцит — доломит — форстерит. Допускается, что все эти ассоциации могут кристаллизоваться в присутствии непрерывно циркулирующей газовой фазы — двуокиси углерода.

Интрузия, метаморфизм и время. Даже в пределах ограниченной площади, показанной на фиг. 9-5, судя по полевым данным, проявились три обособленных эпизода интрузии магмы. Это подтверждается радиометрическими определениями абсолютного возраста магматических пород трех тел K — Ar- методом *по роговой обманке и биотиту:*

1. *Листоватый гранодиорит юго-западной краевой зоны массива* (гранодиорит I), развитый на большей части наблюдающегося здесь контакта плутона (фиг. 9-3). Возраст по роговой обманке 213 млн. лет.

2. Гранодиорит II (относительно обогащенный K_2O по сравнению с более ранним гранодиоритом I). Эта порода слагает довольно крупное интрузивное тело, показанное на фиг. 9-2. Возраст по роговой обманке 158 млн. лет. Контактовый метаморфизм обусловлен именно этим интрузивом. За пределами площади фиг. 9-3 абсолютный возраст биотитов из того же плутона составляет 162 и 170 млн. лет.

3. *Метаосадочные породы и гранодиориты внутренней зоны контактового ореола* секутся мелкими гранитными жилами. Их пластообразное тело мощностью 50 м отделяет на фиг. 9-4 гранодиорит I от метаморфических пород. В 300 м севернее тело выклинивается. Возраст этой гранитной дайки по биотиту 93—71 млн. лет. Гранитный плутон того же возраста обнажается на площади 5 км² западнее Берч-Крик (фиг. 9-2).

Внедрение батолита Инио явно осуществлялось неодноактно. Только что упомянутые три эпизода интрузии охватывают общий интервал времени более 100 млн. лет. На площадях, примыкающих к участку, изображенному на фиг. 9-2, закартированы интрузивные массивы, возраст которых попадает в промежутки между этими тремя эпизодами. Контактовый ореол и составляющие его метаморфические зоны протягиваются параллельно западной границе главного плутона гранодиорита II на всем протяжении участка, показанного на фиг. 9-2. Таким образом, метаморфизм коррелируется с интрузивным событием (гранодиорит II), датируемым 150—160 млн. лет. Однако биотиты в контактовых скарнах и силлиманитовых кристаллических сланцах обнаруживают значительно более молодой возраст (соответственно 143 и 92 млн. лет). Это расхождение можно связать с некоторой потерей аргона биотитом при повторном нагревании в течение третьего эпизода интрузивной деятельности.

Обобщения

Размеры контактового ореола. Ширина контактовых ореолов около 2—3 км характерна для гранодиоритовых плутонов диаметром 10—15 км. Между размерами плутонов и шириной их контактовых ореолов корреляция существует, но довольно несовершенная. Так, ширина классического контактового ореола Комри в Шотландии, окружающего диоритовый плутон, обнажающийся на площади 8 × 1 км, составляет лишь 400—500 м. За некоторыми исключениями контактовые ореолы плутонов основного состава уже ореолов, окружающих гранодиоритовые интрузивы. Это может казаться парадоксальным в связи с относительно высокой температурой основных магм. В регионах массового базальтоидного магматизма юрского возраста, например в Тасмании, Нью-Джерси и др., диабазовые силлы мощностью иногда в сотни метров сопровождаются зонами метаморфического изменения в весьма проницаемых песчаниках; ширина

зон достигает нескольких метров. В конечном счете ширина данного контактового ореола обычно изменяется от одной формации пород к другой. Так, ореол Комри шире в перекристаллизованных вулканических песках, чем в перемежающихся с ними аспидных сланцах. В карбонатных породах ширина ореолов достигает максимума в доломитовых горизонтах. Все эти вариации могут отражать различия теплопроводности вмещающих пород. Теплопроводность большинства песчаников на 50—100 % больше, чем глинистых или аспидных сланцев. Другим фактором может быть проницаемость пород по отношению к истекающим магматическим флюидам; песчаники и доломиты обычно обладают повышенной проницаемостью. Ширина контактовых ореолов может, кроме того, уменьшаться на таких участках, где исходные вмещающие породы (например, глинистые сланцы) обладают высоким содержанием связанной воды.

Метаморфическая зональность. По своему проявлению в пространстве (при полевых наблюдениях) контактовый метаморфизм имеет прогрессивный характер. Его интенсивность (ступень) возрастает от периферии ореола к контакту. В метапелитовых породах контактовых ореолов многократно наблюдалась следующая последовательность новообразованных минеральных ассоциаций от внешней части к внутренней:

мусковит — хлорит;
биотит — андалузит — мусковит;
биотит — кордиерит — силлиманит — микроклин (или ортоклаз).

В вулканических туфах основного состава может наблюдаться полностью или частично следующая серия ассоциаций:

альбит — эпидот — хлорит — роговая обманка;
плагиоклаз — роговая обманка;
плагиоклаз — пироксен.

Менее правильна последовательность метаморфических новообразований в контактовых ореолах известковых пород. Тем не менее в них заметно проявляется предпочтительная приуроченность тремолита к внешним, а волластонита, диопсида и форстерита — к внутренним зонам ореола. В пределах каждой зоны существует тесная корреляция между минеральным и химическим составом ассоциирующихся типов пород.

Изменения состава. В пелитовых, кварцевых и основных вулканических породах наблюдается тенденция к сохранению их исходного состава при контактовом метаморфизме, сопровождающемся лишь изменениями водосодержания вкрест полной ширины ореола. Превращение кальцита и доломита в загрязненных терригенным материалом карбонатных породах в различные метаморфические силикаты происходит со значительной потерей двуокиси углерода. На непосредственных плутонических контактах карбонатные породы обычно локально замещаются Ca — Mg-силикатами, окислами железа и даже сульфидами. Породы этого типа (*скарны, или тактиты*) свидетельствуют о свободном обмене ионами между химически активными вмещающими породами и диффундирующими из интрузивов позднемагматическими газами. Привносимый аналогичным образом в пелитовые породы бор фиксируется в виде турмалина. Проявления позднемагматического метасоматоза такого типа весьма разнообразны.

Многие геологи, в том числе и авторы настоящей работы, полагают, что поток воды, исходящий из кристаллизующейся гранитной магмы, должен играть важную роль в контактовом метаморфизме. Данные по изотопному составу кислорода в нескольких контактовых ореолах Америки не подтверждают этого представления, по крайней мере в отношении латерального (бокового)

истечения сквозь метапелитовые породы. Метапелитовые роговики и кристаллические сланцы, за исключением зоны в интервале первых метров от непосредственного интрузивного контакта, сохраняют изотопный состав кислорода, характерный для глинистых сланцев ($\delta_{^{18}O/^{16}O} = 15—16‰$). Вместе с тем изотопный состав кислорода в гранодиоритах ($\delta_{^{18}O/^{16}O} < 10‰$), доминирующих в большинстве изученных плутонов, совершенно иной. Однако в пределах зоны 50—100 м от контакта кислород, входящий в состав минералов гранитоидов, может быть значительно обогащен изотопом ^{18}O. Эти соотношения позволяют высказать предположение о притоке поровых вод из осадочной оболочки в магму или горячий гранит краевой зоны интрузивов. Имеются, однако, доказательства восходящего потока воды из интрузивных тел в перекрывающие породы.

В мраморах внутренней части сектора Берч-Крик контактового ореола Инио (фиг. 9-4) обнаруживается значительное фракционирование изотопов, коррелирующееся с потерей CO_2. В них проявляется обеднение тяжелыми изотопами ^{18}O по отношению к ^{16}O и ^{13}C по отношению к ^{12}C.

Регрессивные изменения. Прогрессивный метаморфизм пелитовых и известковых осадков в основном выражается в последовательном вытеснении и потере воды и двуокиси углерода. На конечных стадиях метаморфизма широко проявляется тенденция к осуществлению реакций прямо противоположного направления. Такие изменения носят название регрессивных. Знак реакции в этом случае определяется замещением минеральных ассоциаций высокой ступени низкоступенными. Так, кристаллы андалузита и кордиерита, образовавшиеся на стадии прогрессивного метаморфизма, полностью или частично замещаются тонкозернистым агрегатом светлой слюды и хлорита. Призматические зерна волластонита по трещинкам спайности замещаются кальцитом, а диопсид венцово оторачивается поздним тремолитом. В этом случае, так же как и при региональном метаморфизме, факт проявления реакций регрессивного метаморфизма вызывает уже знакомый нам вопрос: какова в некотором геологическом событии (в данном случае при контактовом метаморфизме) роль изменчивости в пространстве, с одной стороны, и изменчивости во времени — с другой?

Метаморфические градиенты. Последовательная смена минеральных ассоциаций, наблюдающаяся в породах одинакового химического состава вдоль радиального пересечения контактового ореола, означает, что здесь некогда существовал градиент физических условий, наиболее вероятно— термический градиент с нарастанием температуры в направлении к интрузивному контакту.

Термические градиенты у интрузивных контактов исследовались теоретически на простых моделях, основанных на известных термических свойствах (теплопроводность, коэффициент диффузии, теплоемкость и т. д.) обычных интрузивных и осадочных пород. Егер рассмотрел серию таких моделей. В одной из них пластина магмы, находящейся в состоянии кристаллизации, одноактно внедряется в породы с однородными термическими свойствами, уже имеющими некоторую заданную начальную температуру. В соответствии с этой моделью получаются расчетные величины интервала температур и скрытой теплоты кристаллизации магматического расплава, удовлетворительно увязывающиеся с данными, полученными при изучении природных объектов. В других моделях учитывались изменяющиеся условия, в частности неодноактное внедрение магмы, движение поровых флюидов, термический эффект мета-

морфических реакций и т. д. Нет сомнения, что даже такие усложненные модели проще природных ситуаций. Тем не менее, исходя из рассмотрения моделей Егера, можно высказать следующие геологически важные предположения:

1. Размеры и термическая история контактовых ореолов определяются двумя главными факторами: мощностью (диаметром) интрузива и максимальной температурой, развивающейся в зоне непосредственного контакта в момент внедрения магмы.

2. Максимальная температура на контакте значительно ниже, чем температура магмы. Ее величина определяется начальными температурами и термическими свойствами как магмы, так и вмещающих пород.

В табл. 9-1 приведены некоторые типичные величины таких температур (если принять, что скрытая температура кристаллизации магмы равна 100 кал/г). Температуры кристаллизации при метаморфизме в непосредственной близости к гранодиоритовым интрузивам прямо оценивались по степени фракционирования изотопов кислорода ($^{18}O/^{16}O$) между сосуществующими мусковитом и кварцем в метапелитовых породах. При этом оказалось, что на контакте кристаллических сланцев и гранита района Берч-Крик (фиг. 9-4) эта температура составляет 540 °С, что соответствует модели внедрения магмы с температурой 700 °С в породы, имеющие температуру 100 °С.

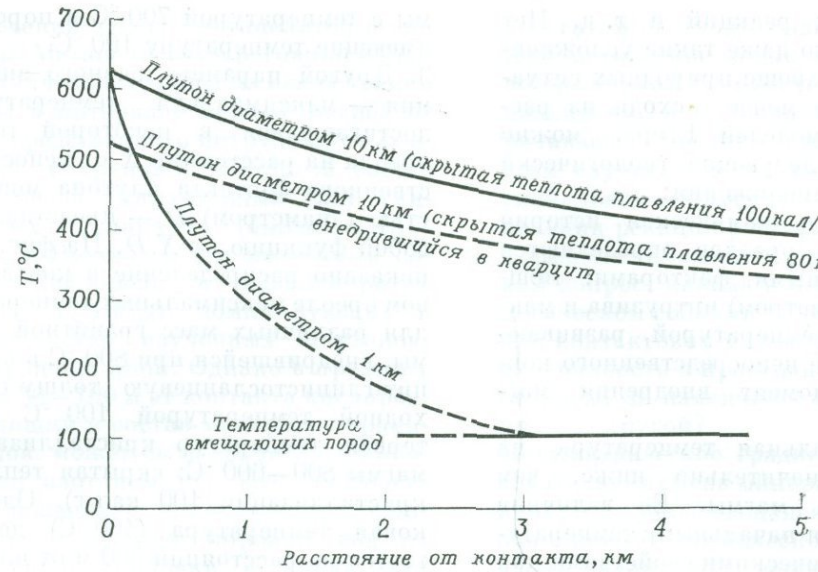
3. Другой параметр равного значения — максимальная температура, достигавшаяся в некоторой точке ореола на расстоянии X от непосредственного контакта плутона мощностью (диаметром) D,— представляет собой функцию от X/D. На фиг. 9-7 показано распределение в контактовом ореоле максимальных температур для различных масс гранитной магмы, внедрившейся при 800 °С в кварцит-глинистосланцевую толщу с исходной температурой 100 °С (интервал температур кристаллизации магмы 800—600 °С; скрытая теплота кристаллизации 100 кал/г). Одинаковая температура (400 °С) достигается на расстоянии 500 м от плутона шириной 1 км и на расстоянии 5 км от массива шириной 10 км. В обоих случаях величина X/D составляет 0,5. Однако, как будет показано ниже, термическая история этих двух контактовых ореолов должна быть различной.

4. При контактовом метаморфизме временно́й фактор определяется параметром D^2. На фиг. 9-8 отражена термическая история двух контактовых ореолов, возникших вокруг плутонов гранитной магмы, внедрившейся при температуре 800 °С в песчаники или кварциты с исходной температурой 100 °С; скрытая теплота плавления принята 80 кал/г. Для одной и той же величины $X/D = 0{,}1$ до-

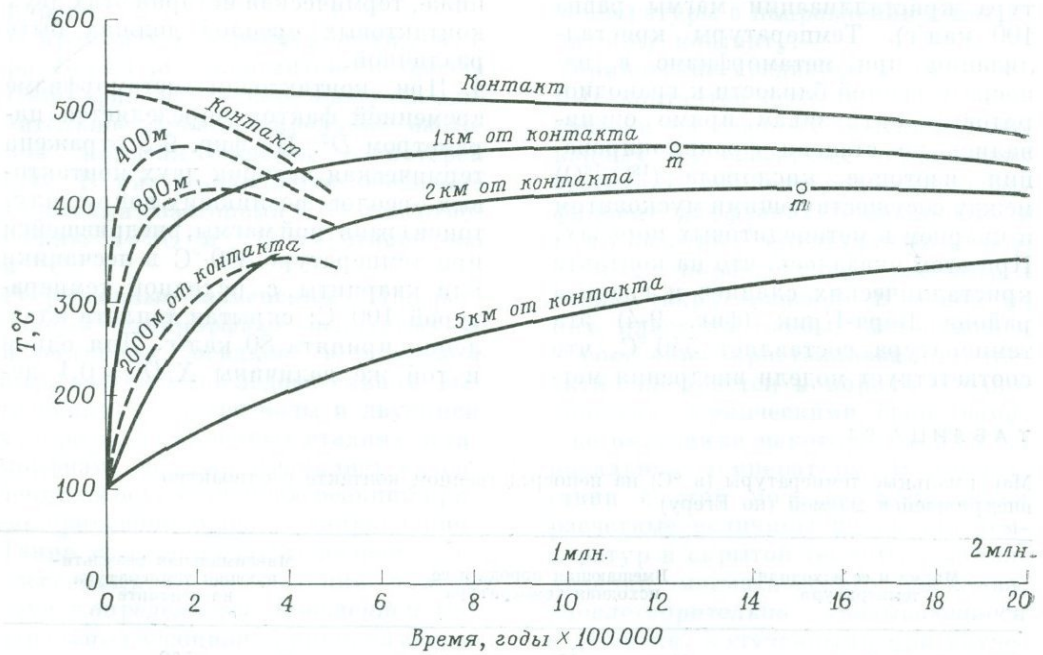
ТАБЛИЦА 9-1

Максимальные температуры (в °С) на непосредственном контакте с одноактно внедрившейся магмой (по Егеру)

Магма и ее исходная температура	Вмещающая порода и ее исходная температура	Максимальная результирующая температура на контакте
Базальтовая, 1000	Кварцит, 100	560
Базальтовая, 1020	Кварцит, 20	520
Гранитная, 800	Кварцит, 100	560
То же	Глинистый сланец, 100	685

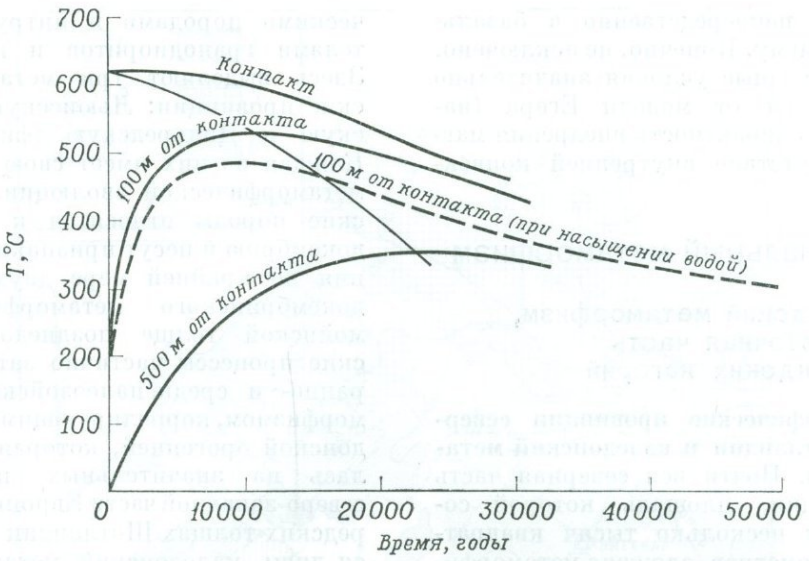


ФИГ. 9-7. Градиенты максимальной температуры, возникающие в толще глинистых сланцев и кварцитов (с начальной температурой 100°С) при внедрении гранодиоритовой магмы (с начальной температурой в момент кристаллизации 800°С) (*Jaeger J.*, Am. J. Sci., **257**, pp. 46, 47, fig. 1, 1959).



ФИГ. 9-8. Изменение температуры во времени в точках, расположенных во вмещающих кварцитах (с начальной температурой 100°С) на разных расстояниях от контакта с гранитными плутонами, внедрявшимися при 800°С и кристаллизовавшимися в интервале температур 800—600°С.

Сплошные линии относятся к плутону диаметром 10 км, а пунктирные — к плутону диаметром 4 км. Скрытая теплота кристаллизации 80 кал/г (*Jaeger J.*, Am. J. Sci., **2 7**, p. 311, fig. 1, 1959).



ФИГ. 9-9. Изменение температуры во времени в песчанике (с начальной температурой 0°С) в отдельных точках на различных расстояниях от контактов пластового интрузива диабазов мощностью 1 км, одноактно внедрившегося при температуре магмы 1000°С и кристаллизовавшегося в интервале температур 1000—800°С.

Сплошные линии относятся к сухим песчаникам, а пунктирные — к насыщенным водой (*Jaeger J.*, Am. J. Sci., **255**, p. 312, fig. 2, 1957, **257**, p. 51, fig. 2, 1959).

стигается одинаковая максимальная температура (460 °С) в ореолах, окружающих плутоны диаметром 4 и 10 км. Однако в первом случае эта температура достигается спустя 190 тыс. лет после внедрения и удерживается в интервале выше 400°С в течение 250 тыс. лет. Во втором случае эта же температура достигается 1240 тыс. лет спустя после внедрения и удерживается на уровне выше 440 °С в течение полутора миллиона лет.

Возвращаясь теперь к вопросу о контактовом ореоле батолита Инио, обратим внимание на установленный радиометрическими определениями интервал времени между кристаллизацией биотита в гранодиорите и в метаморфических породах контактового ореола. Этот интервал составляет несколько миллионов лет. Такие временны́е соотношения, видимо, реальны, но недостаточны для объяснения наблюдавшихся расхождений в цифрах абсолютного возраста магматических и метаморфических биотитов долины Дип-Спринг.

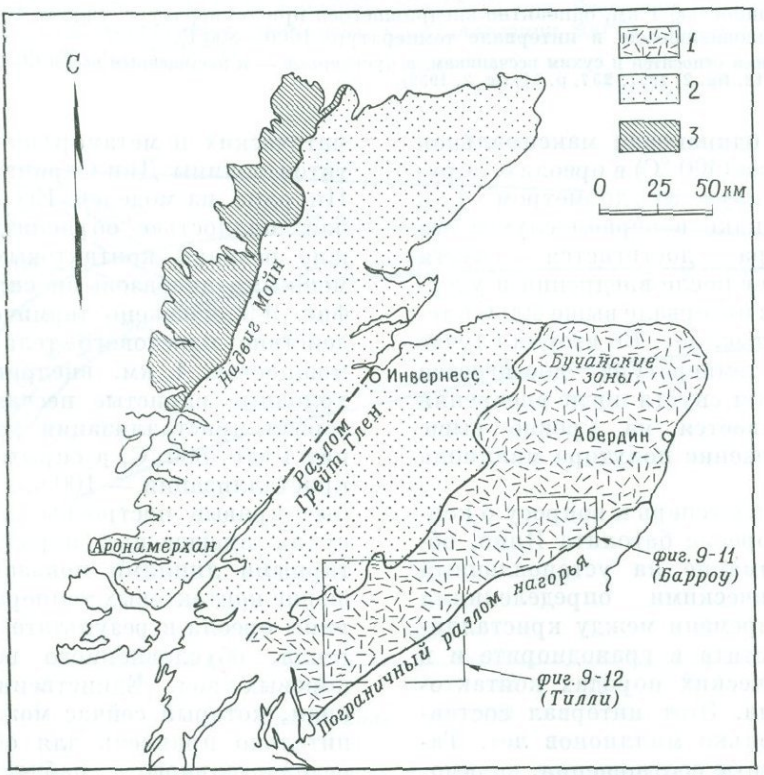
Ни одна из моделей Егера не может полностью объяснить небольшие размеры контактовых зон под мощными диабазовыми силлами. На фиг. 9-9 отражено термическое воздействие пластового тела диабазов мощностью 1 км, внедрившегося в холодные пористые песчаники. Интервал кристаллизации магмы принят 1000—800 °С, а скрытая теплота кристаллизации — 100 кал/г. Сплошные кривые построены для случая сухих вмещающих пород, а пунктирными линиями показано уменьшение контактовых температур и ширины ореола в результате рассеяния тепла, обусловленного вскипанием поровых вод. Единственный механизм, который сейчас можно дополнительно привлечь для объяснения незначительного наблюдающегося контактового воздействия диабазов,— это продолжительный отток поровых вод из насыщенных водой

осадков непосредственно в базальтовую магму. Конечно, не исключено, что природные условия значительно отличаются от модели Егера (например, одноактность внедрения магмы, отсутствие внутренней конвекции).

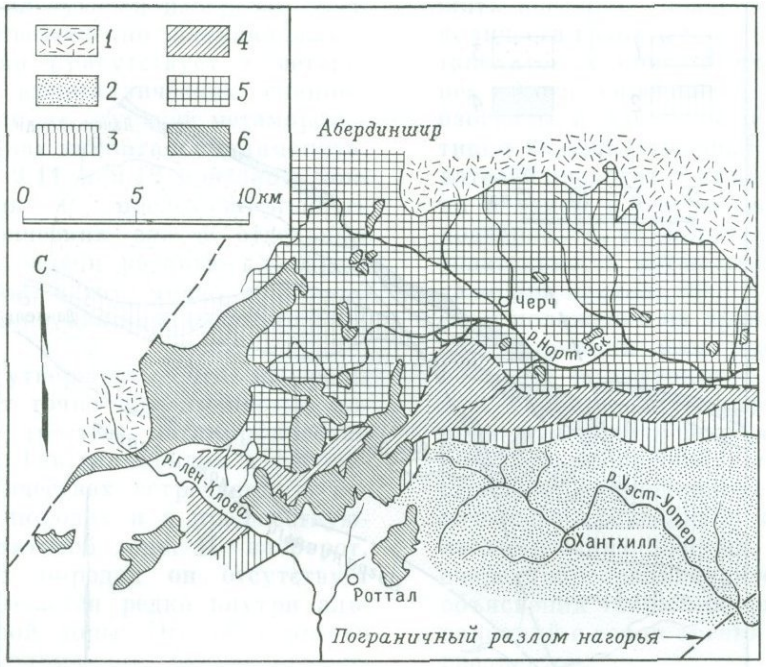
Региональный метаморфизм

Дальредский метаморфизм, юго-восточная часть Шотландских нагорий

Метаморфические провинции северной Шотландии и каледонский метаморфизм. Почти вся северная часть Шотландии, площадь которой составляет несколько тысяч квадратных километров, сложена метаморфическими породами и интрузивными телами гранодиоритов и гранитов. Здесь выделяют три метаморфические провинции: Льюисскую, Мойнскую и Дальредскую (фиг. 9-10). Каждая из них имеет свою историю метаморфической эволюции. Льюисские породы относятся к раннему докембрию и несут признаки наложения по крайней мере двух циклов докембрийского метаморфизма. В мойнской толще позднедокембрийские процессы частично затушеваны ранне- и среднепалеозойским метаморфизмом, коррелирующимся с каледонской орогенией, которая проявилась на значительных площадях северо-западной части Европы. В дальредских толщах Шотландии проявился лишь каледонский метаморфизм.



ФИГ. 9-10. Три провинции регионального метаморфизма в Шотландских нагорьях (*Turner F. J.*, Metamorphic petrology, McGraw-Hill, p. 24, 1968).
1 — дальредская серия; *2* — серия Мойн; *3* — льюисские и торридноские породы.



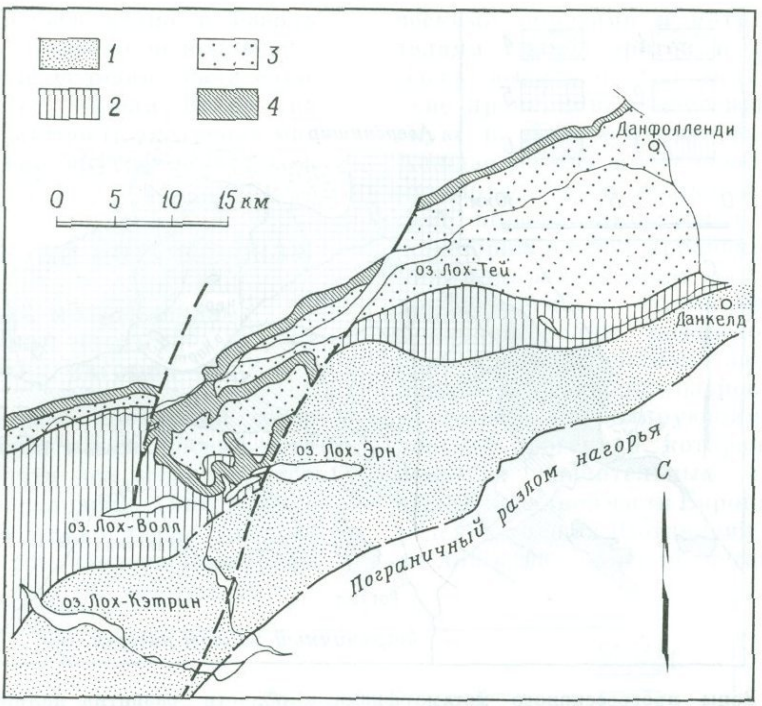
ФИГ. 9-11. Зоны прогрессивного метаморфизма в области развития дальредских толщ в юго-восточной части Шотландских нагорий по результатам картирования Барроу, 1893 (*Turner F. J.*, ibid., p. 25, 1968).

1 — молодые граниты; *2* — породы низкой ступени метаморфизма (не картировались); *3* — ставролитовая зона; *4* — кианитовая зона; *5* — силлиманитовая зона, *6* — древние гранито-гнейсы.

Здесь мы органичимся рассмотрением каледонского метаморфизма, изученного вдоль юго-восточной окраины площади развития дальредских толщ. В этом районе в пределах территории площадью в несколько сотен квадратных километров в конце прошлого столетия Барроу впервые показал, что региональный метаморфизм представляет собой серию прогрессивных изменений (фиг. 9-11). При изучении этого региона впервые были подняты также важные вопросы, обсуждающиеся и в настоящее время, о вероятных соотношениях регионального метаморфизма со складчатостью, становлением гранитов, орогенией и временем.

До деформации и метаморфизма дальредская толща была серией геосинклинальных осадков с подчиненным количеством вулканических пород суммарной мощностью 10—20 км. Период ее седиментации охватывал поздний докембрий и продолжался в раннекембрийское время. Каледонская орогения, с которой связывают метаморфизм дальредской толщи, была последним крупным тектоническим циклом, зафиксировавшимся в породах Скандинавии и северо-западной части Великобритании. Эта орогения обусловила складчатость ордовикских и силурийских пород в южной части Шотландии и Уэльсе, но прекратилась до начала девонского времени, поскольку перекрывающая нижнедевонская толща древнего красного песчаника повсеместно осталась недислоцированной.

Структурные исследования Дальредской и Мойнской провинций показали, что каледонская орогения имела характер растянутого во времени неодноактного события и распадается по крайней мере на четыре эпизода



ФИГ. 9-12. Зоны прогрессивного метаморфизма низкой ступени в южной части области развития дальредских толщ в Шотландских нагорьях по результатам картирования Тилли, 1925 (*Turner F. J.*, ibid., p. 27, 1968).

1 — хлоритовая зона; *2* — биотитовая зона; *3* — альмандиновая зона; *4* — горизонт известняков Лох-Тей.

складчатости и две обособленные серии интрузивной деятельности. Эти события детальнее будут рассмотрены ниже. Здесь мы отметим, что максимум метаморфизма следовал за двумя крупными эпизодами складчатости и сопровождался становлением ранних гранит-гранодиоритовых тел и возникновением мигматитового комплекса. Эти интрузивные породы получили название «древних гранитов» в отличие от «молодых гранитов», под воздействием которых в регионально метаморфизованных дальредских породах возникли наложенные контактовые ореолы.

Зоны прогрессивного метаморфизма. Интенсивность регионального метаморфизма в юго-восточной части Шотландских нагорий возрастает в северо-западном направлении, начиная от полосы слабо преобразованных пород, примыкающей к Пограничному разлому нагорий. При полевых наблюдениях, по первоначальному появлению индекс-минералов в породах одного и того же состава удается выявить неизменно одинаковую последовательность стадий метаморфизма (фиг. 9-11, 9-12). Последовательность индекс-минералов в дальредских метапелитовых кристаллических сланцах (в порядке увеличения степени метаморфизма) следующая: хлорит, биотит, альмандин, ставролит, кианит, силлиманит. Линия, соединяющая на карте точки первого появления легко распознаваемого альмандина, называется *альмандиновой изоградой*. Эта линия фиксирует одинаковую интенсивность метаморфизма (одну его ступень) по всей своей протяженности. Зона, выделяемая при картировании между альманди-

новой и следующей изоградой, названа соответственно *альмандиновой*. Альмандин присутствует в метапелитовых кристаллических сланцах более высоких ступеней метаморфизма — в зонах кианита и силлиманита. На фиг. 9-11 и 9-12 показаны конфигурация и последовательность метаморфических зон в отдельных частях площади развития дальредских толщ, в том числе классического района, закартированного Барроу.

Нельзя утверждать, что изограды отражают точно или полностью некоторые простые метаморфические реакции. Так, альмандин в небольших количествах встречается в некоторых породах и в предшествующей биотитовой зоне. И наоборот, в других породах он отсутствует или встречается редко внутри альмандиновой зоны. Это объясняется тем, что альмандин, будучи существенно железисто-алюминиевым гранатом $Fe_3Al_2(SiO_4)_3$ вместе с тем всегда содержит значительные количества Mg^{2+} и Mn^{2+}, замещающих Fe^{2+}, а породы, объединяемые в класс метапелитовых, значительно варьируют по составу, например в отношении степени окисленности железа и относительных количеств Fe, Mg и Mn. К альмандиновой изограде приурочены менее бросающиеся в глаза, особенно макроскопически, изменения минерального состава, например некоторое небольшое изменение состава биотита или уменьшение содержания хлорита. На некотором расстоянии от альмандиновой изограды в одноименной зоне плагиоклаз, представленный в породах низких ступеней метаморфизма чистым альбитом, внезапно обнаруживает значительное содержание анортитового компонента (An_{20} — An_{30}). Изограды обычно выделяются на основании критериев, легко распознаваемых при полевых наблюдениях. Применительно к альмандиновой изограде таким критерием может служить внезапное появление больших количеств граната в большинстве метапелитовых кристаллических сланцев. Хотя определение положения изограды в известной мере субъективно, большинство опытных исследователей проводят ее на карте примерно в одном и том же месте. Важно подчеркнуть, что картируемая последовательность метаморфических зон, даже при не столь точно устанавливаемом положении их границ, как границ формаций или разломов, тем не менее иллюстрирует прогрессивный характер метаморфизма и степени изменения непосредственно в поле. Эта последовательность демонстрирует существование минералогического градиента в существенно изохимических породах, что в свою очередь обусловливает необходимость объяснения таких минералогических вариаций с точки зрения физических градиентов.

В области развития дальредских толщ, как и в других регионах, изограды можно проводить по индекс-минералам не метапелитовых, а каких-либо иных пород. Ориентировка таких независимых систем изоград и зон оказывается приблизительно параллельной. В известковых породах вблизи альмандиновой изограды впервые появляются кальциево-алюминиевые силикаты (гранаты и члены группы эпидота). Плагиоклаз в этих породах впервые становится сильно кальциевым (An_{80}) вблизи ставролитовой изограды, а пироксен впервые появляется около силлиманитовой изограды метапелитов. Направление, в котором происходит изменение интенсивности метаморфизма, ориентированное поперек изоград, очевидно, отражает и линию изменения физических условий, независимую от состава пород.

Соотношения ассоциаций минералов с химическим составом пород. В табл. 9-2 в упрощенном виде приведены некоторые типичные минеральные ассоциации метаморфических зон юго-

ТАБЛИЦА 9-2

Ассоциации минералов в метаморфических зонах юго-восточной части области развития дальредских толщ

Индекс-минерал зоны (в метапелитах)	Тип пород по исходному составу		
	метапелитовые	метаизвестковые	метабазитовые
Хлорит	Мусковит — хлорит — кварц		
Биотит	Биотит — мусковит — хлорит — кварц	Кальцит — слюда — кварц	
Альмандин	Биотит — мусковит — альмандин — кварц	Гранат — эпидот — роговая обманка	
Ставролит	Биотит — мусковит — ставролит — альмандин — кварц	Гранат — анортит — роговая обманка	
Кианит	Биотит — мусковит — альмандин — кианит — кварц		Хлорит — альбит — эпидот — сфен — (кальцит)
Силлиманит	Биотит — мусковит — альмандин — силлиманит — кварц (ортоклаз)	Гранат — анортит — диопсид	Роговая обманка — плагиоклаз (с эпидотом, альмандином или биотитом)

восточной части области развития дальредских толщ. И в этом случае мы видим тесную корреляцию между минеральным и валовым химическими составами пород каждой зоны.

Для иллюстрации парагенезисов минералов, наиболее распространенных в дальредских толщах метапелитовых пород, можно прибегнуть к типу фазовой диаграммы, предназначенной для ассоциации с участием одного силиката кальция. Такой силикат в метапелитовых кристаллических сланцах, развитых от середины альмандиновой зоны до силлиманитовой зоны, представлен плагиоклазом не более основного состава, чем An_{30}. Три конечных компонента треугольной диаграммы состава данного типа: $A = Al_2O_3 (K_2O + Na_2O + CaO)$; $K = K_2O$; $F = MgO + FeO + MnO$. Все окислы выражаются в молекулярных процентах. Дополнительные возможные (фактически почти повсеместные) фазы в каждой ассоциации — кварц и плагиоклаз. Фиг. 9-13 и 9-14 представляют диаграммы *AKF* для метапелитовых и полуметапелитовых пород соответственно в высокоступенной части альмандиновой зоны и в кианитовой зоне. Некоторые минералы в этих ассоциациях такие же, как и в метапелитовых роговиках внутренней зоны контактового ореола Инио. Однако в дальредских породах присутствуют и другие фазы:

мусковит $KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$,

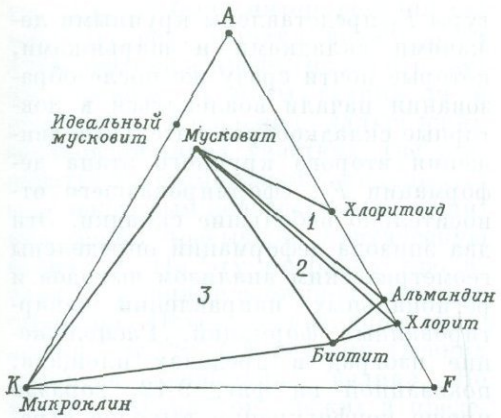
хлоритоид $(Fe, Mg)_2(Al, Fe)Al_3O_2 \cdot (SiO_4)_2(OH)_4$,

альмандин $(Fe, Mg, Mn)_3Al_2(SiO_4)_3$,

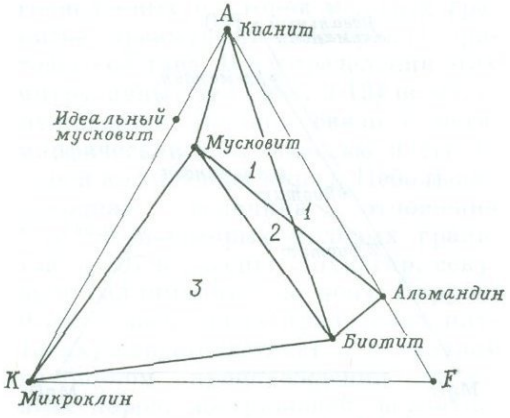
кианит Al_2SiO_5.

Наиболее распространенные метапелитовые ассоциации двух зон приведены в табл. 9-3.

На диаграммах *ACF* и *AKF* можно отобразить корреляцию минерального и химического составов метаморфических пород лишь по валовым соотношениям главных компонентов. Если же рассматривать распределение элементов между сериями твердых растворов под углом зрения химического контроля, то удается выявить более тонкие и очень устой-



ФИГ. 9-13. Диаграмма состава *AKF* метапелитовых ассоциаций минералов высокой ступени альмандиновой зоны юго-восточной части Шотландских нагорий.



ФИГ. 9-14. Диаграмма состава *AKF* метапелитовых ассоциаций минералов кианитовой зоны, Глен-Уркварт, юго-восточная часть Шотландских нагорий [*Francis G. N.*, Brit. Mus. (Nat. Hist.), Mineral Bull., 1, 1964)].

чивые детали такой корреляции. Во всех случаях обнаруживается четкая положительная корреляция между величинами отношения Mg/Fe в сосуществующих биотитах и альмандинах. Эта связь не столько определяется величинами отношения Mg/Fe в валовом составе породы, сколько степенью окисленности железа (фиг. 9-15). Слабая окисленность железа, фиксируемая присутствием пары окисножелезистых минералов магнетит (Fe_3O_4) + ильменит ($FeOTiO_2$) благоприятствует пониженной величине отношения MgO/FeO в ассоциирующихся закисножелезистых силикатах. Эти соотношения иллюстрируются на фиг. 9-15 на примере высокоступенных пород кианитовой зоны, развитых невдалеке от силли-

ТАБЛИЦА 9-3

Ассоциации минералов метапелитовых пород альмандиновой и кианитовой зон юго-восточной части Шотландских нагорий

Зона	Тип пород по особенностям валового состава		
	Сильно глиноземистые (*1*) [1]	Средние (*2*)	С повышенным содержанием калия (*3*)
Альмандиновая	Мусковит—хлоритоид—альмандин—хлорит (иногда биотит)	Мусковит—биотит—альмандин	Мусковит—биотит—микроклин
Кианитовая	Кианит—мусковит—биотит—альмандин (последний иногда отсутствует)	Мусковит—биотит—альмандин	Мусковит—биотит—микроклин

[1] Цифры соответствуют номерам полей на фигурах 9-13 и 9-14. Во всех ассоциациях в качестве дополнительных фаз могут присутствовать кварц, плагиоклаз и железоокисные минералы.



ФИГ. 9-15. Вариации железистости в сосуществующих биотитах и альмандинах в породах кианитовой зоны вблизи силлиманитовой изограды, Глен-Клова, юго-восточная часть Шотландских нагорий (*Chinner G. A.*, J. Petrol., 1, pp. 178—217, 1960).

Кружки с точкой — слабо окисленная ассоциация с магнетитом и ильменитом, кружки с крестиком — сильно окисленная ассоциация с магнетитом и гематитом.

манитовой изограды. В породах с более окисленным железом присутствует окисная пара магнетит — гематит (Fe_3O_4 — Fe_2O_3). В таких породах суммарное содержание железоокисных минералов больше, чем при меньшей степени окисленности, и соответственно содержание биотита и альмандина меньше. При этом величина MgO/FeO в обоих силикатах возрастает и одновременно значительно увеличивается отношение MnO/FeO в альмандине по сравнению с ассоциирующимися породами, в которых степень окисленности меньше. Рассмотренные зависимости представляют один из многих механизмов, посредством которых минеральные ассоциации закономерно отражают общий химизм системы.

Метаморфизм, складчатость, плутонизм и время. Структурным анализом собранных в сложные складки слоистых и листоватых дальредских пород выявлена последовательность из четырех обособленных эпизодов складкообразования, соответственно обозначенных F_1, F_2, F_3 и F_4. Структуры F_1 представлены крупными лежачими складками и шарьяжами, которые почти сразу же после образования начали вовлекаться в повторные складкообразовательные движения второго крупного этапа деформации F_2, сформировавшего относительно небольшие складки. Эти два эпизода деформаций определены геометрическим анализом выходов и региональных направлений закартированных формаций. Расположение изоград в пределах площади, показанной на фиг. 9-12, гораздо проще конфигурации выходов стратиграфической формации известняков Лох-Тей. Такого же типа соотношения отдельных горизонтов наблюдаются повсеместно в южной части площади распространения дальредских пород, а также обычны, хотя и не универсальны, в других областях регионального метаморфизма. Исходя из макроструктурного анализа, подкрепленного микроструктурными наблюдениями, полагают, что максимум дальредского метаморфизма проявился в течение и несколько позже эпизода складчатости F_2.

Считается, что становление листоватых древних гранитов происходило синхронно с этим пиком метаморфизма, чем и обусловлено некоторое структурное сходство плутонов с вмещающими метаморфическими породами. Радиометрические данные в целом подтверждают такую корреляцию. Вместе с тем имеющиеся определения абсолютного возраста пород свидетельствуют о том, что становление некоторых тел древних гранитов в силлиманитовой зоне Барроу происходило значительно позднее, вероятно, в течение третьего эпизода складкообразования F_3. Древние граниты более распространены в зонах высоких ступеней метаморфизма. Может быть, в таком случае дальредский метаморфизм — прямое следствие вторжения в земную кору восходящей гранитной маг-

мы? Такова была интерпретация самого Барроу. Однако возможно и альтернативное предположение о том, что древние граниты возникали в результате плавления дальредских осадков на таких участках, где температуры метаморфизма, индуцируемые некоторым неизвестным источником тепла, превышали критическую величину. На эту проблему проливают свет данные изотопного анализа стронция. Исходная величина отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ дальредских древних гранитов необычайно велика. Во многих случаях она лежит в пределах 0,715—0,719, что свидетельствует о возникновении магмы древних гранитов в результате плавления залегающих на глубине сиалических коровых пород. У наиболее поздних древних гранитов, в том числе из массива Глен-Клова (фиг. 9-11), величина $^{87}Sr/^{86}Sr$ чрезвычайно высока (0,728—0,733), что свидетельствует о непосредственном выплавлении гранитной магмы из дальредских пород, у которых величины отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ находятся в тех же пределах.

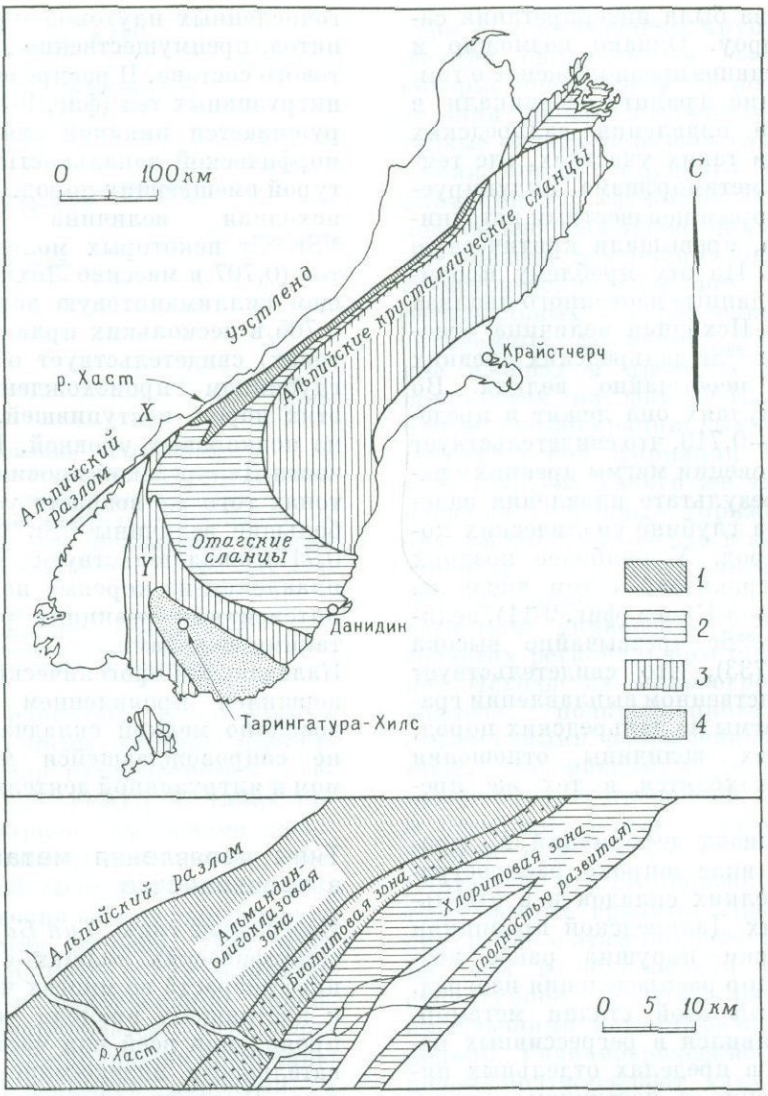
Третий эпизод деформаций F_3 проявился в виде широко распространенных мелких складок и в отдельных частях Дальредской провинции тектонически нарушил ранее возникший узор распределения изоград. Синхронный этой стадии метаморфизм проявился в регрессивных изменениях в пределах отдельных пятен, особенно в частичном превращении граната и биотита в хлорит. Однако в наиболее глубоких зонах, вскрытых в настоящее время, температуры поднимались настолько, что местами проявился второй эпизод высокотемпературного метаморфизма, запечатленный в силлиманитовой зоне региона Глен-Клова и даже в локальном плавлении, в результате которого возникли поздние плутоны древних гранитов.

Последним крупным событием в каледонском цикле было внедрение многочисленных плутонов молодых гранитов, преимущественно гранодиоритового состава. В распределении этих интрузивных тел (фиг. 9-19) не обнаруживается никакой связи с метаморфической зональностью и структурой вмещающих пород. Небольшая исходная величина отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ некоторых молодых гранитов (0,707 в массиве Лохнагар, секущем силлиманитовую зону Барроу; 0,705 в нескольких ирландских плутонах) свидетельствует о первичном глубинном происхождении магмы этих пород, поступившей, вероятно, из подкоровых уровней. В северной части Дальредской провинции в плутонах того же возраста установлены большие величины $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,715—0,717), свидетельствующие об их выплавлении из коровых пород или об интенсивных реакциях расплавов с такими породами.

Каледонский орогенический цикл завершился проявлением локальной довольно мелкой складчатости (F_4), не сопровождавшейся метаморфизмом и интрузивной деятельностью.

Типы проявления метаморфизма в пространстве

Изоградные типы. *Тип Барроу.* В метаморфических толщах самого разного возраста во многих частях мира к настоящему времени установлены проявления всей или части последовательности индекс-минералов Барроу. В таких случаях уже стало обычным говорить о *зональности Барроу*. Отчасти в связи с тем, что этот тип прогрессивной метаморфической зональности был распознан и закартирован первым, многие геологи рассматривают его как «нормальный». С некоторыми вариациями метаморфизм типа Барроу установлен в породах самого различного возраста во многих регионах, в том числе в докембрии восточной части Индии, в ранне- и среднепалеозойских складчатых поясах Норвегии и восточной



ФИГ. 9-16. Метаморфические зоны в геосинклинали Новой Зеландии.

Незаштрихованные площади — Тасманская провинция, отличающаяся по эволюции метаморфизма и плутонизма от геосинклинали Новой Зеландии.
1 — биотитовая и другие зоны высокой ступени; *2* — хлоритовая зона; *3* — плагиоклазовая зона; *4* — цеолитовая зона.

части США, в геосинклинальном заполнении (пермь — юра) Южного острова Новой Зеландии (фиг. 9-16) и в ядре европейских Альп, где максимум метаморфизма проявился в среднетретичное время.

Широко распространенное мнение об единообразном характере проявлений метаморфизма типа Барроу кажется, однако, преувеличенным. Здесь, вероятно, возникла та же ситуация, что и в случае «стандартных» типов магм (гл. 6). Ни один из метаморфических регионов не похож полностью на другой. Общее сходство в зональности, несомненно,

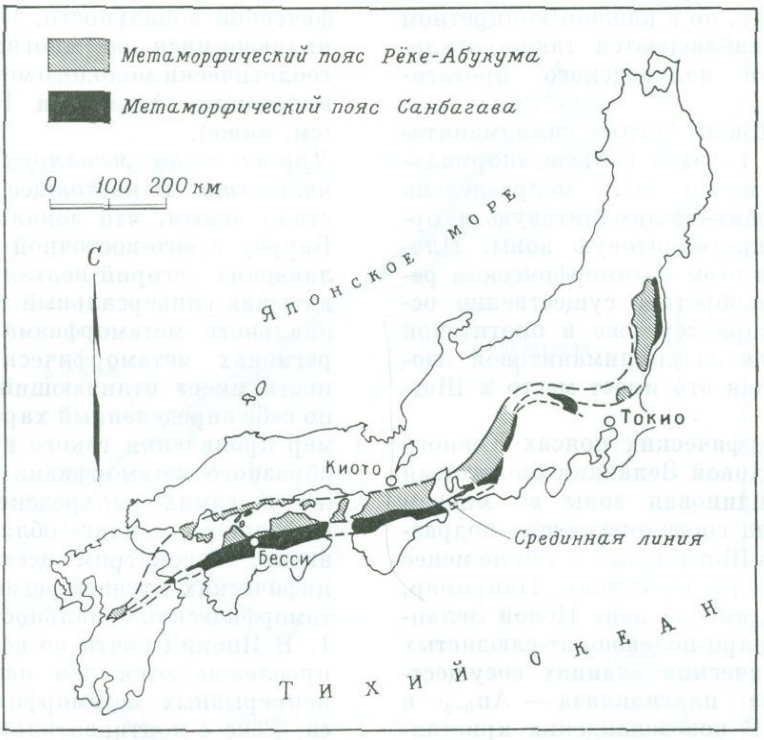
существует, но в каждом конкретном регионе наблюдаются также отклонения от дальредского прототипа.

Так, в Новой Англии силлиманитовая зона гораздо больше «нормальной» и может быть подразделена на мусковит-силлиманитовую и ортоклаз-силлиманитовую зоны. Плагиоклаз в этом метаморфическом регионе приобретает существенно основной характер уже в биотитовой зоне, а не за силлиманитовой изоградой, как это имеет место в Шотландии.

В метаморфических поясах Южного острова Новой Зеландии биотитовая и альмандиновая зоны во многом похожи на соответствующие подразделения в Шотландии. И тем не менее они не вполне идентичны. Например, в альмандиновой зоне Новой Зеландии в кварц-полевошпат-слюдистых кристаллических сланцах сосуществуют два плагиоклаза — An_{0-5} и An_{20-30}. В новозеландских кристаллических сланцах высокой ступени метаморфизма ставролит отсутствует, а кианит появляется редко. Эти соотношения, правда, в основном отражают преобладание в исходных осадках песчаников над глинистыми сланцами. Хлоритовая зона в Новой Зеландии обширна и занимает площадь около 20 000 км^2. В значительной ее части (как это показано на фиг. 9-16) в типичной ассоциации этой зоны кварц — мусковит — хлорит — альбит постоянно присутствуют небольшие количества биотита и альмандина. С уменьшением степени метаморфизма хлоритовая зона сменяется краевыми зонами, в минеральных ассоциациях которых участвуют характерные водные силикаты кальция и алюминия — цеолиты, пумпеллиит и лавсонит, неизвестные в дальредской зональности типа Барроу. В присутствии лавсонита можно видеть убедительный признак родства (хотя и не идентичности) новозеландской серии с типами метаморфической зональности, широко проявляющимися во многих регионах геологически молодого метаморфизма в Японии, Альпах и Калифорнии (см. ниже).

Другие типы метаморфической зональности. В настоящее время уже стало ясным, что зональность типа Барроу в юго-восточной части Шотландских нагорий нельзя рассматривать как универсальный эталон регионального метаморфизма. В других регионах метаморфическая зональность имеет отличающийся, но сам по себе определенный характер. Пример проявления такого вполне своеобразного метаморфизма имеется даже в самих дальредских толщах, в северном сегменте области их развития. Рассмотрим несколько специфических случаев регионально-метаморфической зональности:

1. В Японии почти по всей ее длине прослеживаются два параллельных непрерывных метаморфических пояса: Рёке с континентальной стороны и Санбагава ближе к Тихому океану (фиг. 9-17). Эти пояса контактируют по разлому, получившему название Срединной линии Японии. Характер метаморфизма в двух рассматриваемых поясах резко различен. В поясе Рёке закартированы изограды по индекс-минералам и ассоциациям метапелитовых пород: хлорит, биотит — альмандир, андалузит — кордиерит — альмандин, силлиманит — кордиерит — альмандин. Следует отметить, что андалузит- и кордиеритсодержащие парагенезисы, вполне обычные для контактовых ореолов, не представительны для зональности типа Барроу. Однако такие ассоциации появляются и в дальредских породах в 70—90 км севернее района, закартированного Барроу. Такой тип метаморфизма даже получил название бучанского (фиг. 9-10). Японские геологи с известным основанием ставят вопрос: какой же метаморфизм считать нормальным — типа Барроу или типа Рёке?



ФИГ. 9-17. Метаморфические пояса Санбагава и Рёке, Япония (*Turner F. J.*, Metamorphic petrology, McGraw-Hill, p. 35, 1968).

2. В поясе Санбагава Японии характер метаморфизма метапелитовых кристаллических сланцев соответствует низким ступеням дальредской серии Барроу. Однако альмандин здесь имеет тенденцию появляться ранее биотита. В хлоритовой зоне (определенной по ассоциации метапелитовых пород) присутствуют метаморфизованные основные породы, в которых проявляются ассоциации, совершенно не встречающиеся в дальредских толщах:

глаукофан $Na_2(Mg, Fe)_3(Al, Fe)_2 \cdot Si_8O_{22}(OH)_2$,
жадеит $Na(Al, Fe)Si_2O_6$,
омфацит $(Ca, Na)(Mg, Al)Si_2O_6$,
лавсонит $CaAl_2Si_2O_7(OH)_2H_2O$,
пумпеллиит — сложный водный силикат кальция, алюминия и железа,
стильпномелан — сложный водный железо-магнезиальный силикат.

Эти же минералы в различных сочетаниях появляются в породах широкого диапазона составов, подвергшихся относительно молодой складчатости в других регионах—в береговых хребтах Калифорнии (юра), в Пеннинских Альпах Швейцарии и Италии (третичная складчатость), в Новой Каледонии (третичное время).

В перечисленных регионах метаморфическая зональность совершенно не похожа на серию Барроу. В Калифорнии, например, проявляется общая тенденция к появлению такой последовательности ассоциаций в порядке увеличения степени метаморфизма:

альбит — пумпеллиит (— кальцит),
альбит — лавсонит (— арагонит),
кварц — лавсонит — жадеит — глаукофан (— арагонит),
омфацит — альмандин — лавсонит — глаукофан (— арагонит).

Биотит, наизменно присутствующий в дальредских кристаллических сланцах за одноименной изоградой, совершенно не встречается в ассоциациях береговых хребтов Калифорнии.

3. Весьма специфичны системы изоград *во многих докембрийских толщах*, в которых ассоциации с участием слюд и роговых обманок, во многом похожие на присутствующие в зонах высокой ступени серии Барроу, при дальнейшем увеличении степени метаморфизма сменяются почти безводными ассоциациями. Конечные продукты метаморфизма этого типа представлены гранулитами с парагенезисами кварц — полевой шпат — альмандин (метапелитовый) и плагиоклаз — диопсид — гиперстен — альмандин (метабазитовый). В метапелитовых породах многих гранулитовых толщ широко распространен кордиерит. Установлено несколько типов распределения и взаимоотношений изоград. В частности, в одном из регионов гранулитового метаморфизма, на площади около 3000 км² в окрестностях месторождения Брокен-Хилл в восточной части центральной Австралии при картировании выделены три зоны. Зона наименьшего метаморфизма здесь в значительной мере соответствует силлиманитовой типа Барроу. Кроме того, прослежены две изограды, фиксирующие более интенсивный метаморфизм. Эти изограды устанавливаются по следующим минералогическим изменениям:

А. В амфиболитах зеленая роговая обманка сменяется бурой; в метапелитовых породах за счет ассоциации кварц — мусковит возникает пара силлиманит — ортоклаз.

Б. В амфиболитах вместо роговой обманки появляются диопсид и гиперстен; в метапелитовых породах в больших количествах образуется кордиерит.

В связи со всеми упомянутыми выше вариациями метаморфизма в настоящее время начали различать до пяти или более «нормальных» типов регионального метаморфизма — серий фаций Миясиро. Тем не менее даже подобный подход авторам настоящей работы представляется недостаточно гибким. За явными общими чертами *какого-либо уже известного* «нормального» типа метаморфизма в *любой провинции* удается обнаружить специфические, присущие только ей особенности. Выделение отдельных типов метаморфизма, конечно, отчасти полезно, поскольку это позволяет формализовать некоторые общие аспекты регионального метаморфизма. Но такая формализация вместе с тем и вредна, поскольку она может помешать выявлению специфических особенностей конкретного метаморфического цикла в конкретном регионе, т. е. может затруднить ви́дение уникальности этого события.

Типы деформации и плутонизма. В настоящее время обычно устанавливают широкие корреляции в пространстве и во времени между региональным метаморфизмом, орогенией и гранитоидным плутонизмом. Такие соотношения мы уже отмечали для случая дальредского метаморфизма. В других регионах некоторые аспекты подобных корреляций напоминают установленные в Шотландии, но часто эти связи имеют несколько иной характер. Так же как и серии изоград, соотношения между метаморфизмом, плутонизмом и тектоникой в каждом регионе, вероятно, имеют уникальный характер.

Андская геосинклиналь, Чили. Довольно простые соотношения наблюдаются в юрско-меловом заполнении Андской геосинклинали в Чили. Эти

породы подверглись региональному метаморфизму погружения, степень которого связана со стратиграфической глубиной. Узор наложившейся на метаморфизованные толщи складчатости также относительно прост. Здесь отсутствуют аналоги древних гранитов Шотландии, но постметаморфические гранитные плутоны синхронны с несколькими фазами орогении, проявившимися в период от средней юры до раннетретичного времени.

Альпийский метаморфизм геосинклинали Новой Зеландии. На Южном острове Новой Зеландии существуют две самостоятельные относительно древние тектонические провинции, соприкасающиеся друг с другом по крупным разломам (фиг. 9-16). Более молодая из них занимает центральную и восточную части острова и образует южную часть геосинклинали Новой Зеландии. Эта геосинклиналь выполнена очень мощной толщей осадков, отлагавшихся от начала перми до поздней юры. К нижним уровням геосинклинальной толщи приурочены большие массы вулканических пород основного состава, крупные габброидные плутоны и пластообразные тела гипербазитов. Повсеместно породы геосинклинали Новой Зеландии смяты в интенсивные складки в ходе крупных тектонических движений рангитатской орогении. По стратиграфическим данным эта орогения продолжалась сравнительно недолго, 10—20 млн. лет, в самом конце юры и в начале мела. Рангитатская орогения проявилась по крайней мере в виде двух крупных эпизодов складчатости:

1. Образование главных складок. В осевой зоне геосинклинали возникла масса лежачих складок и тектонических покровов (отагские и альпийские кристаллические сланцы на фиг. 9-16), а в более широкой зоне слабо метаморфизованных и неметаморфизованных пород южнее Отагского пояса кристаллических сланцев возникла крупная региональная синклинальная структура.

2. Возникновение повсеместной мелкой складчатости. На этом этапе в пределах крупных площадей деформации были столь интенсивными, что практически уничтожались все признаки ранее возникших крупных складок.

Осевая зона геосинклинальной провинции занята изогнутым поясом наиболее метаморфизованных пород (группа кристаллических сланцев Хаст). Эти породы, хотя и прослеживаются непрерывно, уже в течение длительного времени называются по-разному в северном (альпийские сланцы) и южном (отагские сланцы) сегментах осевого пояса. В целом метаморфизм на нижних уровнях геосинклинального заполнения начался до интенсивной складчатости. В триасовых вулканических песках проявились цеолитовые ассоциации низкой ступени метаморфизма, причем по мере увеличения стратиграфической глубины интенсивность метаморфизма пород возрастает. Эти соотношения особенно хорошо наблюдаются в типоморфном районе проявления метаморфизма погружения Кумбса (Тарингатура-Хилс). В залегающих ниже по разрезу пермских породах в этом же районе обнаруживаются различные стадии развития характерных водных силикатов кальция и алюминия (пумпеллиит, лавсонит), широко распространенных и в других регионах проявления метаморфизма погружения (в Чили, Калифорнии и Новой Каледонии).

Значительно более высокой ступени метаморфизм достигал повсеместно в зонах отагских и альпийских кристаллических сланцев. Метаморфизм здесь осуществлялся также в период второго эпизода складчатости и после него. Максимальное проявление метаморфической кристаллизации и конечное положение изоград наложились на оба крупных эпизода рангитатской складчатости.

Плутоническая интрузивная деятельность в геосинклинали Новой Зеландии выразилась лишь в становлении дометаморфических интрузивов основного состава и гипербазитовых тел на нижних уровнях геосинклинального заполнения. Замечательная особенность этого обширного метаморфического региона — полное отсутствие гранитных плутонов, которые не встречены здесь, несмотря на высокий расчлененный рельеф и большие относительные превышения.

Типы проявления метаморфизма во времени. Первостепенное значение при нашем рассмотрении соотношений метаморфизма с орогенией и плутонизмом имеет вопрос о роли времени. Говоря о некотором эпизоде метаморфизма, мы тем самым подразумеваем и некоторый интервал времени, в течение которого изначально неизмененные породы начали переходить в свое современное состояние, изменяя минеральный состав и структуру. Структурную эволюцию пород можно расшифровать картированием и анализом складчатости некогда плоскостных структурных элементов. Многие сведения о последовательности кристаллизации минералов в связи с эпизодами деформации можно получить при микроскопических исследованиях. Собрав всю такую информацию, можно посредством радиометрических определений абсолютного возраста минералов и горных пород определить временны́е границы различных эпизодов кристаллизации, как метаморфической, так и магматической. Исследования, проведенные в ряде метаморфических регионов с одновременным применением трех только что перечисленных методик, позволили сделать два общих вывода: продолжительность метаморфизма может быть очень большой, десятки и сотни миллионов лет; эволюция метаморфизма в каждом регионе имеет уникальный характер.

В случае прогрессивного регионального метаморфизма проблема соотношений времени и пространства, имеющая огромное значение для геологии, приобретает особую остроту. Закартированная последовательность изоград выявляет минералогический (метаморфический) градиент в пространстве. Предполагается, что эта связь в свою очередь отражает ранее существовавший градиент физических условий (температуры, давления), которые в настоящее время мы также можем рассматривать лишь под углом зрения пространства. Но в какой мере эти градиенты проявлялись во времени? Возникали ли зоны хлорита, биотита, альмандина и кианита действительно «синхронно», т. е. в течение одного узкого интервала времени? Или может быть кристаллизация минералов в хлоритовой зоне предшествовала кристаллизации в альмандиновой зоне (или следовала за ней) на многие миллионы лет, даже на геологические периоды, если подходить с точки зрения стратиграфической временно́й шкалы? Был ли метаморфизм действительно прогрессивным, действительно ли кристаллизации альмандина на данном участке предшествовало более раннее образование биотита, а еще раньше — хлорита и мусковита? И в какой же момент времени в течение длительного периода погружения, деформации, подъема и конечной эрозии до выхода на дневную поверхность наблюдающиеся ныне ассоциации минералов стали устойчивыми и «заморозились»? Ответы на эти вопросы приходится получать в индивидуальном порядке для каждой метаморфической провинции. Рассмотрим здесь кратко лишь два хорошо изученных примера.

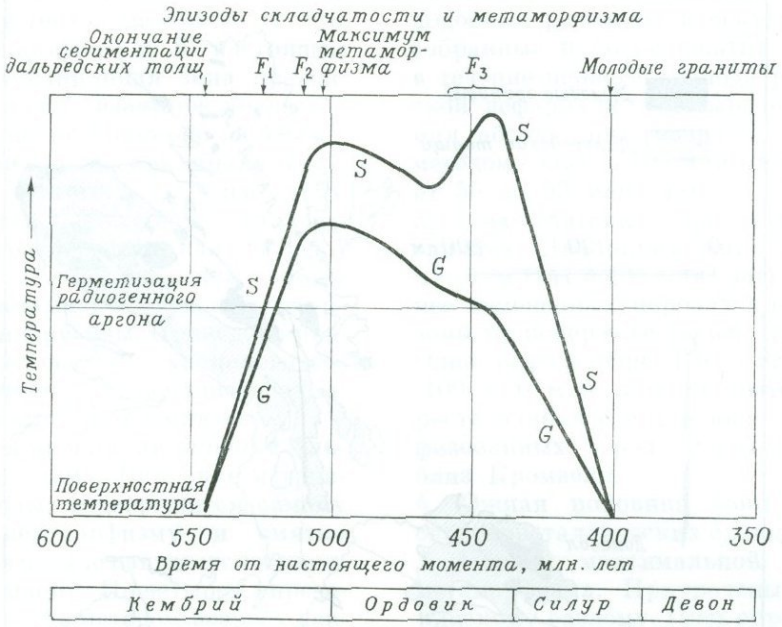
Радиометрическая хронология дальредского метаморфизма Шотландии. По геологическим данным, седиментация дальредских толщ продолжалась от позднедокембрийского времени до раннего кембрия. Находки

нижнекембрийских окаменелостей позволяют отнести окончание периода седиментации к моменту 550—540 млн. лет назад по принятым сейчас временны́м шкалам.

В числе относительно давних определений абсолютного возраста были получены и многие цифры по K — Ar-методу для слюд из кристаллических сланцев и интрузивных гранитов дальредских толщ. Эти цифры для кристаллических сланцев и древних гранитов имеют значительный разброс (490—380 млн. лет) с сильной концентрацией у 450—430 млн. лет. Для интерпретации этих определений предлагались различные термические модели, в которых, однако, неизменно максимум метаморфизма следовал за пиком эпизода каледонской складчатости F_2, возраст которого определялся в 500 млн. лет или несколько более. Абсолютный возраст по K — Ar-методу рассматривается как момент времени, когда в результате постметаморфического охлаждения температура опускается ниже некоторой критической точки, в которой слюда становится герметичной по отношению к образующемуся внутри нее радиогенному аргону. В одной из предложенных моделей предполагалось второе событие, осуществившееся несколько ранее 450 млн. лет назад или в интервале 450—430 млн. лет назад. Это событие коррелировали с третьим эпизодом каледонской складчатости F_3. Абсолютный возраст плутонов молодых гранитов, отражающих подъем крупных масс гранодиоритовой магмы из глубинных частей земной коры, по многим сходящимся определениям K—Ar-методом колеблется в узких пределах 410—390 млн. лет. Этот постметаморфический эпизод плутонизма сменился или сопровождался локальными проявлениями тектонической активности эпизода складчатости F_4.

Полученные в последний период данные определений абсолютного возраста дальредских гранитов и кристаллических сланцев по Rb—Sr-методу в целом подтверждают, проясняют и детализируют картину, основанную на данных K—Ar-метода. Оказалось, в частности, что становление древних гранитов осуществлялось неодноактно. Эта фаза плутонизма, возможно, началось еще 530 млн. лет назад, но достигла максимума около 500 млн. лет назад (что предполагалось и по K—Ar-данным), после чего около 420 млн. лет назад произошло становление последних относительно мало распространенных тел древних гранитов. Rb—Sr-определениями подтвержден возраст интрузивов молодых гранитов около 400 млн. лет, установленный K — Ar-методом.

Можно предложить различные термические модели дальредского метаморфизма и плутонизма, соответствующие установленным цифрам абсолютного возраста. В одной из таких моделей подчеркиваются вариации температуры со временем в юго-восточной части Шотландских нагорий. Этот термический режим представлен кривыми на фиг. 9-18. На графике отражены два эпизода метаморфизма, синхронные складчатостям F_2 и F_3. Можно, однако, отметить, что эта картина в некоторых важных аспектах слишком однообразна. В соответствии с ней горные породы в условиях многократной складчатости подвергались воздействию метаморфических температур в течение периода не менее 100 млн. лет, что составляет более четверти всего палеозойского времени. Но изоградный узор «заморозился», вероятно, относительно рано в течение довольно короткого интервала времени, порядка 10 или 20 млн. лет после максимума складчатости F_2. Большинство исследователей высказываются за только что упомянутые соотношения метаморфизма со временем. Действительно, в любом участке ре-



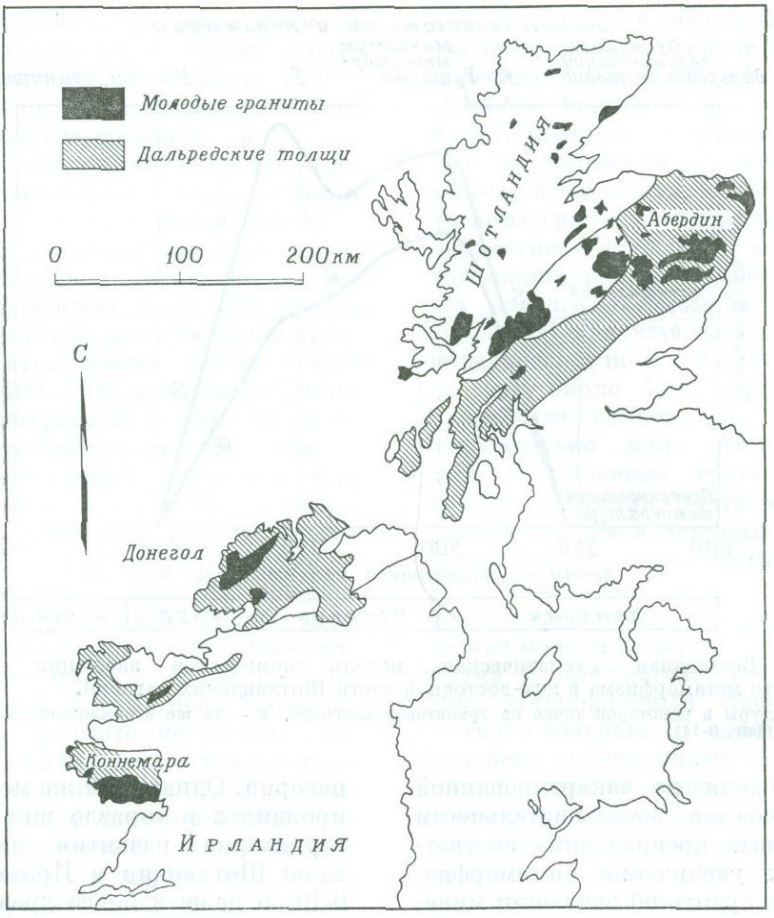
ФИГ. 9-18. Возможная схематическая модель термической эволюции в процессе дальредского метаморфизма в юго-восточной части Шотландских нагорий.

G — температуры в некоторой точке на гранатовой изограде; *S* — то же в силлиманитовой зоне, Глен-Клова (фиг. 9-11).

гиона, исходя из закартированной в пространстве последовательности минеральных превращений, соответствующих увеличению метаморфизма, можно судить об эволюции минерального состава. Иными словами, метаморфизм здесь действительно имел прогрессивный характер. В пределах обширных участков силлиманитовой зоны наблюдается незавершенная конечная минералогическая реакция — кристаллизация силлиманита за счет мусковита в кианитовых сланцах. Здесь сохраняются минеральные ассоциации, типичные для непосредственно предшествовавшей зоны (и стадии) метаморфизма.

По существу во всех наших рассуждениях мы не рассматривали полной картины дальредского метаморфизма. Вместо этого мы брали некоторый изолированный блок подвергшихся ему горных пород, а именно район развития зональности Барроу в юго-восточной части Шотландских нагорий. Однако тот же метаморфизм проявился и гораздо шире, на всей территории развития дальредских толщ Шотландии и Ирландии (фиг. 9-19) и даже в более древних мойнских породах, распространенных северо-западнее. В этих более древних породах Rb — Sr-методом фиксируется докембрийский мойнский метаморфизм, признаки которого не улавливаются K — Ar-определениями возраста слюд, поскольку при наложенном каледонском метаморфизме происходила потеря аргона.

Даже дальредский метаморфизм в различных местах протекал по-разному. Так, в Коннемаре, Ирландия, вслед за возникновением системы изоград типа Барроу произошло несколько эпизодов складчатости, а затем внедрение гранитов с абсолютным возрастом 510 ± 35 млн. лет. Здесь дальредские породы в значительной мере размыты, а затем перекрыты морскими осадками, в са-



ФИГ. 9-19. Распределение плутонов молодых гранитов относительно дальредских кристаллических сланцев в Шотландии и Ирландии (*Brown P. E., Miller J. A., Gastry R. L.*, Yorkshire Geol. Soc. Proc., 36, p. 252, 1968).

мых нижних горизонтах которых присутствуют граптолиты базальных слоев ордовика (490 млн. лет). В этих осадках встречаются также обломочные зерна ставролита, поступившие из развитых невдалеке дальредских кристаллических сланцев. Вместе с тем ордовикская толща здесь несет отпечаток слабого регионального метаморфизма, вероятно, соответствующего поздней стадии каледонского цикла. На фиг. 9-20 отображена возможная термическая история дальредского метаморфизма в Коннемаре.

Радиометрическая хронология метаморфизма в геосинклинали Новой Зеландии. Для пород геосинклинали Новой Зеландии (стр. 634) произведено двенадцать определений абсолютного возраста K — Ar-методом и два определения Rb — Sr-методом. Эти цифры попадают в совершенно неожиданный интервал от 140 до 4 млн. лет. Вариации абсолютного возраста связаны со степенью метаморфизма и имеют также свои пределы в отдельных хронологических провинциях (фиг. 9-21), в значительной мере разграниченных разломами

Альпийской тектонической зоны. Это крупная живущая и в настоящее время дислокационная зона прежде всего обусловила взаимное правостороннее смещение примерно на 480 км одного сегмента геосинклинали относительно другого. В этих двух блоках установлена совершенно одинаковая стратиграфическая последовательность, тождественны зоны метаморфизма низкой ступени и гипербазитовые интрузивы. Приведем краткую характеристику хронологических провинций, выявленных радиометрическими определениями:

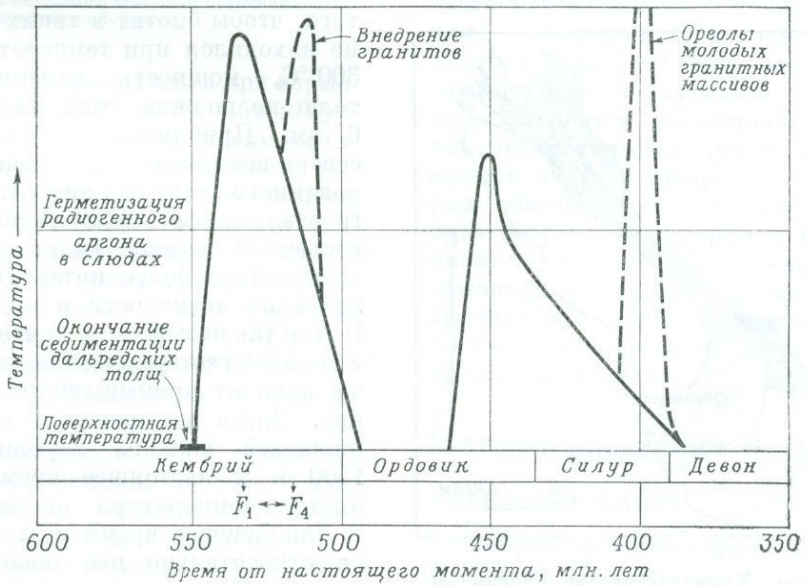
1. Северная провинция *западнее* Альпийского разлома. Пермские и триасовые породы, подвергшиеся самому слабому метаморфизму и смятые в складки в начале рангитатского эпизода деформаций. По четырем определениям К — Ar-методом возраст лавсонитсодержащих пород изменяется от 130 до 110 млн. лет.

2. Северо-западный конец пермотриасовой краевой зоны непосредственно *восточнее* южного окончания Альпийского разлома. Породы, подобные развитым в секторе *1*, но собранные в более сжатые складки в течение первого периода рангитатской деформации. Четыре определения абсолютного возраста К — Ar-методом: один —106 млн. лет, три — от 55 до 53 млн. лет.

3. Зона отагских кристаллических сланцев. Два определения К — Ar-методом (141 и 133 млн. лет) в наименее измененных породах хлоритовой зоны на побережье южнее Данидина. Одно определение Rb — Sr-методом (100 ± 10 млн. лет) абсолютного возраста наиболее интенсивно метаморфизованных пород хлоритовой зоны близ Кромвеля.

4. Южная половина зоны альпийских кристаллических сланцев.

А. Породы максимальной ступени метаморфизма. Приурочены к Альпийскому разлому. Пять определений абсолютного возраста К — Ar-методом по метаморфическим биотитам (8—4 млн. лет). Крупнокристаллические слюды из одного пегматоидного обособления: биотит (25 млн. лет К — Ar-методом и 26 млн. лет

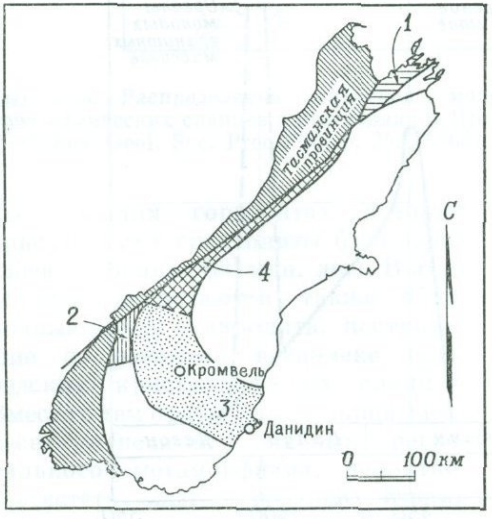


ФИГ. 9-20. Возможная модель термической эволюции в процессе дальредского метаморфизма в Коннемаре, Ирландия.

Rb — Sr-методом), мусковит (60 млн. лет Rb — Sr-методом).

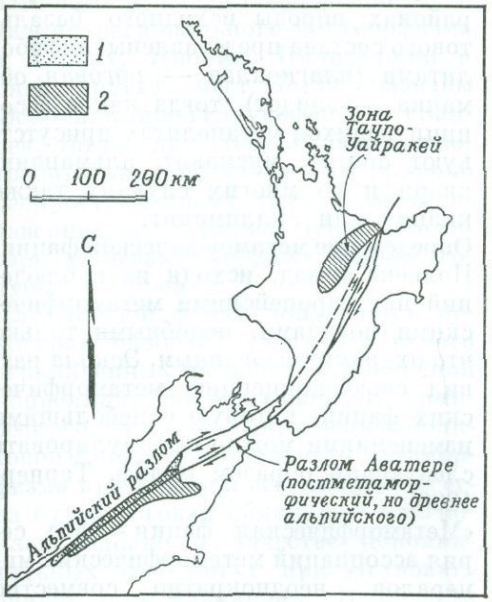
В. Кристаллические сланцы из участка, расположенного вблизи биотитовой изограды в 20 км от Альпийского разлома,— 76 млн. лет K — Ar-методом. Тонкозернистые филлиты наименьшей ступени метаморфизма в 40 км от Альпийского разлома — 133 млн. лет K — Ar-методом.

Каждая из этих провинций характеризуется собственной термической эволюцией. Однако во всех провинциях метаморфизм начался одновременно, что фиксируется радиометрическими определениями в сохранившихся наименее измененных участках с минимальной ступенью метаморфизма. Эти цифры, видимо, составляют 130—100 млн. лет, что отвечает первому эпизоду складчатости в рангитатской орогении. Такое предположение увязывается со стратиграфическими данными и с проявлением складчатости в начале среднего мела (120—100 млн. лет) в расположенной поблизости Тасманской провинции. Пониженные значения абсолютного возраста биотита по K — Ar-методу предположительно отражают моменты их герметизации для возникающего радиогенного аргона в процессе охлаждения от относительно высоких температур метаморфизма. Среди исследователей существует единодушное мнение о том, что очень небольшие значения цифр абсолютного возраста пород высокой ступени метаморфизма, развитых в непосредственной близости от Альпийского разлома, отражают тектонические движения по разлому в плиоцене. Эти движения получили название кайкурской орогении.



ФИГ. 9-21. Хронологические провинции метаморфической области геосинклинали Новой Зеландии.
Цифры соответствуют комментариям в тексте.

Характер градиентов в Альпийской зоне до плиоценового подъема и вертикальная амплитуда этого движения в течение кайкурской орогении неизвестны. В настоящее время альпийские кристаллические сланцы занимают зону, для которой предполагается высокий термический градиент, о чем можно судить по многочисленным выходам горячих источников. Если предположить, что такого рода повышенный термический градиент, например 50 °С/км, удерживался в последние 4—5 млн. лет, то для того, чтобы биотит в таких условиях не находился при температуре выше 300 °С, мощность перекрывающих толщ не должна была быть больше 6 км. Приблизительно в 350 км северо-восточнее вдоль экстраполированного направления Альпийского разлома (фиг. 9-22) располагается *восточная граница удлиненной зоны* значительно более интенсивной термической активности и вулканизма. В этом так называемом поясе Таупо — Уайракей геотермическая энергия даже находит промышленное применение. Здесь в пределах обширных площадей уже на глубине 700—1500 м в настоящее время сохраняется температура около 250 °С. В плиоценовое время в этом районе на относительно небольшой глубине происходило плавление юрских осадков, в результате чего возникала гранитная магма, неоднократно по-



ФИГ. 9-22. Расположение современных геотермических областей по отношению к Альпийскому разлому и одноименной зоне метаморфизма высокой ступени (Новая Зеландия) (*Grindley G. W., Williams G. J.*, in: *Williams G. J.*, ed., Economic Geology of New Zealand, Austral. Inst. of Mining and Metallurgy, p. 234, 1965).
1 — альпийские сланцы (высокая ступень); *2* — геотермические районы.

ступавшая на поверхность при взрывных извержениях (гл. 6). Объем вулканических продуктов, преимущественно риолитового обломочного материала (игнимбриты), составляет около 15 км^3. Может быть, эта вулканическая деятельность связана с внедрением молодых гранитов, как и в случае каледонской орогении в Шотландии, спустя 10^8 лет после максимума метаморфизма? Перед смещением по Альпийскому разлому зона Таупо — Уайракей, тогда еще не представлявшая собой район активного вулканизма, но уже, видимо, прогретая, располагалась непосредственно западнее разлома.

В заключение отметим вероятность непосредственной связи метаморфизма высокой ступени в альпийских кристаллических сланцах с движениями по Альпийскому разлому и с третичным вулканизмом в прилегающем к нему с запада районе (Таупо). Если этот метаморфизм и не начинался с упомянутых тектонических движений, то, возможно, он при этом продолжался и усиливался. В зоне альпийских кристаллических сланцев стиль складчатости проще, а степень метаморфизма заметно выше, чем в зоне отагских кристаллических сланцев. Метаморфическая эволюция альпийских и отагских кристаллических сланцев во многом, несомненно, сходна. Вряд ли, однако, удастся установить идентичность этих пород. При изучении дальредского метаморфизма были высказаны предположения о колебаниях температуры метаморфизма разного знака в течение периода продолжительностью до 100 млн. лет. При этом установлена также различная термическая эволюция в разных провинциях области развития дальредских толщ. Главная трудность, противодействующая принятию модели сходных масштабов для альпийского метаморфизма в Новой Зеландии, заключается в следующем. Тектонические события здесь (рангитатская и кайкурская орогении) представляются разобщенными, механически телескопировавшимися в единый цикл, а процессы, для которых обычно подразумевается «древний» возраст (метаморфизм и плутонизм), в данном случае крайне необычно для нашего мышления осуществлялись в совсем недавнем геологическом прошлом, чуть ли не «у нас на глазах».

Метаморфические фации

Концепция фаций

Регулярность метаморфических парагенезисов. Несмотря на широкие пределы общих вариаций химического состава метаморфических пород, их минеральный состав неожиданно ока-

зывается простым и закономерно повторяющимся. Именно по этой причине изограды и метаморфические зоны удается закартировать в поле, а зональность в различных регионах часто имеет много общего. Подобные соотношения позволяют создать для метаморфических пород простые классификации по признакам минерального и химического составов. Многие петрологические и геохимические исследования в течение последнего полувека были сконцентрированы вокруг двух проблем: 1) изучение и формализация степени корреляции между минеральным составом метаморфических пород, их валовым химизмом и условиями локализации в поле; 2) интерпретация наиболее общих соотношений в метаморфических породах с точки зрения физической химии и геофизики.

В любой метаморфической ситуации в поле (например, внутри данной зоны) наблюдается явная корреляция между каждой минеральной ассоциацией и ее валовым химическим составом. Метаморфические породы того же химического состава в других метаморфических зонах обычно имеют иной минеральный состав. В хлоритовой зоне южной части Новой Зеландии базальтовые породы повсеместно превращены в зеленые сланцы, сложенные комбинациями следующих минералов: альбита, хлорита, актинолита, кальцита и сфена. В ассоциирующихся с этими зелеными сланцами метапелитовых породах представлена ассоциация кварц — альбит — мусковит — хлорит — эпидот. Весьма близкие минеральные ассоциации развиваются в породах того же химического состава в зонах метаморфизма низкой ступени в дальредских толщах Шотландии, Аппалачских складчатых поясах Новой Англии и в Брисбенской зоне кристаллических сланцев Квинсленда в Австралии. На более высоких ступенях регионального метаморфизма в упомянутых выше и других районах породы исходного базальтового состава представлены амфиболитами (плагиоклаз — роговая обманка — эпидот), тогда как в ассоциирующихся метапелитах присутствуют биотит, мусковит, альмандин, кварц и во многих случаях также кианит или силлиманит.

Определение метаморфической фации. Полвека назад, исходя из наблюдений над европейскими метаморфическими породами, подобными только что охарактеризованным, Эскола развил свою концепцию метаморфических фаций, которую с небольшими изменениями можно сформулировать следующим образом (Файф, Тернер, 1966):

«Метаморфическая фация — это серия ассоциаций метаморфических минералов, неоднократно совместно проявлявшихся в пространстве и во времени и отражающих постоянные и, следовательно, предугадываемые соотношения между минеральным и химическим составами».

Подчеркнем, что фация определяется отнюдь не единичным индекс-минералом или даже не одним каким-либо критическим парагенезисом, а именно полным набором относящихся к ней минеральных ассоциаций. В каком бы месте ни встретились совместно минеральные ассоциации хлоритовой зоны Новой Зеландии, они составляют одну-единственную фацию. По одной из характерных ее ассоциаций эта фация получила название *зеленосланцевой*.

Номенклатура

Эскола назвал отдельные фации по некоторым характерным для них типам горных пород, и, несмотря на явные неудобства этой номенклатуры, она до сих пор пользуется всеобщим признанием. Существует некоторая путаница в точных наименованиях отдельных хорошо известных фаций. Так, глаукофансодержащие и встречающиеся совместно с ними

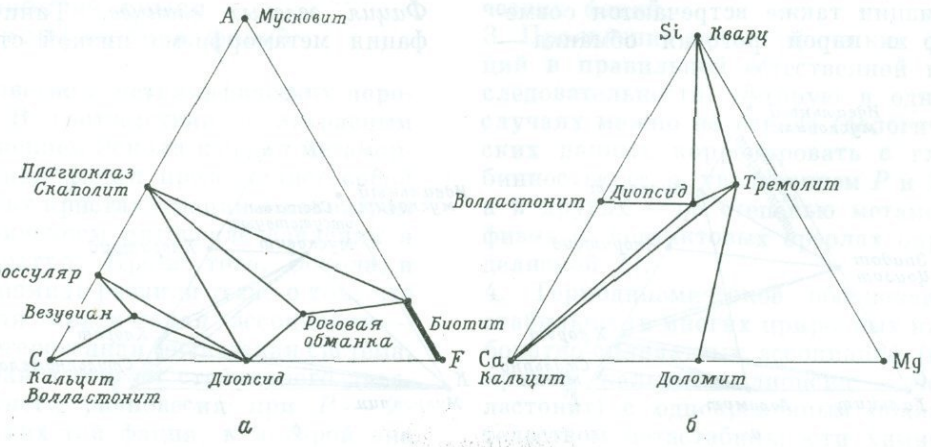
лавсонит- и жадеитсодержащие ассоциации регионального метаморфизма в Альпах, Японии, Калифорнии и ряде других мест были названы (Эскола) фацией глаукофановых сланцев, тогда как теперь более употребительно название по широко распространенному типу глаукофан-лавсонитовых сланцев. Некоторые авторы называют ее даже фацией голубых сланцев.

Для каждой фации допускается некоторая свобода, хотя и в строго ограниченных пределах, в отношении корреляции минерального и химического составов. Так, для амфиболитовой фации регионального метаморфизма критической ассоциацией всегда будет роговая обманка — плагиоклаз, однако в качестве дополнительных фаз могут присутствовать эпидот или альмандин. В области развития дальредских толщ Шотландии эта фация включает средние и высокие ступени метаморфизма от середины альмандиновой до силлиманитовой зоны. Здесь можно различать локальные субфации, по одной для каждой метаморфической зоны (табл. 9-2). Породы хлоритовой и биотитовой зон во всех частях мира составляют фацию зеленых сланцев с метапелитовыми хлорит-слюдосодержащими и метабазитовыми альбит-эпидот-хлоритсодержащими ассоциациями. Субфации, соответствующие хлоритовой и биотитовой зонам разных регионов (например, дальредской серии и юго-восточной части Новой Зеландии), имеют общие черты, но не полностью идентичны.

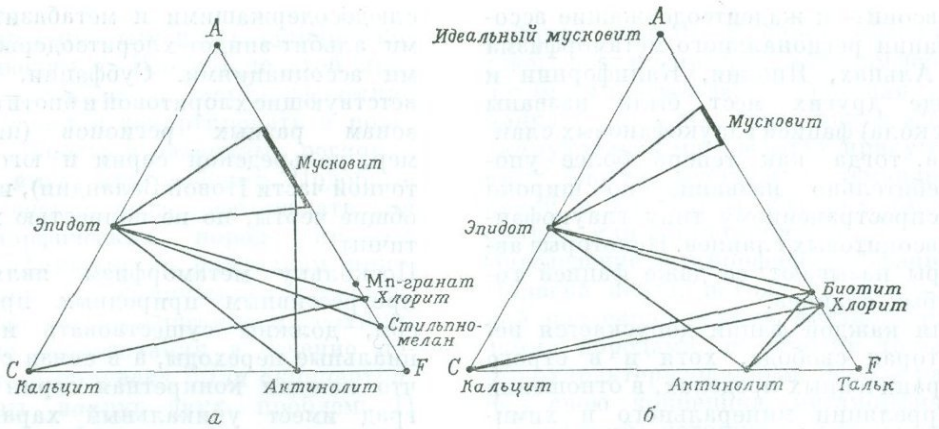
Поскольку метаморфизм является прогрессивным природным процессом, должны существовать и фациальные переходы, а в связи с тем, что каждая конкретная серия изоград имеет уникальный характер, соответствующие переходные фации должны быть различными в разных регионах. Представляется нецелесообразным предлагать какие-либо всеобъемлющие и универсально применимые схемы переходных фаций и субфаций.

Ниже мы кратко охарактеризуем некоторые наиболее важные метаморфические фации и приведем фазовые диаграммы, иллюстрирующие характерные особенности минерального состава этих фаций. Более детальные сведения читатель найдет в специальных руководствах.

Роговообманковые роговики (фиг. 9-5, 9-6, 9-23). Эта метаморфическая фация наиболее широко проявлена в



ФИГ. 9-23. Роговообманково-роговиковая фация.
Ассоциации фаз в метапелитовых и метаизвестковых породах, контактовый ореол в подвесках кровли батолита Сьерра-Невада, Калифорния.

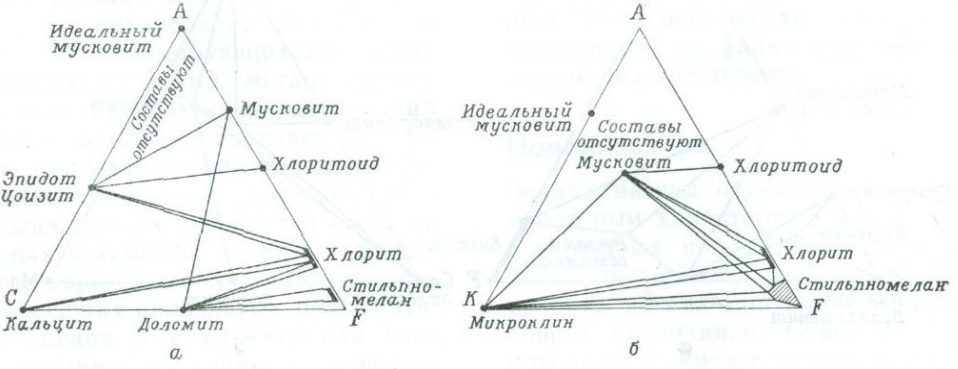


ФИГ. 9-24. Фация зеленых сланцев.
Диаграммы состава *ACF* для ассоциаций с возможным участием кварца и альбита в качестве дополнительных фаз.
а — хлоритовая зона, восточная часть пояса Отаго, Новая Зеландия (по данным Брауна); *б* — биотитовая зона, альпийские кристаллические сланцы, Новая Зеландия (*Turner F. J.*, Metamorphic petrology, McGraw-Hill, p. 276, 1968).

контактовых ореолах. Критическая метабазитовая ассоциация: роговая обманка — плагиоклаз (— диопсид). *Пироксеновые роговики.* Относятся к внутренним высокотемпературным зонам некоторых контактовых ореолов. Очень характерна метабазитовая ассоциация диопсид — гиперстен — плагиоклаз, а также метапелитовые ассоциации с участием кварца, ортоклаза, андалузита, силлиманита или кордиерита. Эти метапелитовые ассоциации также встречаются совместно с парой роговая обманка — плагиоклаз в породах, имеющих переходный характер между двумя роговиковыми фациями.

Цеолитовая фация. Самая низкая ступень метаморфизма погружения. В минеральных ассоциациях с цеолитами сосуществуют кварц, светлые слюды и хлориты. Обычно, но не всегда, метаморфическая перекристаллизация пород бывает неполной или довольно неправильно проявляется в поверхностных выходах.

Фация зеленых сланцев. Типичная фация метаморфизма низкой ступе-



ФИГ. 9-25. Фация зеленых сланцев, область Каслтон, Вермонт, США.
Минеральные ассоциации с возможным участием кварца и альбита в качестве дополнительных фаз (*Turner F. J.*, ibid., p. 278, 1968).

ни в хлоритовой и биотитовой зонах области развития дальредских толщ Шотландии, Новой Англии, южной части Новой Зеландии и других регионов (фиг. 9-24, 9-25).

Фация глаукофан-лавсонитовых сланцев. Характерна для низких ступеней регионального метаморфизма, особенно в некоторых молодых орогенных зонах. В минеральных ассоциациях в различных комбинациях участвуют лавсонит, жадеит — кварц, стильпномелан, альбит, глаукофан, хлорит, мусковит и гранат.

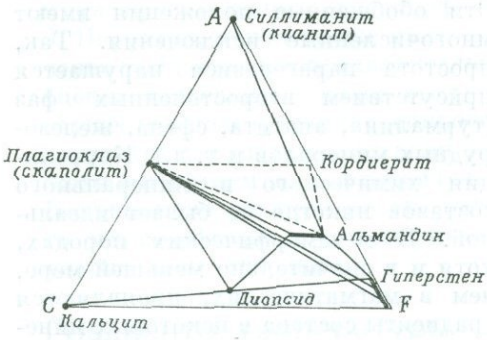
Амфиболитовая фация (фиг. 9-13, 9-14, 9-15). Средние и высокие ступени регионального метаморфизма в каледонских, аппалачских и других складчатых зонах; средние ступени метаморфизма архейских щитов, где эта фация проявлена очень широко.

Гранулитовая фация (фиг. 9-26). Максимальные ступени регионального метаморфизма на некоторых регионах, особенно на архейских щитах.

Эклогитовая фация. Отражает очень глубинный метаморфизм, при котором породы основного состава представлены двухфазовой ассоциацией Mg — Fe-гранат + Na — Ca — Mg — Al-пироксен.

Физический смысл метаморфических фаций

Равновесие в метаморфических породах. В соответствии с отправным положением Эскола каждая метаморфическая фация представляет собой продукт кристаллизации в некотором ограниченном интервале давлений и температур. Кроме того, Эскола и Гольдшмидт развили тезис о том, что каждая критическая ассоциация — это гетерогенная физическая система, которая достигает стабильного дивариантного равновесия при P — T-условиях той фации, к которой она принадлежит. Это положение замечательно выдержало проверку временем и сохранило полностью свое



ФИГ. 9-26. Гранулитовая фация.
Минеральные ассоциации в безводных породах с возможным участием кварца и калиевого полевого шпата в качестве дополнительных фаз (по Эскола) (*Turner F. J.*, ibid., p. 329, 1968).

значение в свете критических исследований и массы сведений, накопившихся за прошедшие полвека.

Существует несколько независимых доказательств общего приближения системы к стабильному равновесию:

1. Общая простота ассоциаций, обычно состоящих не более чем из трех-шести главных фаз.
2. Предугадываемая корреляция между валовым химическим и минеральным составами породы в данной ситуации. Это положение очень существенно в концепции метаморфических фаций.
3. Проявление метаморфических фаций в правильной естественной последовательности, которую в одних случаях можно на основе геологических данных коррелировать с глубинностью (т. е. увеличением P и T), а в других — со степенью метаморфизма (в контактовых ореолах определяемой T).
4. Термодинамическое обоснование стабильности многих природных карбонатно-силикатных ассоциаций (например, кальцит — диопсид — волластонит) с одновременным доказательством метастабильности химически эквивалентных ассоциаций, неизвестных в природе (например, кальцит — энстатит — волластонит).

Эти обобщенные положения имеют многочисленные исключения. Так, простота парагенезиса нарушается присутствием второстепенных фаз (*турмалина, апатита, сфена, железорудных минералов* и т. д.). Корреляция химического и минерального составов никогда не бывает идеальной. В метаморфических породах, *хотя и в значительно меньшей мере*, чем в магматических, проявляются градиенты состава в некоторых минералах (например, в гранате или амфиболе). Регрессивные превращения, например *неполная хлоритизация* граната, нарушают правильность парагенезиса и отражают начальные стадии наложения одной фации на другую.

И тем не менее очевидная близость метаморфических минеральных ассоциаций к стабильному равновесию поразительна. В двух аспектах современная интерпретация такого равновесия отличается от представлений Эсколы и Гольдшмидта, хотя и прежняя, и современная концепции исходили из того факта, что в большинстве критических реакций прогрессивного метаморфизма происходит удаление или воды, или двуокиси углерода.

1. При замедленной диффузии, как *это должно иметь место в породах* с уже заметно закрывшейся пористостью в результате перекристаллизации на низких ступенях метаморфизма, могут происходить задержки *в осуществлении реакций строго* вдоль соответствующих кривых моновариантного равновесия. Так, ассоциация роговая обманка — диопсид — гиперстен — плагиоклаз, *типичная для многих гранулитов*, может отражать стабильное моновариантное равновесие типа роговая обманка $\rightleftarrows$ $\rightleftarrows$пироксены $+$ H_2O.

2. На равновесие с участием воды *или двуокиси углерода должно сильно* влиять парциальное давление H_2O или CO_2 в газовой фазе. В упрощенной модели с идеальной смесимостью компонентов газовой фазы, подтвержденной имеющимися экспериментальными данными, выделяют две независимые переменные — давление нагрузки P_l, *обусловленное весом* колонны залегающих выше пород, и давление флюида P_f, поддерживающееся в межзерновом поровом флюиде. Метаморфизм обычных водосодержащих *пород, например глинистых* сланцев, приближенно рассматривается в соответствии с простой моделью, в которой $P_l = P_f = P_{H_2O}$ (где P_{H_2O} — парциальное давление воды). *При рассмотрении реакций* с участием карбонатов для упрощения допускается, что в поровом флюиде присутствуют лишь два компонента — H_2O и CO_2 и что $P_f = (P_{H_2O} + P_{CO_2})$. *Однако как во* времени, так и в пространстве относительные величины P_{H_2O} и P_{CO_2} подвержены флуктуациям. Именно этими флуктуациями объясняется наблюдающаяся сложность и изменчивость фазовых ассоциаций в метаморфизованных доломитистых известняках.

Проблема сохранения фаций высоких ступеней метаморфизма. Во многих областях регионального метаморфизма по мере увеличения его интенсивности метапелитовые породы изме*няются от хлорит-мусковит-биотитовых* сланцев до гранат-мусковит-биотитовых и гранат-силлиманит-ортоклаз-биотитовых кристаллических сланцев. Если каждая ассоциация *отражает стабильное равновесие* в порядке увеличения температуры, то каким образом кристаллические сланцы высокой ступени сохранились в условиях медленного охлаждения и разгрузки, *не претерпевая* регрессивного превращения в ассоциацию хлорит — мусковит — биотит? Как мы уже видели, температуры, соответствующие низким ступеням метаморфизма, *могут удерживаться в* течение десятков миллионов лет после того, как установилась определенная система изоград (фиг. 9-18). Этот

вопрос имеет отношение ко всем метаморфическим породам, кроме пород самых низких ступеней метаморфизма. Сохранению фаций высоких ступеней метаморфизма благоприятствуют три фактора:

1. После того как в процессе прогрессивного метаморфизма удаляется вода, система по существу становится герметичной в отношении обратной диффузии воды, которая совершенно необходима для последующих регрессивных реакций гидратации. Аналогичным образом и регрессивные реакции рекарбонатизации не осуществляются в связи с отсутствием CO_2. Вода, кроме того, оказывает сильное каталитическое влияние, ускоряя даже те реакции, в которых она сама не принимает непосредственного участия. Так, лабораторное исследование полиморфных превращений, например кианит $\rightleftharpoons$ силлиманит, стало возможным лишь после создания аппаратуры высокого давления для гидротермальных исследований. В отсутствие воды реакции могут замедляться вплоть до полного прекращения.

2. В наиболее хорошо изученных случаях регионального метаморфизма минеральные ассоциации высокой ступени начинали кристаллизоваться на относительно ранних стадиях деформационной эволюции и продолжали формироваться с установлением определенной системы изоград после главных эпизодов деформации, запечатленных в структурах пород. Проницающие деформации уменьшали размеры зерен, подновляли контакты между реагирующими минералами и облегчали диффузию воды, столь сильно увеличивающей скорость реакций. В связи с этим обращает на себя внимание тот факт, что регрессивные изменения минерального состава устойчиво проявляются в зонах интенсивных деформаций, связанных с поздними тектоническими движениями, проявившимися длительное время спустя после максимума прогрессивного метаморфизма.

3. Вероятно, может также иметь значение поддающаяся предварительной оценке тенденция к более быстрому осуществлению реакций, сопровождающихся увеличением энтропии, нежели в обратном направлении (гл. 5). Большинство реакций прогрессивного метаморфизма и сопровождается увеличением энтропии.

Градиенты температуры и давления при метаморфизме

Физическая калибровка изоград

Общая постановка проблемы. Любая закартированная последовательность метаморфических зон выражает распределение и взаимоотношения в пространстве субфаций и фаций некоторой естественно возникшей серии. В идеальном случае каждая изограда отражает метаморфическую реакцию, приводящую к кристаллизации соответствующего индекс-минерала. Однако в большинстве таких реакций участвует не только индекс-минерал, но и большинство или даже все присутствующие фазы, в том числе поровый флюид. Даже при допущении, что в метаморфических породах преобладают стабильные равновесия, изограды во многих случаях нельзя точно скоррелировать с какими-либо точками на P — T-кривой моновариантного равновесия. В связи с тем что в метаморфических реакциях почти всегда участвуют члены изоморфных серий, соответствующие этим реакциям кривые равновесия на P — T-диаграммах (даже для случая $P = P_{H_2O}$) приобретают характер не линий, а полос.

В последние два десятилетия значительные усилия были направлены на экспериментальную оценку полей устойчивости критических метаморфических минералов, и в этом вопросе были достигнуты значительные успехи. Однако строгому приложе-

нию экспериментальных данных к проблемам метаморфизма препятствует несколько факторов:

1. Экспериментально исследованный материал преимущественно представлял собой химически чистые фазы. Вместе с тем состав большинства метаморфических минералов осложнен изоморфными замещениями двух или более элементов. Так, в природном жадеите, идеальная формула которого имеет вид $NaAlSi_2O_6$, Al^{3+} замещается значительным количеством Fe^{3+}. Даже кальцит в такой простой метаморфической ассоциации, как кальцит — термолит — диопсид, может содержать большое количество магния.

2. Поле устойчивости минеральной фазы может уменьшаться, хотя и не очень значительно, в присутствии дополнительных фаз. Так, мусковит и продукты его разложения находятся в состоянии стабильного моновариантного равновесия ($\Delta G_1 = 0$) при $T = 670$ °C и $P = P_{H_2O} = 2$ кбар в соответствии с уравнением

$$\underset{\text{Мусковит}}{KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2} \rightleftarrows \underset{\text{Калишпат}}{KAlSi_3O_8} + \underset{\text{Корунд}}{Al_2O_3} + H_2O. \quad (9\text{-}1)$$

При тех же условиях другая реакция имеет тенденцию протекать слева направо (ΔG_2 отрицательная):

$$\underset{\text{Корунд}}{Al_2O_3} + \underset{\text{Кварц}}{SiO_2} \rightarrow \underset{\text{Андалузит}}{Al_2SiO_5}. \quad (9\text{-}2)$$

Сопряженная реакция (9-3), которую можно представить комбинацией уравнений (9-1) и (9-2), также будет иметь отрицательную свободную энергию ($\Delta G_3 = \Delta G_1 + \Delta G_2$) и также проявляет тенденцию протекать слева направо:

$$\underset{\text{Мусковит}}{KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2} + \underset{\text{Кварц}}{SiO_2} \rightarrow \underset{\text{Калишпат}}{KAlSi_3O_8} + \underset{\text{Андалузит}}{Al_2SiO_5} + H_2O. \quad (9\text{-}3)$$

При помощи простых термодинамических расчетов можно показать, что температура равновесия реакции (9-3) должна быть значительно ниже, чем реакции (9-1).

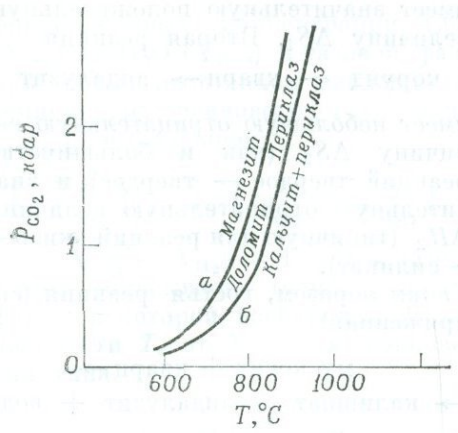
3. Некоторые метаморфические ассоциации возникали в условиях, значительно отличающихся от простых экспериментальных моделей, в которых, например, $P_l = P_f = P_{H_2O}$.

4. На равновесия с участием силикатов железа и окислов сильное влияние оказывают вариации P_{O_2}. Так, экспериментально установленным равновесием между антофиллитом и продуктами его дегидратации определяют верхний предел температуры дегидратации роговой обманки, поскольку в обоих случаях возникает (Mg, Fe) SiO_3. Однако в природе низкие величины P_{O_2} в контактовых ореолах, видимо, уменьшают поле устойчивости роговой обманки на несколько сотен градусов по сравнению с температурами дегидратации безжелезистых амфиболов.

Экспериментально изученные обратимые реакции. Единственный удовлетворительный метод, которым устанавливаются кривые P — T моновариантного равновесия, заключается в экспериментальном определении условий осуществления реакции в прямом и обратном направлениях в узких пределах температур в серии опытов с постоянными давлениями. В серии экспериментов по карбонатным равновесиям Харкер и Таттл показали, что реакция

$$\underset{\text{Магнезит}}{MgCO_3} \rightleftarrows \underset{\text{Периклаз}}{MgO} + CO_2$$

при давлении $P_{CO_2} = 1{,}43$ кбар протекает слева направо при 830 °C, а в обратном направлении при 800 °C. Моновариантное равновесие при этом давлении, таким образом, фиксируется при 815 ± 15 °C. В пределах необходимого интервала давлений таким же способом были определены и другие точки. На фиг. 9-27, *а* приведена соответствующая кривая равновесия.



Фиг. 9-27. Экспериментально установленные кривые реакций декарбонатизации.

а — моновариантное равновесие; $MgCO_3 \rightleftarrows MgO + CO_2$; *б* — разложение: $CaMg(CO_3)_2 \rightleftarrows CaCO_3 + MgO + CO_2$ (по Харкеру и Таттлу).

Может показаться, что этот метод прост, однако на самом деле при его осуществлении встречаются экспериментальные трудности, которые не дают возможности выполнить те или иные определения. Но и в таких случаях все же можно оценить границы полей устойчивости некоторых фаз, установив температуры и давления, при которых реакция самопроизвольно протекает в одном направлении (обычно это бывают реакции с положительной величиной ΔS). Такова кривая разложения доломита (фиг. 9-27, *б*):

$$\underset{\text{Доломит}}{CaMg(CO_3)_2} \rightarrow \underset{\text{Кальцит}}{CaCO_3} + \underset{\text{Периклаз}}{MgO} + CO_2.$$

Вправо от кривой *б* фиг. 9-27 доломит явно неустойчив. Такой же характер имеет на фиг. 9-30 кривая *б*, отражающая равновесие

$$\underset{\text{Лавсонит}}{CaAl_2Si_2O_7(OH)_2H_2O} \rightleftarrows \underset{\text{Анортит}}{CaAl_2Si_2O_8} + 2H_2O.$$

Эта кривая соответствует метастабильному набору термических точек, за которыми лавсонит был неустойчив.

Термодинамический подход. При наличии точных термических данных по всем минералам и газовой фазе, участвующим в метаморфических реакциях, можно определить поле устойчивости каждой метаморфической фазы в ассоциации. К сожалению, необходимые для этого данные немногочисленны и довольно неточны. Тем не менее такой термодинамический подход может дать полезную информацию, приложимую к проблемам метаморфизма:

1. Поскольку для равновесия при данной температуре (T_e °K) и постоянном давлении (P, кбар)

$$\Delta G = \Delta H - T\,\Delta S = 0,$$

то

$$T_e = \frac{\Delta H}{\Delta S}.$$

Во многих случаях температуру равновесия можно с хорошим приближением оценить по стандартным величинам $\Delta H°$ и $\Delta S°$ при 25 °C. Этим способом, в частности, вычислены температуры ($\pm 40°$) некоторых карбонатных равновесий (при $P_{CO_2} = 1$ бар):

$$\underset{\text{Доломит}}{CaMg(CO_3)_2} + 2\underset{\text{Кварц}}{SiO_2} \overset{200\ °C}{\rightleftarrows} \underset{\text{Диопсид}}{CaMgSi_2O_6} + 2CO_2,$$

$$\underset{\text{Кальцит}}{CaCO_3} + \underset{\text{Кварц}}{SiO_2} \overset{270\ °C}{\rightleftarrows} \underset{\text{Волластонит}}{CaSiO_3} + CO_2,$$

$$2\underset{\text{Доломит}}{CaMg(CO_3)_2} + \underset{\text{Кварц}}{SiO_2} \overset{290\ °C}{\rightleftarrows} \underset{\text{Форстерит}}{Mg_2SiO_4} + \underset{\text{Кальцит}}{2CaCO_3} + 2CO_2.$$

Эти данные показывают, что в отсутствие воды диопсид должен образовываться в кремнистых доломитах при значительно меньших температурах, чем волластонит в кремнистых известняках. Большинство геологов, очевидно, согласятся с этим

положением, исходя из реально наблюдающихся полевых соотношений. Третье приведенное выше равновесие имеет явно метастабильный характер, и, следовательно, его нельзя принимать во внимание при оценке условий первого появления форстерита в природе.

2. Термодинамические расчеты приблизительного положения кривых равновесия полезны также тем, что они определяют некоторые пределы P и T, в которых следует пытаться экспериментально искать точки обратимого протекания реакций.

3. Наклон кривых равновесия можно предвидеть, исходя из соотношения Клаузиуса — Клапейрона по уравнению (5-12):

$$\frac{dP}{dT} = \frac{\Delta S}{\Delta V}.$$

У силикатов существует обратная корреляция между плотностью и энтропией. В связи с этим кривые равновесия реакций твердое $\rightleftarrows$ твердое, сопровождающихся значительными изменениями объема, при давлениях в несколько килобар имеют близкий наклон порядка 20 бар/град. Кривые декарбонатизации в пределах условий $P = 1 - 2$ кбар, $T = 600 - 800$ °С имеют наклон 12 — 15 бар на градус. Значительно больше аналогичные цифры для реакций дегидратации силикатов. Так, кривая дегидратации мусковита в общих пределах условий $P_{H_2O} = 1 - 2$ кбар, $T = 650 - 700$° С имеет наклон 28 бар/град.

4. Термодинамические данные показывают принципиальную возможность уменьшения полей устойчивости простых минеральных ассоциаций в результате осуществления сопряженных реакций. В уже упоминавшемся ранее явлении распада мусковита первая реакция

мусковит → калишпат + корунд + вода

имеет значительную положительную величину ΔS_1. Вторая реакция

корунд + кварц → андалузит

имеет небольшую отрицательную величину ΔS_2 (как и большинство реакций твердое → твердое) и значительную отрицательную величину ΔH_2 (типичную для реакций окись → → силикат).

Таким образом, третья реакция (сопряженная)

мусковит + кварц → → калишпат + андалузит + вода

обладает ΔS_3 по величине несколько меньшей, чем ΔS_1, и ΔH_3 значительно меньшей, чем ΔH_1. Следовательно, температура простого равновесного разложения мусковита T_1 будет

$$T_1 = \frac{\Delta H_1}{\Delta S_1} > \frac{\Delta H_1 + \Delta H_2}{\Delta S_1 + \Delta S_2} = \frac{\Delta H_3}{\Delta S_3} = T_3.$$

Таким образом, температура равновесного разложения мусковита в присутствии кварца уменьшается на величину несколько меньшую, чем $\Delta H_2/\Delta S_1$.

5. Величина энтропии реакций ΔS с участием CO_2, H_2O или обоих этих компонентов в значительной мере определяется высокой энтропией CO_2 и H_2O в газообразном состоянии. Имеются удовлетворительные данные по S_{CO_2} ($P = 0 - 1{,}4$ кбар) и S_{H_2O} ($P = 0 - 5$ кбар) для всего интервала температур метаморфизма. Это позволяет, следовательно, вычислить с большей точностью величину ΔS любой реакции с участием CO_2 и H_2O при любых данных P и T в упомянутых пределах. Такого типа равновесие можно в общей форме записать следующим образом:

$$aA = bB + yCO_2 + zH_2O,$$

учитывая соответственно знак y и z (например, z положительна при дегидратации и отрицательна при гидратации) и принимая условия $|y| + |z| = 1$; $y + z \geqslant 0$. Для любых

фиксированных концентраций CO_2 (X_{CO_2}) и H_2O (X_{H_2O}) в газовой фазе при любом постоянном давлении P температура равновесия T_e связана с X_{CO_2} выражением

$$\left(\frac{\partial T_e}{\partial X_{CO_2}}\right)_P = \frac{RT}{\Delta S}\left(\frac{y}{X_{CO_2}} - \frac{z}{X_{H_2O}}\right),$$

где $X_{CO_2} + X_{H_2O} = 1$. Это выражение описывает геометрическую форму некоторой изобарической зависимости T_e от X_{CO_2} для равновесий типа

$$\underset{\text{Доломит}}{{}^1/_2CaMg(CO_3)_2} \rightleftarrows$$

$$\rightleftarrows \underset{\text{Кальцит}}{{}^1/_2CaCO_3} + \underset{\text{Брусит}}{{}^1/_2Mg(OH)_2} +$$

$$+ {}^1/_2CO_2 - {}^1/_2H_2O.$$

Величина ΔS этой реакции должна быть явно небольшой. По существу вычисления для интервала давлений $P = 1 - 500$ бар свидетельствуют, что она равна нулю в пределах точности использованных данных. Таким образом, T_e при постоянном давлении нечувствительна к комплементарным вариациям величин X_{CO_2} и X_{H_2O} и кривая равновесия (фиг. 9-28, *а*) приобретает горизонтальное положение. Эта кривая должна также проходить через моновариантную точку I, расположенную на пересечении экспериментально установленных кривых декарбонатизации доломита до периклаза и гидратации периклаза до брусита.

$$\underset{\text{Тремолит}}{{}^1/_4Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2} + \underset{\text{Кальцит}}{{}^3/_4CaCO_3} +$$

$$+ \underset{\text{Кварц}}{{}^1/_2SiO_2} \rightleftarrows$$

$$\rightleftarrows \underset{\text{Диопсид}}{1{}^1/_4CaMgSi_2O_6} + {}^3/_4CO_2 + {}^1/_4H_2O.$$

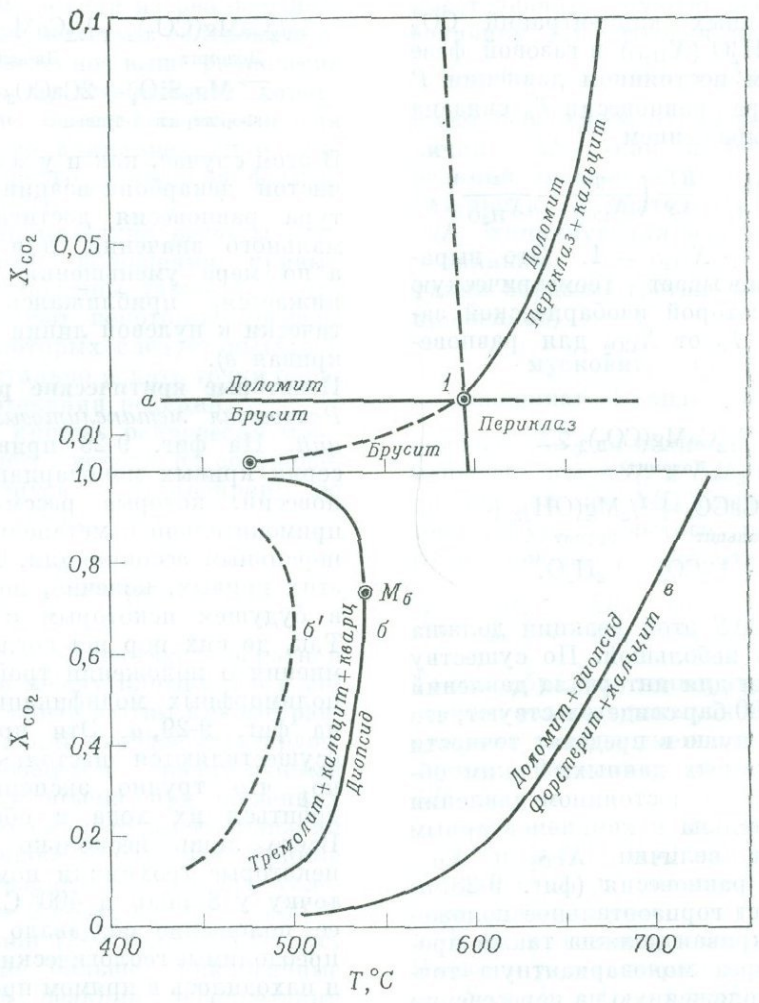
Кривая равновесия этой реакции (фиг. 9-28, кривая *б*) возрастает до некоторого максимума при $X_{CO_2} = y = 0{,}75$, так как здесь $(\partial T_e/\partial X_{CO_2})_P = 0$.

$$\underset{\text{Доломит}}{1{}^1/_2CaMg(CO_3)_2} + \underset{\text{Диопсид}}{{}^1/_2CaMgSi_2O_6} \rightleftarrows$$

$$\rightleftarrows \underset{\text{Форстерит}}{Mg_2SiO_4} + \underset{\text{Кальцит}}{2CaCO_3} + CO_2.$$

В этом случае, как и у всех реакций чистой декарбонатизации, температура равновесия достигает максимального значения для $X_{CO_2} = 1$, а по мере уменьшения X_{CO_2} понижается, приближаясь асимптотически к нулевой линии (фиг. 9-28, кривая *в*).

Некоторые критические равновесия. *Равновесия метапелитовых ассоциаций.* На фиг. 9-29 приведены две серии кривых моновариантных равновесий, которые рассматривались применительно к метапелитовым минеральным ассоциациям. Каждая из этих кривых, конечно, подвергнется в будущем некоторым изменениям. Так, до сих пор нет согласованного мнения о положении тройной точки полиморфных модификаций Al_2SiO_5 на фиг. 9-29, *а*. Эти превращения осуществляются настолько медленно, что трудно экспериментально добиться их хода в обе стороны. Всего лишь несколько лет назад некоторые геохимики помещали эту точку у 8 кбар и 400° С. Подобное ее положение создавало почти непреодолимые геологические проблемы и находилось в прямом противоречии с имеющимися термодинамическими данными. В настоящее время часть исследователей принимают «улучшенную» величину экспериментально определенной Ньютоном точки близ 4 кбар и 550° С, а другие предпочитают принимать давление равным 5 кбар. На фиг. 9-29, *а* показаны две альтернативные возможности: положение тройной точки Ньютона и точка у 2,8 кбар и 480° С, предложенная Файфом. В отношении других критических кривых, например реакции дегидратации ассоциации мусковит — кварц (фиг. 9-29, *б*), достигнута большая согласованность мнений. Поскольку в состав муско-

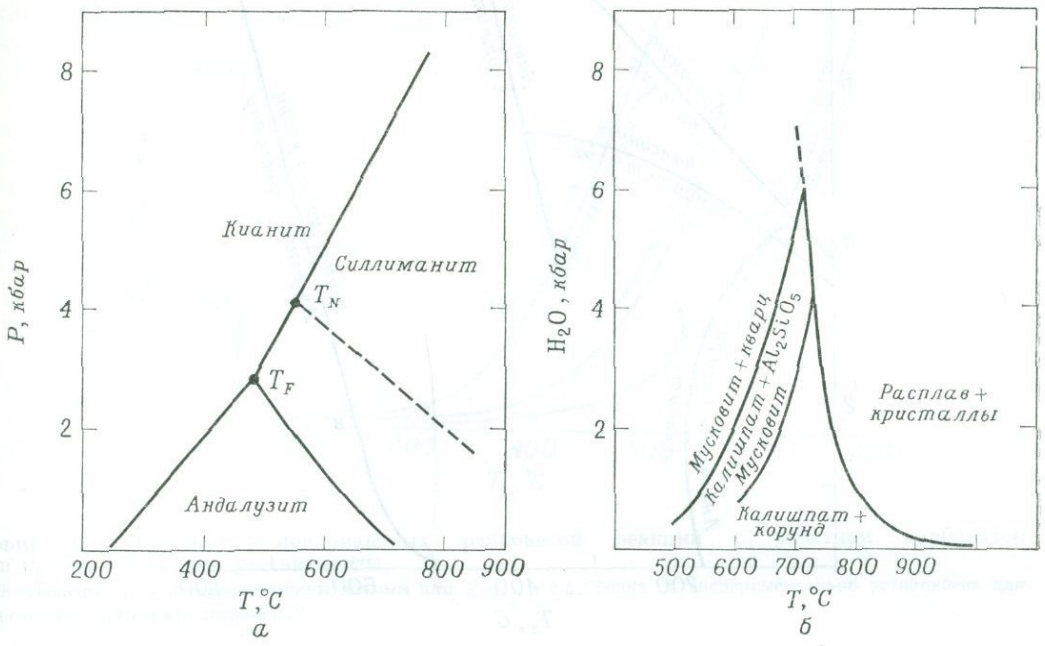


ФИГ. 9-28. Зависимость температуры равновесия T_e некоторых реакций декарбонатизации и дегидратации от молекулярной концентрации CO_2 в газовой фазе (X_{CO_2}) при постоянном давлении ($P_f = 1$ кбар).

а — $^1/_2$ доломит $\rightleftarrows$ $^1/_2$ кальцит + $^1/_2$ брусит + $^1/_2$ CO_2 + $^1/_2H_2O$ (вычислена), пунктирными линиями показаны метастабильные равновесия; *б* — $^1/_4$ тремолит + $^3/_4$ кальцит + $^1/_2$ кварц $\rightleftarrows$ $1^1/_4$ диопсид + + $^3/_4CO_2$ + $^1/_4H_2O$ (определена экспериментально) (по Мецу и Винклеру); *б'* — та же реакция, что и *б* (вычислена); *в* — $^1/_2$ доломит + $1^1/_2$ диопсид $\rightleftarrows$ форстерит + 2 кальцит + CO_2 (вычислена).

вита всегда входит некоторое количество Na^+, замещающего K^+, кривые разложения природных мусковитов могут располагаться левее, чем это показано на диаграмме.

Равновесия с участием Ca — Al-силикатов. На всех ступенях метаморфизма метапроизводные основных магматических пород, полевошпатовых осадков и известняков с исходной глинистой примесью представлены ассоциациями, в которых участвуют один или несколько Ca — Al-силикатов. На самых низких ступенях метаморфизма это такие типичные гидратные фазы, как лавсонит или клиноцоизит. Конечные продукты метаморфизма высокой ступени



ФИГ. 9-29. Моновариантные равновесия критических минералов метапелитовых пород (по экспериментальным данным).

а — полиморфные переходы Al_2SiO_5 (*Fyfe W. S.*, Chem. Geol., 2, p. 74, 1967), T_F — максимальное давление в пределах диаграммы Файфа, T_N — тройная точка, определенная Ньютоном; *б* — дегидратация мусковита (*Evans B. W.*, Am. J. Sci., **263**, p. 660, 1965) и плавление безводных продуктов его разложения.

содержат безводные силикаты — анортит (в качестве компонента плагиоклаза) и гроссуляр. На фиг. 9-30 приведены некоторые относящиеся к этой группе минералов экспериментальные данные, а также кривая превращения арагонит → кальцит.

Карбонатные равновесия. Прогрессивный метаморфизм карбонатных пород, обычно содержащих кремнеземистые и глинистые примеси, заключается в последовательности реакций декарбонатизации, в которых в качестве исходных продуктов главную роль играют кальцит и доломит. В частности, важное значение имеют следующие реакции карбонатов и кремнезема, осуществляющиеся в отсутствие воды (фиг. 9-31):

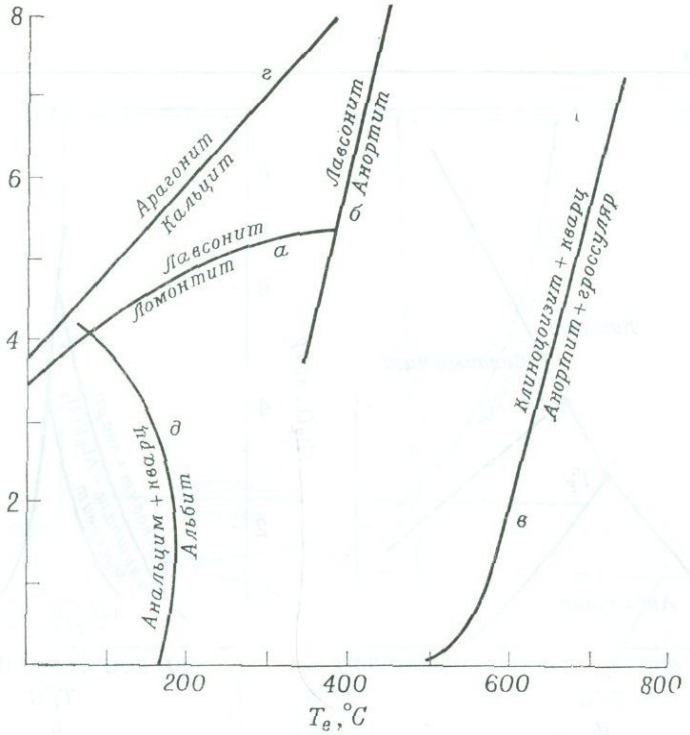
1) $\underset{\text{Доломит}}{{}^1/_2CaMg(CO_3)_2} + \underset{\text{Кварц}}{SiO_2} \rightleftarrows \underset{\text{Диопсид}}{{}^1/_2CaMgSi_2O_6} + CO_2,$

2) $\underset{\text{Кальцит}}{CaCO_3} + \underset{\text{Кварц}}{SiO_2} \rightleftarrows \underset{\text{Волластонит}}{CaSiO_3} + CO_2,$

3) $\underset{\text{Диопсид}}{{}^1/_2CaMgSi_2O_6} + \underset{\text{Доломит}}{1{}^1/_2CaMg(CO_3)_2} \rightleftarrows \underset{\text{Форстерит}}{Mg_2SiO_4} + \underset{\text{Кальцит}}{2CaCO_3} + CO_2,$

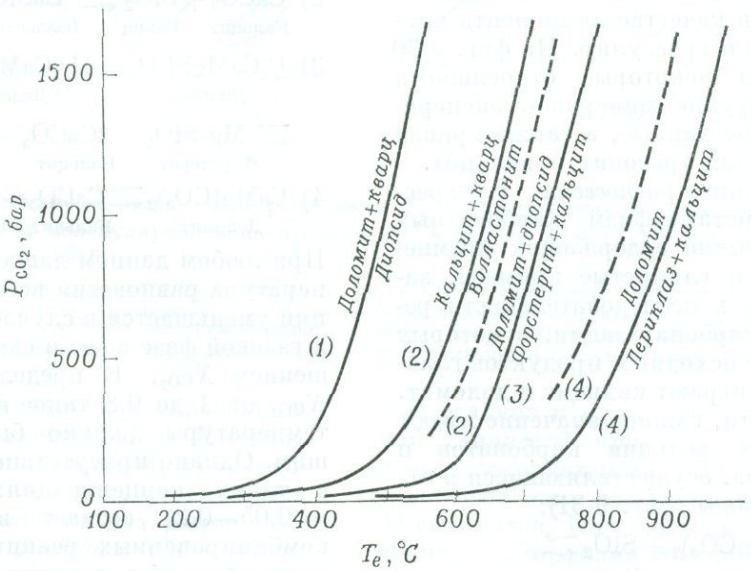
4) $\underset{\text{Доломит}}{CaMg(CO_3)_2} \rightleftarrows \underset{\text{Кальцит}}{CaCO_3} + \underset{\text{Периклаз}}{MgO} + CO_2.$

При любом данном давлении P_f температура равновесия всех этих реакций уменьшается в случае появления в газовой фазе воды в связи с уменьшением X_{CO_2}. В пределах величин X_{CO_2} от 1 до 0,8 такое уменьшение температуры должно быть небольшим. Однако присутствие воды даже в таких концентрациях ($X_{H_2O} = 0{,}05$—$0{,}2$) создает возможность комбинированных реакций гидратации — декарбонатизации (фиг. 9-32), в результате которых образуются тремолит и значительно реже тальк



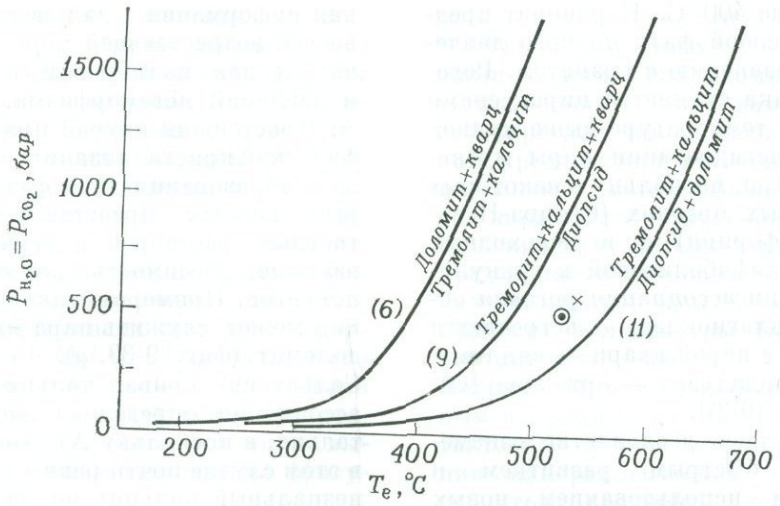
ФИГ. 9-30. Кривые моновариантных равновесий некоторых Ca—Al- и Na—Al-силикатов метаморфических пород по экспериментальным данным: лавсонита $CaAl_2Si_2O_7(OH)_2 \cdot H_2O$, ломонтита $CaAl_2Si_4O_{12} \cdot 4H_2O$, клиноцоизита $Ca_2Al_3Si_3O_{12}(OH)$, анортита $CaAl_2Si_2O_8$, гроссуляра $Ca_3Al_2Si_4O_{12}$, альбита $NaAlSi_3O_8$, анальцима $NaAlSi_2O_6 \cdot H_2O$.

а — вычислена по термохимическим данным (по Кроуфорду и Файфу); *б* — определена экспериментально (метастабильная) (по Кроуфорду и Файфу); *в* — определена экспериментально (по Холдуэю); *г* — инверсия кальцит $\rightleftarrows$ арагонит, определена экспериментально (по Бётхеру и Уилли); *д* — определена экспериментально при низком давлении и экстраполирована в область высоких давлений (по Кемпбеллу и Файфу).



ФИГ. 9-31. Кривые моновариантных равновесий реакций с участием доломита, кальцита и кварца в отсутствие воды.

Вычислены по термодинамическим данным. Номера у кривых соответствуют нумерации реакций в тексте. Пунктирные кривые (2) и (4) экспериментально установлены Харкером и Таттлом.



ФИГ. 9-32. Кривые моновариантных равновесий реакций с участием карбонатов и кремнезема в присутствии воды.

Вычислены по термодинамическим данным для $X_{CO_2} = 0{,}5$. Точка X экспериментально установлена для реакции (9) Мецем и Викклером.

на низких ступенях метаморфизма кремнеземистых доломитистых известняков. Эти водные фазы по мере повышения температуры проявляют тенденцию к разложению в результате комбинированных реакций дегидратации — декарбонатизации.

Некоторые специфические градиенты

Используемые критерии. Частные минералогические градиенты, устанавливаемые по линии вкрест серии изоград в некотором конкретном метаморфическом районе, можно откалибровать, прибегнув к ряду независимых критериев:

1. Стратиграфическая глубина как показатель давления нагрузки P_l (особенно полезен при изучении метаморфизма нагрузки и контактовых ореолов).

2. Стратиграфический интервал между изоградами как показатель разницы давлений между различными ступенями метаморфизма погружения. Исходя из данных такого рода, было показано, что в метаморфических толщах низкой ступени в южной части Новой Зеландии цеолитовая и близкие к ней низкоступенные фации распространены в интервале, соответствующем давлению по крайней мере 5 кбар. Лишь на еще больших глубинах и при больших давлениях развиваются ассоциации фации зеленых сланцев.

3. Величины давления и температуры на экспериментально установленных кривых моновариантных равновесий при условии учета возможных эффектов сопряженных реакций, роли твердых растворов (оцениваемой в соответствии с теорией растворимости) и реальных пределов величины P_{O_2}.

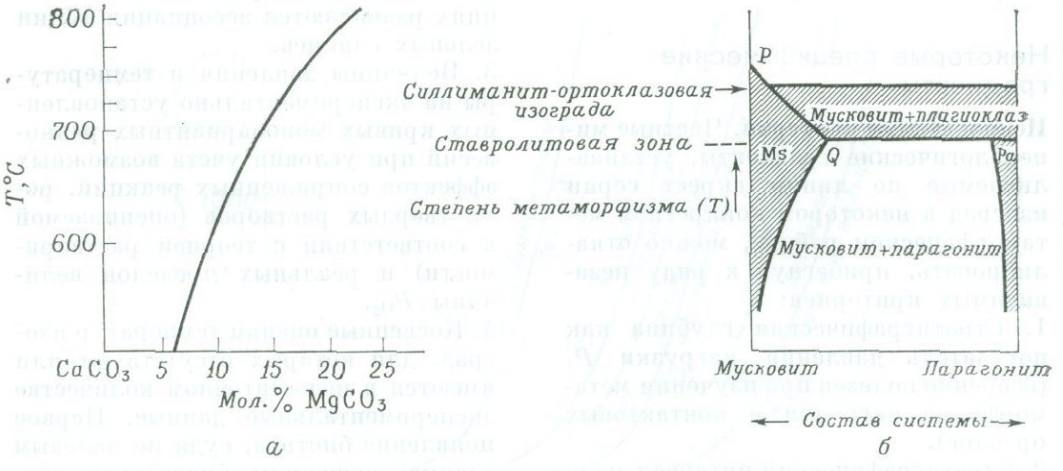
4. Косвенные оценки температур изоград, для которых отсутствуют или имеются в недостаточном количестве экспериментальные данные. Первое появление биотита, судя по полевым взаимоотношениям биотитовой изограды с другими изоградами, должно обычно соответствовать температурам в интервале 350—400° С. Данные по изотопному составу кислорода позволяют считать, что эта температу-

ра не выше 400° С. Кордиерит представляет собой фазу низкого давления по сравнению с гранатом. Роговая обманка сменяется пироксенами лишь при температуре выше кривой реакции дегидратации пары мусковит — кварц, поскольку в некоторых контактовых ореолах (Сьерра-Невада, Калифорния) и в переходных зонах от амфиболитовой к гранулитовой фации ассоциация роговая обманка — плагиоклаз встречается совместно с парой кварц — силлиманит (или андалузит — ортоклаз) [см. уравнение (9-3)].

5. Прошедшее десятилетие ознаменовалось быстрым развитием и усиленным использованием новых приборов и методов исследования минералов, в том числе электронного микрозонда, масс-спектрометра, рентгеновской и спектрографической методик. В связи с этим стало относительно легко получать информацию о распределении обычных элементов и даже различных их изотопов (O, S) между сосуществующими фазами в природных или полученных экспериментально ассоциациях фаз. Подобная информация в дальнейшем будет во все возрастающей мере использоваться для калибровки температур и давлений метаморфизма.

А. Простейший случай при метаморфической кристаллизации заключается в образовании двух фаз, из которых каждая представляет серию твердых растворов с ограниченной взаимной смесимостью конечных компонентов. Примером такой ассоциации может служить пара кальцит — доломит (фиг. 9-33, *а*).

Сольвусная кривая кальцита в этой ассоциации определена экспериментально, а поскольку ΔV растворения в этом случае почти равно нулю, магнезиальный кальцит может рассматриваться в качестве потенциального геотермометра, относительно нечувствительного к давлению. Использование его ограничивается лишь случаями сосуществования кальцита с доломитом, а поскольку выше 600° С возникают микроскопически различимые сростки распада твердого раствора, состав магнезиального кальцита может быть показательным лишь для меньших температур метаморфиз-



ФИГ. 9-33. Состав сосуществующих фаз в серии твердых растворов с ограниченной смесимостью конечных членов.

а — магнезиальный кальцит в равновесии с доломитом, P_{CO_2} = 500 — 1500 кбар (*Graf D. L., Goldsmith J. R.*, Geochim. et Cosmochim. Acta, 7, p. 118, 1955); *б* — мусковит и парагонит, сосуществующие в метапелитовых сланцах ставролит-кианитовой и силлиманитовой зон Мэна и Новой Шотландии. *PQ* — наблюдавшиеся составы; остальная часть диаграммы построена предположительно (*Evans B. W., Guidotti C. V.*, Contrib. Mineral. Petrol., 12, p. 53, 1963).

ма. О составах сосуществующих членов некоторых серий твердых растворов в метаморфических породах уже известно многое. Эти данные в будущем, несомненно, будут использоваться для оценки P — T-условий кристаллизации, как только экспериментально будут установлены температурные шкалы соответствующих сольвусов. К числу таких случаев относятся, в частности, составы сосуществующих светлых слюд — мусковита $KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$ и его натрового аналога парагонита $NaAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$ в метапелитовых кристаллических сланцах высокой ступени метаморфизма (фигура 9-33, *б*).

Б. Составы сосуществующих железоокисных минералов уже широко использовались при оценке условий метаморфизма. В этом случае также проявляется послеметаморфический распад твердых растворов, но индивидуальные кристаллы двух фаз легко выделяются для анализа. При условии отсутствия постметаморфического окисления или восстановления такие индивидуальные кристаллы сохраняют свой начальный валовый состав. Имеются экспериментальные данные по равновесным составам сосуществующих магнетита и ильменита в некотором интервале фугитивности кислорода, поддерживаемой на постоянном уровне в каждом отдельном эксперименте посредством таких буферов, как Fe_3O_4 — Fe_2O_3 или Fe_2SiO_4 — Fe_3O_4 — SiO_2. На фиг. 9-34 вариации содержания титана в магнетите (*mt*, Fe_3O_4) выражены в виде молекулярных процентов ульвошпинели (*usp*, Fe_2TiO_4). Аналогичным образом содержание железа в ильмените (*il*, $FeTiO_3$) показано в виде молекулы гематита (*gem*, Fe_2O_3).

В. Наиболее перспективным в рассматриваемых целях представляется распределение изотопов кислорода между кварцем, в котором при всех температурах сохраняется относительно высокая величина отношения $^{18}O/^{16}O$, и различными сосуществующими с ним силикатами. Хорошо установленный экспериментальный стандарт для такого рода определений представляет широко распространенная в метаморфических породах пара кварц — мусковит, которая особенно чувствительна в части распределения изотопов в области низких температур (фиг. 9-35).

Градиент температуры (на примере контактового ореола Санта-Роза, Невада). Приняв давление постоянным в профиле на всю ширину контактового ореола, можно на основании минералогических данных построить градиент температуры, уменьшающейся во внешнюю сторону от интрузивного контакта. На фиг. 9-36, *б* представлен такой градиент в контактовом ореоле гранодиоритового штока Санта-Роза, внедрившегося в одноименном хребте (Невада) в толщу филлитов с тонкими прослоями известняков. Состав интрузивного тела соответствует исходной температуре магмы порядка 800—900° С. Равновесия, использованные для оценки T и P, показаны на фиг. 9-36, *а*. Критические точки при этом следующие:

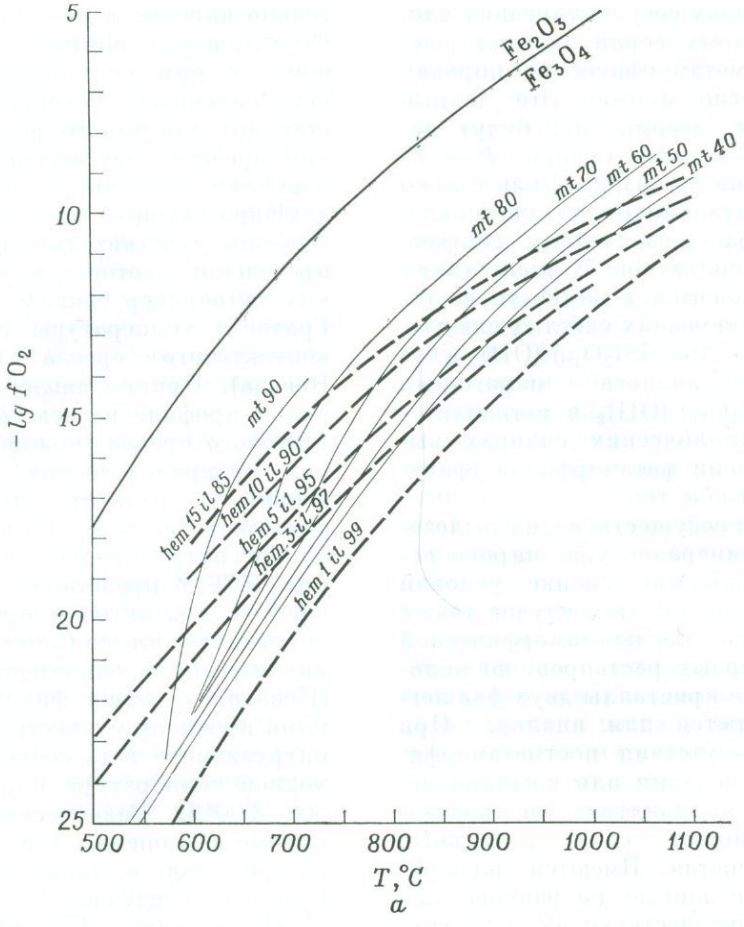
1. По величине фракционирования изотопов кислорода между мусковитом и кварцем установлено, что лишь в пределах нескольких сантиметров от непосредственного интрузивного контакта существовала температура 510—530° С ($\delta_{^{18}O/^{16}O} = 3{,}1$), а на расстоянии менее 1 м от него температура составляла уже 500° С ($\delta_{O^{18}/^{16}O} = 3{,}2$).

2. Приблизительно на расстоянии 100 м от непосредственного контакта андалузит и мусковит, широко представленные в более внешних частях контактового ореола, начинают исчезать в результате осуществления реакций

андалузит → силлиманит,

мусковит + кварц →

→ калишпат + силлиманит + вода.

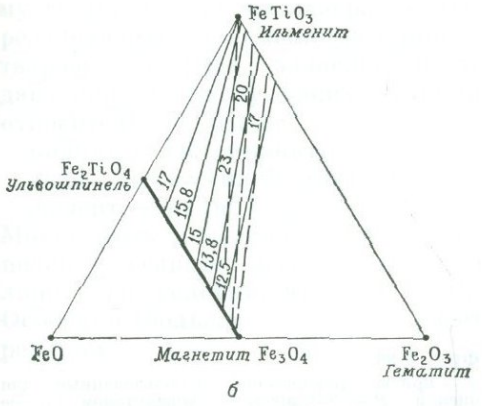


ФИГ. 9-34. Экспериментально установленные равновесия магнетит — гематит (*Buddington A. F., Lindsley D. H.*, J. Petrol., 5, pp. 315, 316, 1964).

а — составы твердых растворов магнетит — ульвошпинель и гематит — ильменит как функция температуры и фугитивности.

Пересечение кривых *A* и *B* на фигуре 9-36, *а* дает температуру около 500° С при давлении 1—1,5 кбар, при условии, что P_{H_2O} несколько меньше общего давления [1]. Если же в этой оценке мы прибегнем к другой предполагавшейся кривой превращения андалузит ⇄ силлиманит (*A'*), то мы должны или предположить гораздо большую температуру (620°С) по сравнению с указанной выше, в пункте 1, или гораздо большее общее давление (3—4 кбар) при значительно меньшем P_{H_2O}. Однако предположению о таких высоких давлениях противоречит широкая кристаллизация андалузита, а не кианита в удалении от непосредственного интрузивного контакта. Давление в данном случае можно оце-

[1] Близкие соотношения установлены Шейхом и Тейлором по изотопным составам кислорода во внутренней зоне сектора Берч-Крик контактового ореола Инио (фиг. 9-4). Температура увеличивалась от 460° на расстоянии 400 м от контакта до 535° С в непосредственном интрузивном экзоконтакте. На расстоянии 300 м от контакта андалузит сменялся силлиманитом, и во внутренней силлиманитовой зоне мусковит исчезал в кварцсодержащих породах (J. Petrol., **10**, pp. 307—331, 1969).



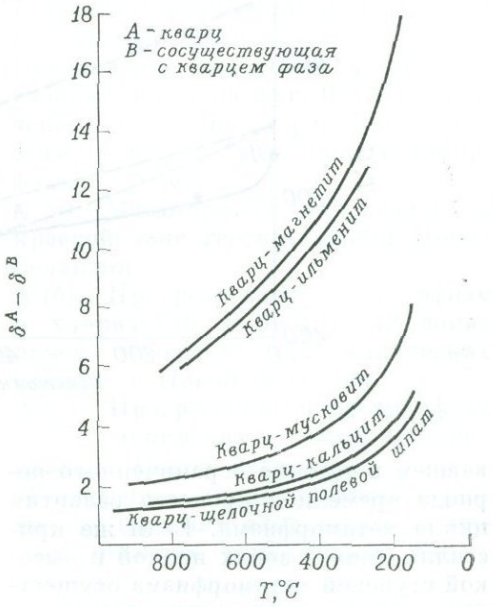
ФИГ. 9-34.
б — твердые растворы, сосуществующие при 800° С (сплошные линии) и 600° С (пунктирные линии). У каждой связи приведены величины f_{O_2}.

нить независимым способом, исходя *из стратиграфических данных о мощ*ности покрывающей толщи. Эта величина составляет 1—2 кбар, в связи *с чем следует предпочесть нижний* предел P.

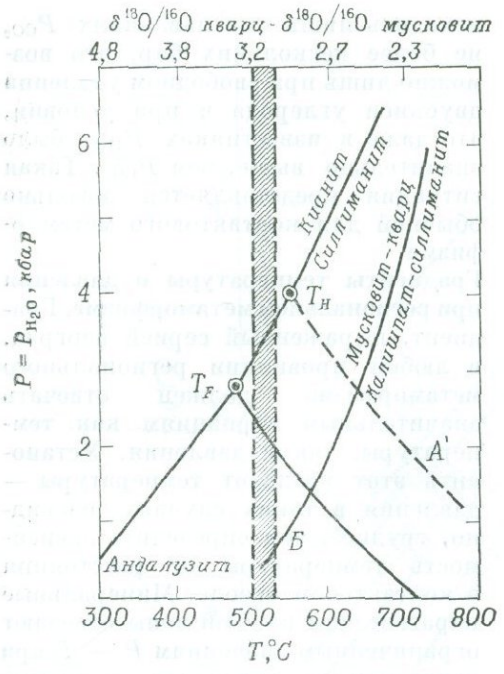
3. Во внешней части контактового *ореола первые признаки метаморф*физма проявляются в кристаллизации биотита на расстоянии около 1500 м от непосредственного интрузивного контакта. Этот геологически очевидный и почти универсальный показатель увеличения интенсивности метаморфизма пока не откалиброван удовлетворительно по экспериментальным данным. Фракционирование изотопов кислорода между кварцем и мусковитом в метаморфических породах ореола, в состав которых входит также биотит, свидетельствует о понижении температуры до 420 или 400° С. В связи с этим на фиг. 9-36 первоначальному появлению биотита соответствует температура 400° С, которая, возможно, несколько завышена.

Во внутренней зоне контактового ореола, в прослоях загрязненных силикатным материалом известняков в изобилии кристаллизовался волластонит. При температуре около 500° С его *кристаллизация могла про*исходить лишь при давлениях P_{CO_2} не более нескольких бар, что возможно лишь при свободном удалении двуокиси углерода и при условии, что даже в известняках P_{H_2O} было значительно выше, чем P_{CO_2}. Такая ситуация представляется довольно обычной для контактового метаморфизма.

Градиенты температуры и давления при региональном метаморфизме. Градиент, *выраженный серией изоград*, в любой провинции регионального метаморфизма должен отвечать *значительным вариациям как тем*пературы, так и давления. Установить этот градиент температуры — *давления в таких случаях*, очевидно, труднее, чем определить зависимость температуры от расстояния *в контактовом ореоле. Минеральные* парагенезисы каждой зоны отвечают ограниченным значениям P — T при некотором их градиенте, существо-

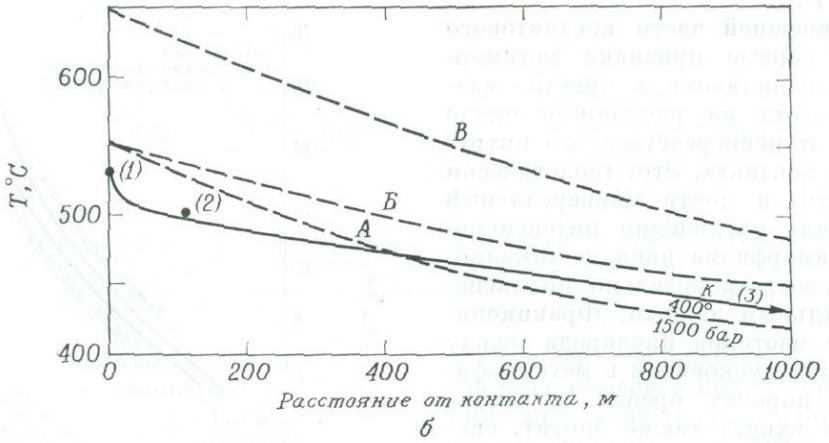


ФИГ. 9-35. Экспериментально установленные стандарты $\delta_{^{18}O/^{16}O}$ в сосуществующих парах минералов (*Taylor H. P.*, Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, Holt, Rinehart and Winston, Inc., p. 125, 1967).



ФИГ. 9-36.

а — кривые равновесий, использованные для оценки P — T-условий в контактовом ореоле Санта-Роза; *б* — откалиброванный по минералогическим данным градиент температуры (сплошная линия) в контактовом ореоле гранодиоритового штока Санта-Роза, Невада. Пунктирные линии построены по результатам Тейлора для различных моделей теплового потока: *А* — бесконечный интрузивный цилиндр с поперечным сечением 2,5 × 2,5 км с исходной температурой магмы 700° С при исходной температуре вмещающей породы 100° С; *В* — цилиндр диаметром 3,75 км с исходной температурой магмы 900° С; *В* — условия, близкие к *А*, но интрузивное тело — бесконечная пластина шириной 2,5 км.



б

вавшем в течение ограниченного периода времени в процессе развития цикла метаморфизма. Если же кристаллизация в зонах низкой и высокой ступеней метаморфизма осуществлялась в интервалы времени, отделенные друг от друга десятками миллионов лет (фиг. 9-8), то градиент, выраженный всей последовательностью изоград, должен быть обусловлен двумя или более самостоятельными градиентами P — T. Прямолинейный же градиент, проходящий через нулевую точку давления и температуры (поверхностные условия), означает, что метаморфизм контролировался лишь глубиной.

Теоретически возможно установить некоторые точки кривой природного градиента посредством измерения температур по изотопно-кислородно-

му геотермометру на изоградах, определяющихся простыми реакциями твердое — твердое, зависящими от давления. К числу таких реакций относятся следующие:

кианит $\rightleftarrows$ силлиманит,
андалузит $\rightleftarrows$ силлиманит,
жадеит + кварц $\rightleftarrows$ альбит.

Могут быть полезными для тех же целей и реакции дегидратации, но лишь при условии, что $P_{H_2O} = P_l$. Особенно большое значение имеет реакция

$$\text{мусковит} + \text{кварц} \rightleftarrows$$
$$\rightleftarrows \text{ортоклаз} + Al_2SiO_5 + \text{вода}.$$

Относительно P — T-условий проявления всех приведенных выше и других критических равновесий пока еще существуют значительные неясности. Однако попытки их использования для оценки градиентов метаморфизма уже предпринимались, и полученные при этом результаты, хотя и нуждаются в дальнейшем уточнении и пересмотре, начинают приобретать состояние внутренней самосогласованности.

Некоторые исследователи, вслед за Миясиро, пытались установить стандартные градиенты давления и температуры, определяющие нормальные серии фаций, сопоставляя, например, серии Барроу и Рёке. Мы склонны считать, что в каждой метаморфической провинции проявлялся собственный уникальный градиент, в связи с чем на диаграмме давление — температура, несомненно, должны выявляться пересекающиеся кривые градиентов. На фигуре 9-37 показано несколько самых предварительных и качественных кривых градиентов для классических областей регионального метаморфизма. Цифры у точек на кривых соответствуют приведенным ниже пунктам обсуждения. Точки, обведенные кружком, калиброваны по соответствующим экспериментально установленным кривым.

1. Первоначальное появление кианита Al_2SiO_5. Это событие должно происходить при температурах выше 400—420 °С, верхнего предела устойчивости водного силиката алюминия — пирофиллита.
2. Превращение кианита в силлиманит.
3. Смена ассоциации кварц — мусковит парой ортоклаз — силлиманит.
4. Дегидратация роговой обманки гранулитов с образованием пироксенов.
5. Появление арагонита, полиморфной модификации $CaCO_3$, устойчивой при высоких давлениях. Арагонит может сохраниться, не претерпевая обратного превращения в кальцит при последующем охлаждении, лишь при условии, что температуры не превышали 200—300 °С.
6. Дегидратация натрового цеолита — анальцима в присутствии кварца с образованием альбита.
7. Кристаллизация лавсонита за счет кальциевых цеолитов.

Буквенными индексами у кривых, изображенных на фиг. 9-37, обозначены следующие характеризуемые этими кривыми проявления метаморфизма:

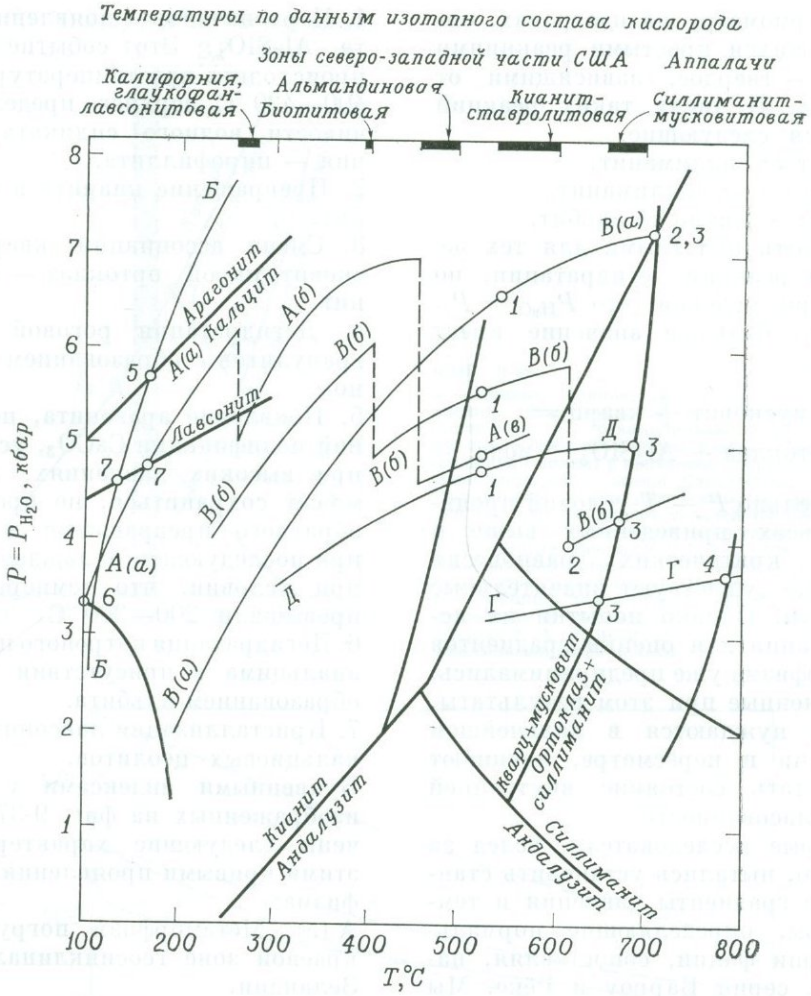
А (а). Метаморфизм погружения в краевой зоне геосинклинали Новой Зеландии.

А (б). Прогрессивный метаморфизм в хлоритовой и биотитовой зонах пояса отагских кристаллических сланцев в Новой Зеландии.

А (в). Прогрессивный метаморфизм зоны альпийских кристаллических сланцев Новой Зеландии.

Пунктирные линии отражают разгрузку (эрозия), следующую за вторым эпизодом рангитатской складчатости.

Б. Метаморфизм погружения, переходящий в максимальном проявлении в региональный метаморфизм фации глаукофан-лавсонитовых сланцев; береговые хребты Калифорнии.



ФИГ. 9-37. Некоторые предположительные градиенты температуры — давления в классических регионах развития регионального метаморфизма.

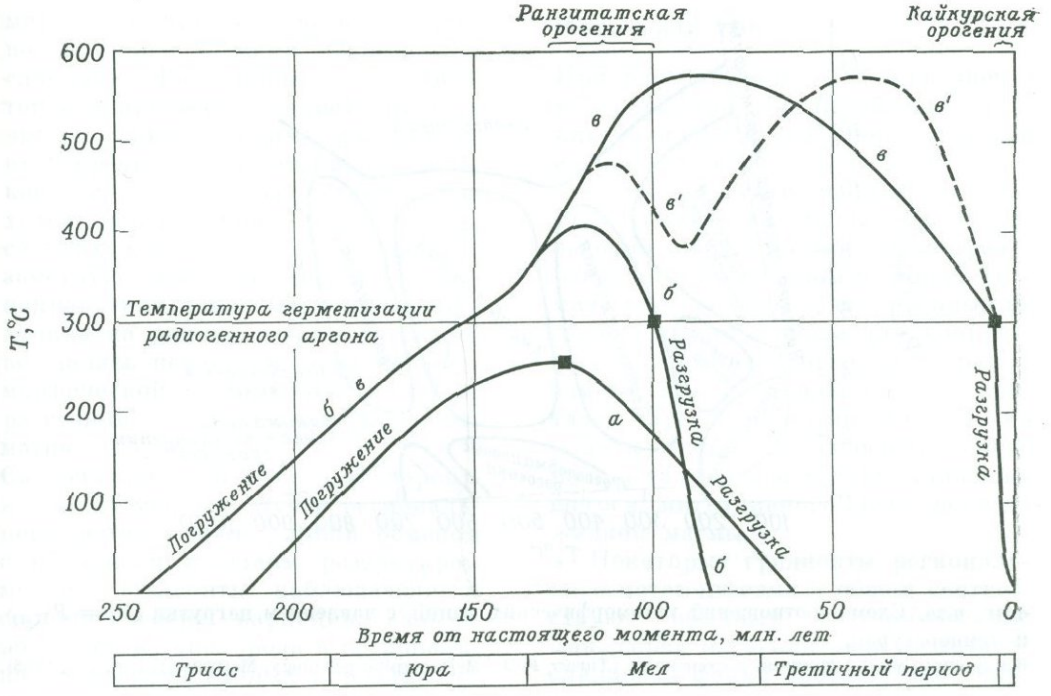
А — геосинклиналь Новой Зеландии; *Б* — береговые хребты Калифорнии; *В* — зоны Барроу, юго-восточная часть области развития дальредских толщ, Шотландия; *Г* — Брокен-Хилл, Австралия; *Д* — Лепонтинские Альпы, Швейцария.

В. Региональный метаморфизм зональности Барроу в юго-восточной части области развития дальредских толщ в Шотландии.

В (а). Простой градиент.

В (б). Пунктирной линией показаны стадии уменьшения давления (эрозии), следующие за эпизодами складчатости F_1 и F_2.

Г. Региональный метаморфизм докембрийского рудного района Брокен-Хилл в Австралии. Низкое давление предполагается в связи с присутствием больших количеств кордиерита в породах высокой ступени (гранулиты). Точка *4* экспериментально определена для роговой обманки из амфиболита Брокен-Хилл, однако эта реакция чувствительна к вариациям P_{O_2}. Температурный интервал 600—670 °С выявлен по составам сосуществующих железо-



ФИГ. 9-38. Предположительные соотношения температуры и времени в трех хронологических провинциях метаморфической области геосинклинали Новой Зеландии.

Буквы соответствуют нижним индексам градиентов кривой *A* на фиг. 9-37. *а* — краевая зона, чистый метаморфизм погружения; *б* — максимальная ступень метаморфизма хлоритовой зоны в поясе отагских кристаллических сланцев; *в* — максимальная ступень в олигоклазовой зоне альпийских кристаллических сланцев близ Альпийского разлома; *в′* — то же, второй вариант.

титановых окисных минералов в породах высокой ступени метаморфизма (между точками *3* и *4*).

Д. Лепонтинские Альпы, Швейцария. Данные заимствованы из работы Венка, Ниггли и их соавторов. Изограды возникли в процессе одноактного метаморфизма в течение относительно короткого интервала времени в третичном периоде.

На фиг. 8-38 показаны возможные изменения температуры во времени по каждой из линий метаморфических градиентов в Новой Зеландии.

Дискуссионные проблемы

Соотношения метаморфических фаций с температурой и давлением

Тридцать лет назад Боуэн выдвинул в то время почти абстрактную концепцию петрогенетической решетки — сетки пересекающихся P — T-кривых моновариантных равновесий, имеющих значение для оценки условий метаморфизма. Сейчас эту концепцию уже ни в коей мере нельзя считать абстрактной. Многие кривые такого рода благодаря усилиям экспериментаторов и в связи с накоплением термодинамических данных можно построить с большой точностью. На полученную петрогенетическую решетку теперь можно нанести поля устойчивости индекс-минералов и критических ассоциаций фаз, типичных для каждой метаморфической фации. Таким способом можно определить поля фаций в величинах давлений и температуры, причем становится ясным и физическое значение переходных фаций, например амфиболит-гранулитовой.



ФИГ. 9-39. Схема соотношений метаморфических фаций с давлением нагрузки ($P_l = P_{H_2O}$) и температурой.

Все границы между фациями постепенные (*Turner F. J.*, Metamorphic petrology, McGraw-Hill, p. 366, 1968).

В течение полувека с того дня, когда Гольдшмидт вычислил кривую равновесия кальцит — волластонит (фигура 9-31, кривая 2), значительные усилия в области изучения метаморфических пород были направлены на создание уже существующей петрогенетической решетки. На фиг. 9-39 приведен ее схематический вариант. Первоочередная проблема в этой области заключается в дальнейшем уточнении и усовершенствовании фациальной решетки, для чего в свою очередь требуются более достоверные данные. При этом всегда следует помнить, что новейшие определения не обязательно окажутся наилучшими.

Источники воды

Как мы уже видели, очень важную роль в метаморфизме следует отводить воде. При этом в процессе метаморфических реакций, сопровождающихся гидратацией или дегидратацией, поскольку они обычно действительно осуществляются, вода должна свободно диффундировать в реагирующую систему и из нее. Существуют три очевидных возможных источника воды, участвующей в метаморфизме: нисходящая метеорная, ювенильная, поднимающаяся из мантии или глубинных частей земной коры, и, наконец, захороненная в исходных породах (например, глинистых сланцах) до метаморфизма. Данные по изотопному составу кислорода и водорода позволяют исключить тот или иной общий источник воды и ставить более конкретные проблемы по поводу ее происхождения и систем, по которым вода диффундировала в течение метаморфического цикла.

В некоторых изученных контактовых ореолах в метапелитовых породах установлены устойчивые «глинистые» величины $\delta_{^{18}O/^{16}O}$ (16—18‰), за исключением очень небольшой зоны в непосредственных экзоконтактах интрузивов. Это свидетельствует о том, что вода, участвующая в фор-

мировании метаморфических пород, поставлялась самими глинистыми сланцами. Фракционированием изотопов в процессе дегидратации глинистых сланцев, видимо, можно пока пренебречь. Диффузия воды, истекающей из магмы, вероятно, происходит вертикально вверх. В тех случаях, когда удавалось установить заметную диффузию воды в боковом направлении, такая миграция происходила на ранних стадиях и сопровождалась переносом воды из метаморфической системы на некоторое расстояние в еще расплавленное магматическое тело.

Совершенно иная ситуация, вероятно, имеет место в случае регионального метаморфизма. Лишь обменом с обширным внешним резервуаром можно объяснить наблюдающиеся систематические вариации изотопного состава кислорода в регионально метаморфизованных породах. Величина $\delta_{^{18}O/^{16}O}$ в метапелитовых породах низкой ступени метаморфизма (хлоритовая зона) такая же, как у глинистых сланцев (15—18‰). Она последовательно уменьшается в биотитовой, гранатовой, ставролит-кианитовой зонах и достигает значений 9—13 в силлиманитовых кристаллических сланцах высокой ступени метаморфизма. Тейлор предположил непрерывный обмен в течение очень длительных интервалов времени между метаморфической системой и кислородным резервуаром в виде водных флюидов, поднимающихся из глубинных и обязательно крупных магматических тел. При этом он ссылается на хорошо известную широкую ассоциацию в пространстве и во времени между региональным метаморфизмом и плутонизмом (становление гранитов). Однако подобные соотношения, как мы уже видели, довольно непостоянны. Могут ли в таких случаях граниты быть источником кислорода регионально метаморфизованных пород? Или следует искать другой его источник?

Источники тепла

При рассмотрении P — T-градиента метаморфизма мы неизбежно сталкиваемся с дискуссионной проблемой возможных источников тепла.

1. Даже интуитивно можно полагать, что источник тепла, обусловливающий контактовый метаморфизм, располагается в самом плутоне. Термические градиенты, построенные по геологическим данным для конкретных контактовых ореолов, в целом замечательно совпадают с градиентами, предсказанными Егером на модели тепла, поступающего вовне из кристаллизующегося и охлаждающегося интрузивного тела некогда жидкой магмы.

2. Некоторые градиенты регионального метаморфизма в общем соответствуют обычным геотермическим. Так, серия от цеолитовой до зеленосланцевой фаций соответствует нормальному, а от цеолитовой до глаукофан-лавсонит-сланцевой фаций несколько пониженному геотермическому градиенту. Эти соотношения отвечают концепции метаморфизма погружения. В случае проявления эндотермических реакций (например, дегидратации) возникает проблема поступления дополнительного тепла. Однако такие реакции, как гидратация базальтовых туфов до состояния зеленых сланцев, имеют экзотермический характер и относятся к числу самоподдерживающихся. Такие реакции могут также играть роль значительного источника тепла для регионального метаморфизма низкой ступени, поскольку в исходном заполнении геосинклиналей большая доля приходится на безводный вулканический материал.

3. Региональный метаморфизм высоких ступеней, однако, нельзя объяснить столь просто. Для такого рода изменений необходим геотермический градиент гораздо больше нормального. В некоторых областях подъем гранитной магмы в региональном

масштабе, возможно, резко ускоряет тепловой поток в перекрывающие породы. Однако последовательность событий, установленная в орогенно-метаморфических циклах посредством радиометрического датирования, несовместима с некогда популярным представлением о том, что градиенты температур регионального метаморфизма являются прямым следствием регионального внедрения располагающихся ниже гранитных батолитов. В классической области дальредских толщ Шотландии подъем крупных масс «гранитной» магмы произошел много миллионов лет спустя после максимума метаморфизма. И по крайней мере частично эта магма, видимо, поступала с очень большой глубины. Вместе с тем некоторые граниты здесь, по-видимому, представляют собой продукт плавления пород почти на месте, в участках метаморфизма высокой ступени. Такие граниты скорее следует рассматривать как конечный продукт, нежели как причину метаморфизма. Наиболее убедительный пример возникновения тел древних *гранитов в результате плавления на* месте представляет массив Глен-Клова, расположенный в середине силлиманитовой зоны Барроу. В подобной современной оценке происхождения этих гранитов кроется некоторая историческая ирония, поскольку классическая работа Барроу 1893 г., в которой впервые были показаны зональность и прогрессивная природа регионального метаморфизма, имеет название: «Об интрузии мусковит-биотитовых гнейсов (называемых сейчас древними гранитами) в юго-восточной части Шотландских нагорий и сопровождающем ее метаморфизме».

Итак, мы возвратились к вопросу, поставленному в конце предыдущего раздела. Каков глубинный плутонический источник воды, участвующей в метаморфизме? Это не древние граниты, если они возникли в качестве конечных продуктов плавления на месте, но и не молодые граниты, поскольку они оказались послеметаморфическими во времени. Вероятно, прогрессивные изменения изотопного состава кислорода по мере увеличения степени метаморфизма следует рассматривать как прямое свидетельство непрерывного подкорового возмущения, одним из результатов которого была миграция вверх первичной воды в течение всего цикла регионального метаморфизма.

Рекомендуемая литература

Aronson J. L., Regional geochronology of New Zealand, Geochim. et Cosmochim. Acta, **32**, pp. 669—697, 1968; *Barrell J.*, Relations of subjacent igneous invasion to regional metamorphism, Am. J. Sci., **1**, pp. 1—19, 174—186, 245—267, 1921; *Bowen N. L.*, Progressive metamorphism of siliceous limestone and dolomite, J. Geol., **48**, pp. 225—274; 1940; *Brown E. H.*, The greenschist facies in part of eastern Otago, New Zealand, Contrib. Mineral. Petrol., **14**, pp. 259—292, 1967; *Chinner G. A.* Almandine in contact aureoles, J. Petrol., **3**, pp. 316—340, 1962; *Compton R. R.*, Contact metamorphism in the Santa Rosa range, Nevada, Geol. Soc. Am. Bull., **71**, pp. 1383—1416, 1960; *Coombs D. S.*, Lower grade mineral facies in New Zealand, Rept. Intern. Congr. 21st Session, Norden, 1960, **13**, pp. 339—351, 1960; *Evans B. W.*, *Guidotti C. V.*, The sillimanite—potash feldspar isograd in western Maine, U.S.A., Contrib. Mineral. Petrol., **12**, pp. 25—62, 1966; *Fyfe W. S.*, Hydrothermal synthesis and determination of equilibrium between minerals in the subsolidus region, J. Geol., **68**, pp. 553—566, 1960; *Fyfe W. S.*, Stability of Al_2SiO_5 polymorphs, Chem. Geol., **2**, pp. 67—76, 1967; *Fyfe W. S.*, *Turner F. J.*, *Verhoogen J.*, Metamorphic reaction and metamorphic facies, Geol. Soc. Am. Mem. 73, 1958; *Garlik G. D.*, *Epstein S.*, Oxygen isotope ratios in coexisting minerals of regionally metamorphosed rocks, Geochim. et Cosmochim. Acta, **31**, pp. 181—214, 1967; *Harker A.*, Metamorphism, Methuen, London, 1932; *Harker R. I.*, *Tuttle O. F.*, Studies in the system $CaO—MgO—CO_2$, Part I, Am. J. Sci., **253**, pp. 209—224, 1955; *Jaeger J.*, Temperatures outside a cooling sheet, Am. J. Sci., **257**, pp. 44—54, 1959; *Johnston J.*, *Niggli P.*, The general

drinciples underlying metamorphic processes, J. Geol., **21**, pp. 481—516, 588—624, 1913; *Johnson M. R. W.*, Relations of movement and metamorphism in the Dalradians of Banffshire, Trans. Edinburgh Geol. Soc., **19**, pp. 29—64, 1962; *Kretz R.*, Analysis of equilibrium in garnet-biotite-sillimanite gneisses from Quebec, J. Petrol., **5**, pp. 1—20, 1964; *Miyashiro A.*, Evolution of metamorphic belts, J. Petrol., **2**, pp. 277—311, 1961; *Newton R. C.*, Kyanite-sillimanite equilibrium at 750 °C, Science, **151**, pp. 1222—1225; 1966; *Newton R. C.*, Some calc-silicate equilibrium relations, Am. J. Sci., **264**, pp. 204—222, 1966; *Sheih Y. N.*, *Taylor H. P.*, Oxygen and hydrogen isotope studies of contact metamorphism, Contrib. Mineral. and Petrol., **20**, pp. 306—356, 1969; *Spry A.*, Metamorphic Textures, Pergamon Press, London, 1969; *Taylor H. P.*, Oxygen isotope studies of hydrothermal mineral deposits, in: *Barnes H. L.*, ed., Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, Holt, Rinehart and Winston, Inc., New York, pp. 109—142, 1967; *Taylor H. P.*, *Epstein S.*, Relationship between O^{18}/O^{16} ratios of coexisting minerals of igneous and metamorphic rocks, Geol. Soc. Am. Bull., **73**, pp. 461—480, 675—694, 1962; *Tilley C. E.*, Contact metamorphism in the Comrie area of the Perthshire Highlands, Geol. Soc. London Quart. J., **80**, pp. 22—71, 1924; *Tilley C. E.*, Metamorphic zones in the southern Highlands of Scotland, Geol. Soc. London Quart. J., **81**, pp. 100—112, 1925; *Winkler H. G. F.*, Petrogenesis of Metamorphic Rocks, Springer, New York, 1965; *Zen E-an*, Metamorphism of lower Paleozoic rocks in the vicinity of the Taconic range in West-Central Vermont, Am. Mineral., **45**, pp. 129—175, 1960.

Глава 10 ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ

Специалисты в области общей геологии обычно имеют дело с процессами, не поддающимися прямому наблюдению потому, что либо эти процессы происходили очень давно, либо они протекают очень медленно, либо они приурочены к глубинам, недоступным для непосредственного наблюдения. Настоящая глава посвящена в основном последнему из этих трех видов процессов. Что подстилает те несколько километров пород, которые поддаются наблюдениям или опробованию в скважинах и шахтах? Что происходит внутри Земли? Какими процессами на глубине можно объяснить то, что мы видим на поверхности,— излияние лав, воздымание гор, землетрясения, перемещение материков? Прежде всего, очевидно, нужно выяснить, чем сложена и как устроена Земля.

Нет необходимости говорить, что мы еще не знаем точного ответа на этот вопрос. О внутреннем строении Земли могут быть сделаны некоторые теоретические умозаключения, но они заведомо более приблизительны, чем выводы о внутреннем строении атома. Причина этого относительного неведения состоит в том, что заключения о Земле приходится делать по наблюдениям, выполненным на ее поверхности; ведь нельзя расколоть Землю, чтобы увидеть, что у нее внутри. Существуют, конечно, математические приемы, позволяющие связать наблюдения на поверхности с тем, что происходит внутри Земли; например, согласно теореме расходимости (называемой также теоремой Остроградского — Гаусса), поток любого вектора **F** через любую замкнутую поверхность S равен интегралу от расходимости **F** по объему V, ограниченному поверхностью S:

$$\int_S F_n dS = \int_V \operatorname{div} \mathbf{F}\, dV,$$

где F_n — составляющая **F** по нормали к S в любой точке.

Так, тепловой поток на земной поверхности связан с его расходимостью, т. е. с источниками тепла внутри Земли; сила тяжести на поверхности связана с распределением плотностей или масс внутри. Но, очевидно, существует бесконечное число возможных распределений источников внутри S, которые соответствуют одному и тому же значению объемного интеграла; например, источники распределены равномерно или, наоборот, могут быть сосредоточены в нескольких местах. Это отсутствие «единственности» математических решений — характерная, хотя и досадная, черта геофизики, из-за которой обычно приходится прибегать к обратной процедуре: допускать распределение источников (плотности, источников тепла и т. д.), вычислять эффект этого распределения на поверхности, сравнивать его с фактическим. Если расчеты не соответствуют наблюдениям, должна быть построена новая модель и сделано новое вычисление; и так до

тех пор, пока не будет получено хорошее соответствие. Но даже если и оно достигнуто, то все еще нет уверенности, что принятая модель верна, поскольку возможно, что другая модель могла бы обеспечить еще лучшее соответствие. Потому выбор модели должен производиться в общем на других основаниях: модели A отдается предпочтение перед моделью B потому, что она, кроме того, лучше соответствует другим фактам, теориям или априорным представлениям, чем модель B.

Большую часть наших все еще несколько субъективных знаний о составе земных недр мы получаем при изучении гравитационного поля Земли и распространения в ней сейсмических волн. Сила тяжести дает сведения о распределении масс, которые при использовании их совместно с данными сейсмологии позволяют наложить ограничивающие условия на распределение плотности. Скорости сейсмических волн дают дополнительные сведения об упругих параметрах, из которых можно получить некоторые данные о вероятном составе земных недр.

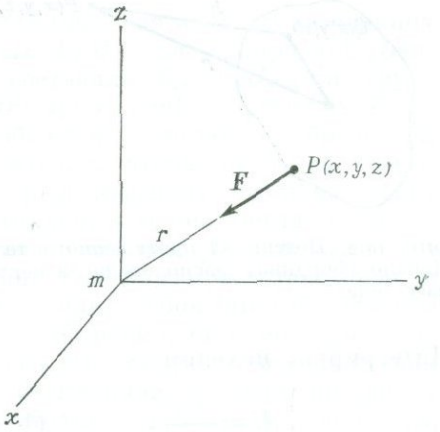
Сила тяжести

Гравитационный потенциал и гравитационная энергия

Две точечные массы m_1 и m_2, находящиеся на расстоянии r_{12} друг от друга, взаимно притягиваются с силой F:

$$F = G\frac{m_1 m_2}{r_{12}^2}, \qquad (10\text{-}1)$$

где G — гравитационная постоянная — фундаментальная мировая константа. Если масса выражена в граммах, расстояние — в сантиметрах, а сила — в динах ($г \cdot см \cdot с^{-2}$), то $G = 6{,}67 \cdot 10^{-8}\ г^{-1}см^3с^{-2}$. Поместим массу m в начало координат, а единичную массу — в точку P с координатами (x, y, z) (фиг. 10-1). Тогда



ФИГ. 10-1. Притяжение в точке P, создаваемое массой m в начале координат.

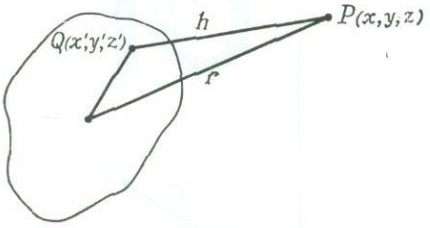
$$F = G\frac{m}{r^2} = G\frac{m}{x^2+y^2+z^2}. \qquad (10\text{-}2)$$

Притяжение протяженного тела равно сумме притяжений всех его частей. Эта сумма векторная, а не алгебраическая, ибо не все притяжения направлены одинаково. Чтобы определить общее притяжение, необходимо вычислить отдельно три его составляющие (составляющие вектора — скалярные величины, которые можно складывать алгебраически). Такие вычисления сильно упрощаются при использовании U — гравитационного потенциала. U — функция координат, определяемая выражением

$$\mathbf{F} = -\operatorname{grad} U, \qquad (10\text{-}3)$$

которое означает, что $\mathbf{F}$ всюду нормальна к поверхности, на которой U постоянна (эквипотенциальная поверхность), а ее величина равна $-dU/dn$, где dU — приращение U на расстоянии dn по нормали к эквипотенциальной поверхности. Следовательно, составляющая $\mathbf{F}$ в направлении r (фиг. 10-1), в соответствии с уравнением (10-2), равна

$$F_r = -\frac{dU}{dr} = G\frac{m}{r^2}.$$



ФИГ. 10-2. Потенциал протяженного тела. Начало координат расположено в центре масс тела.

Интегрируя, находим

$$U = \frac{Gm}{r}, \qquad (10\text{-}4)$$

причем величина постоянной интегрирования выбирается таким образом, что U стремится к нулю при r, стремящемся к бесконечности.

U — скалярная величина, поэтому потенциал в точке $P(x, y, z)$ для протяженного тела равен алгебраической сумме потенциалов каждой из его частей:

$$U_P = G \int_V \frac{dm}{h} =$$

$$= G \int\int\int \frac{\rho\, dx'\, dy'\, dz'}{[(x-x')^2+(y-y')^2+(z-z')^2]^{1/2}},$$

где ρ — плотность в точке $Q(x',y',z')$, в которой находится масса dm (фигура 10-2); $dm = \rho dx'dy'dz'$. Потенциал U и соответствующее притяжение вычисляются относительно легко, если тело имеет простую форму; например, притяжение бесконечной пластины с массой σ на единицу площади повсюду имеет одинаковую величину, равную $2\pi G\sigma$, причем эта сила благодаря симметрии не имеет составляющей, параллельной пластине. Потенциал и притяжение однородного шара радиусом R в точности такие же, как если бы вся масса шара M, где $M = {}^4/_3\ \pi\rho R^3$, была сосредоточена в его центре,— результат, который также с очевидностью вытекает из симметрии сферы: куда может быть направлена сила, кроме как к центру шара, и каким образом эквипотенциальные поверхности могут не быть концентрическими сферами с центрами, лежащими в центре рассматриваемой сферы?

Обратившись к фиг. 10-1, можно видеть, что интеграл

$$\int_r^\infty \mathbf{F}\cdot d\mathbf{r},$$

равный работе (произведение силы на перемещение), которую совершает сила притяжения, обусловленная массой m, чтобы поднять единичную массу из точки P на бесконечность, в точности равен $-U$ и имеет размерность энергии на единицу массы. Иными словами, U в точке P — это работа, совершенная (или энергия освободившаяся) при падении единичной массы из бесконечности в точку P под влиянием притяжения массы m. Аналогично гравитационный потенциал U_g на поверхности Земли определяет работу, или энергию, необходимую для удаления единичной массы с поверхности на бесконечность. В первом приближении, считая Землю однородным шаром [1] с массой $M = 6\cdot10^{27}$ г и радиусом $R = 6{,}37\cdot10^8$ см, находим

$$U_g = \frac{GM}{R} = 6{,}28\cdot10^{11}\ \text{эрг/г}.$$

Скорость ускользания. Любой объект, удаляющийся от Земли со скоростью v и имеющий кинетическую энергию на единицу массы ${}^1/_2\ v^2$, превышающую U, не упадет обратно на Землю, потому что он обладает энергией,

[1] Масса Земли M ($5{,}98\cdot10^{27}$ г) наилучшим образом определяется по движению Луны или искусственных спутников. Угловая скорость Луны относительно центра масс системы Земля — Луна должна быть такова, чтобы соответствующая центробежная сила уравновешивала гравитационное притяжение Земли, которое пропорционально M. Угловая скорость Луны определяется по продолжительности лунного месяца. Радиус Земли определяется, как показано далее.

достаточной для подъема на бесконечность и, значит, для преодоления притяжения Земли. Для Земли скорость ускользания $V_e = (2U_g)^{1/2} = (2GM/R)^{1/2}$ составляет около 11 км/с. Далее, молекулы газа при (абсолютной) температуре T имеют среднюю тепловую скорость $(3kT/m)^{1/2}$, где $k = 1{,}38 \cdot 10^{-16}$ эрг/град — постоянная Больцмана. Половина всех молекул имеет скорость выше средней, а некоторые молекулы имеют скорость, значительно превосходящую среднее значение. Молекулы со скоростью более V_e могут ускользнуть из поля притяжения Земли. Следовательно, земная атмосфера будет испаряться в пространство со скоростью, зависящей от ее температуры (которая контролируется солнечной радиацией и очень велика на больших высотах) и от массы образующих ее молекул. Молекулы легких газов, например водорода, испаряются быстро, тогда как более тяжелые молекулы кислорода и азота испаряются очень медленно. Таким образом, потенциал силы тяжести накладывает ограничения на химический состав атмосферы, которую может сохранить планета.

Гравитационная энергия. Гравитационная энергия тела определяется как сумма гравитационных потенциалов всех его частей, т. е. как полная величина энергии, необходимой для удаления каждой части тела на бесконечность в условиях удерживающего притяжения всех других его частей. Иными словами, если тело образуется путем аккреции, она равна также энергии, освобождающейся под влиянием взаимного притяжения частиц, первоначально находившихся на бесконечном расстоянии друг от друга. Простой расчет показывает, что для однородного шара с радиусом R и массой M

$$E = \frac{3}{5}\frac{GM^2}{R}.$$

Гравитационная энергия на единицу массы E/M для однородной Земли составила бы $^3/_5U$, или грубо $4 \cdot 10^{11}$ эрг/г. Этой энергии, будь она освобождена внезапно, было бы достаточно, чтобы обратить Землю в пар и повысить ее температуру настолько, что она могла бы испариться еще раз. Это накладывает ограничение на скорость образования Земли или любой другой планеты путем аккреции; оно сводится к условию, что скорость освобождения гравитационной энергии не может значительно превосходить скорость, с которой генерируемое тепло может излучаться в пространство.

Любое изменение в распределении массы внутри Земли сопровождается изменением гравитационной энергии. Для воздымания гор или подъема материка требуется энергия, и она должна черпаться из какого-либо источника. Энергия высвобождается, когда плотное вещество погружается к центру Земли, как, например, при образовании ядра. Если Земля отдает в пространство больше тепловой энергии, чем ее генерируется внутри (гл. 11), то она охлаждается и сжимается; это сжатие приводит к уменьшению радиуса и тем самым к освобождению энергии, которое компенсирует частично потерю тепла, обусловившую начальное сокращение Земли.

Фигура Земли

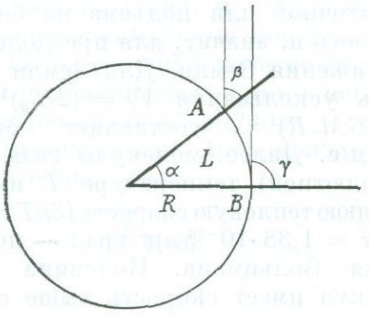
Поскольку сила равна произведению массы на ускорение, притяжение единичной массы Землей считается ускорением силы тяжести и обычно обозначается буквой g. Найдено, что на поверхности Земли g обычно близко (хотя и несколько меньше) к величине 982,7 гал [1], соответствующей однородному шару массой $M = 5{,}98 \cdot 10^{27}$ г и радиусом $R =$

[1] Гал — единица ускорения в системе СГС (в честь Галилея); 1 гал = 1 см·с$^{-2}$ = 1000 мгал.

$= 6{,}371 \cdot 10^8$ см; оно меняется от места к месту по причинам, которые будут рассмотрены ниже. На уровне моря вариации невелики, около 0,5%, но *представляют большой интерес, поскольку* по ним могут быть установлены некоторые важные факты.

Следствием определения понятия потенциала является то, что **g** повсюду *должно быть нормально поверхности*, на которой U постоянен. В частности, поверхность жидкости (например, океана) в покое должна быть эквипотенциальной (или уровенной, или горизонтальной) поверхностью, поскольку сила, действующая в любой точке свободной поверхности жидкости, должна быть нормальна к ней, если жидкость находится в покое; в противном случае составляющая силы, параллельная поверхности, должна была бы вызвать течение жидкости. Следовательно, «форма» уровня моря может быть найдена путем определения конфигурации поверхности, на *которой U постоянен. Если бы Земля* была однородным невращающимся шаром, то эквипотенциальные поверхности были бы сферическими и такую же форму имела бы поверх*ность океана. Тогда радиус Земли* можно было бы просто получить следующим образом. Сила тяжести — ее направление указывает, например, масса, висящая на нитке (линия отвеса),— должна быть всюду направлена к центру Земли. Если (фиг. 10-3) два телескопа в точках A и B направлены в одну и ту же точку в небе (и поэтому параллельны), то разность $\gamma - \beta$ между углами, которые они образуют с линией отвеса соответственно в точках B и A, в точности равна углу α, который опирается на дугу AB. Пусть длина этой дуги L, тогда радиус Земли $R = L/\alpha$ находят путем измерения L *с помощью мерной ленты* или триангуляции.

Оказывается, результаты такого эксперимента, впервые проведенного



ФИГ. 10-3. Определение радиуса однородной невращающейся Земли.

Эратосфеном [1] (276—196 гг. до н. э.), несколько различаются между собой в зависимости от места наблюдения. Расстояние L, соответствующее углу α, равному, например, 1°, у полюса больше, чем на экваторе. Значит, земная поверхность более сильно изогнута на экваторе, чем на полюсе, и поэтому Земля имеет форму сферы, сжатой вдоль полярной оси. Последнее вызвано двумя причинами. Прежде всего, Земля вращается. Из-за этого предмет с единичной массой, движущийся вместе с Землей (т. е. покоящийся относительно вращающейся оси), испытывает действие *центробежной силы на единицу массы* [2], равной $\omega^2 l$, где ω — угловая

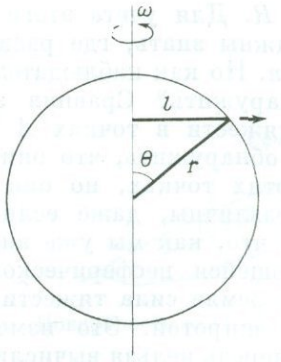
[1] В несколько ином виде: у Эратосфена не было телескопа.

[2] Закон Ньютона: $\mathbf{F} = m\mathbf{a}$, или сила равна произведению массы на ускорение, действует только в инерциальной системе координат, т. е. никоим образом не во вращающейся и не ускоряющейся системе координат. Если объект движется со скоростью **v** и ускорением **a** относительно оси, вращающейся с угловой скоростью $\boldsymbol{\omega}$, его скорость $\mathbf{v}_0$ и ускорение $\mathbf{a}_0$ относительно неподвижной оси соответственно равны

$$\mathbf{v}_0 = \mathbf{v} + (\boldsymbol{\omega} \times \mathbf{r}),$$

$$\mathbf{a}_0 = \mathbf{a} + \boldsymbol{\omega} \times (\boldsymbol{\omega} \times \mathbf{r}) + 2(\boldsymbol{\omega} \times \mathbf{v})$$

(по Berkeley Physics Course, **1**, pp. 84—86). Этот результат просто получается из преобразования координат. Поэтому все же можно записать, что и в движущейся системе координат $m\mathbf{a} = \mathbf{F}$ при условии, что в число сил в правой стороне этого

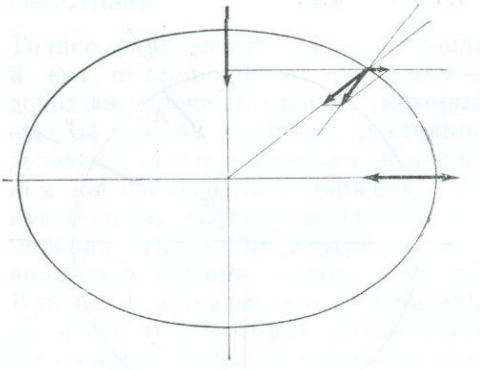


ФИГ. 10-4. Центробежная сила на единицу массы $\omega^2 l$ перпендикулярна оси вращения.

скорость, а l — расстояние от оси вращения. Как видно на фиг. 10-4, $l = r \sin \theta$, где r — расстояние от центра Земли, а θ — коширота, т.е. дополнение до широты ϕ; $\theta = 90° - \phi$ равно нулю на северном полюсе и 180° на южном полюсе. Угловая скорость ω равна $2\pi/86\ 166 = 7{,}29 \cdot 10^{-5}$ рад/с, поскольку Земля делает один оборот (2π радиан) за одни сидерические сутки (86 166 с). Центробежная сила представляет собой градиент потенциала $U_c = (\omega^2 r^2 \sin^2 \theta)/2$, и именно полный потенциал $U = U_g + U_c$ должен быть постоянным на поверхности океана в покое.

Далее, поскольку Земля не является однородным шаром, U_g не равно просто GM/R и отличается от этой величины из-за: 1) несферической формы Земли и 2) неравномерного распределения масс на Земле и внутри нее, т. е. из-за того, что плотность Земли неодинакова.

Если бы Земля имела одинаковую плотность, то эффект вращения, рассматриваемый сам по себе, был бы относительно простым: к гравитационному притяжению однородного шара (в силу этого направленному к его центру) в любой точке добавилась бы (фиг. 10-5) центробежная сила, направленная от оси вращения. Поверхность океана, покрывающего эту воображаемую Землю, должна была бы быть нормальной к равнодействующей двух сил. Центробежная сила равна нулю на полюсах и максимальна на экваторе, где она направлена от Земли вдоль радиуса и потому прямо противоположна притяжению. Таким образом, поверхность океана оставалась бы нормальной к радиусу на полюсах и экваторе, но должна была бы сплющиться таким образом, чтобы экваториальный радиус a стал больше полярного радиуса c (экваториальное вздутие). *Сжатие, или эллиптичность*, e эквипотенциальной поверхности, которое определяется как $e = (a - c)/a$, будет довольно малым; можно ожидать, что по порядку величины (но не в точности) оно будет равно отношению центробежной силы на экваторе $\omega^2 a$ к силе тяжести здесь GM/a^2; это отношение $\omega^2 a^3/GM$, которое равно 1/288,4, действительно близко



ФИГ. 10-5. Форма однородной вращающейся Земли.

Эквипотенциальные поверхности всюду перпендикулярны равнодействующей гравитационного притяжения и центробежной силы.

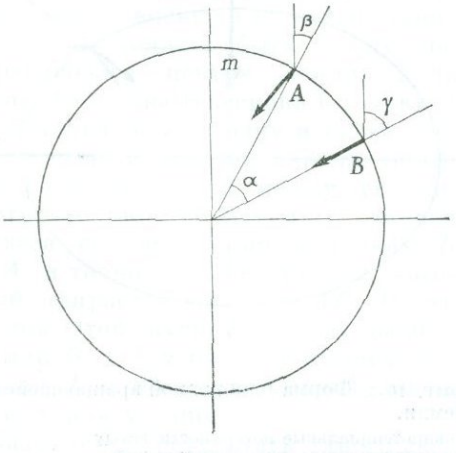
уравнения включена центробежная сила $m(\boldsymbol{\omega} \times \mathbf{r}) \times \boldsymbol{\omega}$ и кориолисова сила $2m(\mathbf{v} \times \boldsymbol{\omega})$. Как центробежная, так и кориолисова сила нормальны к смещению и поэтому не производят работы; энергия не затрачивается. Кориолисова сила, разумеется, равна нулю, если скорость равна нулю или если она параллельна вектору угловой скорости.

к наблюдаемому сжатию [1] (1/298,25). Сила тяжести на эквипотенциальной поверхности также будет изменяться от экватора к полюсу по трем причинам: 1) поскольку точка на экваторе расположена дальше от центра Земли, чем полюс, постольку на экваторе притяжение меньше, чем на полюсе; 2) центробежная сила направлена *против силы тяжести на экваторе* и равна нулю на полюсе; 3) гравитационное притяжение на экваторе *возрастает благодаря массе вздутия*. Последний эффект по знаку противоположен двум первым.

Значительно труднее учесть эффект неоднородного распределения масс, который представляет интерес для геологов. Предположим, что, как и ранее, мы хотим определить радиус невращающейся Земли, но что тяжелая и неизвестная масса m расположена севернее точки A (фиг. 10-6). Ее притяжение отклоняет линию отвеса в более близкой точке A сильнее, чем в точке B, так что теперь угол α уже не равен $\gamma - \beta$, что приведет к ошибочному определению R. Для учета этого эффекта мы должны знать, где расположена масса m. Но как наблюдатель может ее обнаружить? Сравнив значения силы тяжести в точках A и B, он может обнаружить, что они различны в этих точках, но они должны быть различны, даже если $m = 0$, потому что, как мы уже видели, на *вращающейся несферической*, однородной Земле сила тяжести изменяется с широтой. Это изменение в *свою очередь нельзя вычислить*, пока не определены a и c, что может быть сделано, только если известно иррегулярное распределение масс.

Очевидно, проблема требует привлечения способа последовательных приближений: 1) проведем многочисленные измерения радиуса на различных широтах, пренебрегая неизвестной неравномерностью распределения масс, с тем чтобы определить приблизительно размеры и фигуру Земли (т. е. приблизительные значения a и c); 2) вычислим приблизительную *зависимость силы тяжести* от широты; 3) сравним вычисленные и наблюденные значения g с тем, чтобы получить *предварительные оценки* неравномерности распределения масс; 4) используем их для уточнения радиуса с тем, чтобы получить улучшенную оценку a и c; 5) повторим операцию определения более точного распределения масс и т. д.

[1] Лучшие имеющиеся определения a и c дают соответственно 6378, 163 и 6536, 177 км. Радиус шара такого же объема составляет 6371 км. Площадь его поверхности равна $5{,}1 \cdot 10^8$ км^2 $= 5{,}1 \cdot 10^{18}$ см^2, а объем $1{,}083 \cdot 10^{27}$ см^3.

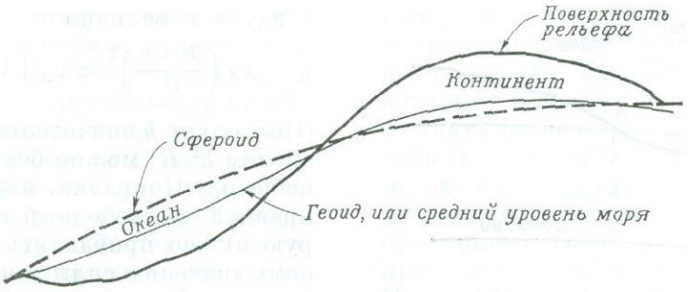


ФИГ. 10-6. Определение радиуса неоднородной Земли.

Сфероид и геоид

На данном этапе уместно дать определение двум поверхностям:

1. *Сфероид* — эквипотенциальная поверхность, совпадающая со средним *уровнем моря воображаемой* вращающейся Земли, в которой все массы распределены концентрически однородно, т.е. Земли, *на которой все* горы и материки выровнены, а океаны заполнены на одинаковую глубину. *Эта воображаемая Земля имеет* такую же общую массу и размеры, как и реальная.



ФИГ. 10-7. Поверхность рельефа, сфероид и геоид.

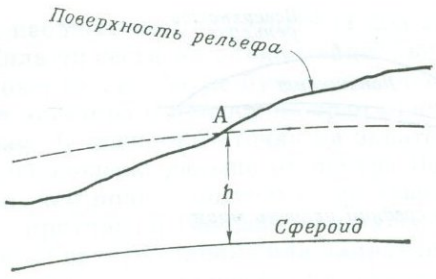
2. *Геоид* — эквипотенциальная поверхность, которая совпадает со средним уровнем моря реальной Земли; он отклоняется от сфероида именно из-за иррегулярности распределения масс (горы, материки, океаны, породы неодинаковой плотности). Можно ожидать, что в океанических районах, где масса на единицу площади меньше, потому что вода менее плотна, чем материковые породы, геоид опустится ниже сфероида, тогда как в горных областях, где масса на единицу площади больше, геоид должен возвышаться над сфероидом (фигура 10-7).

Сфероид — воображаемая поверхность, не имеющая физического смысла, преимущество которой состоит в том, что ее просто представить математически; она по существу представляет собой сжатый эллипсоид с короткой полярной осью и круговым экватором. Сила тяжести на сфероиде может быть вычислена как функция широты, если существует согласие в отношении общих размеров сфероида; эта теоретическая величина силы тяжести g_0 на сфероиде, известная как нормальная сила тяжести, служит в качестве основы при всех реальных гравитационных измерениях; формула, выражающая зависимость g_0 от широты по международному соглашению, известна под названием «Международная формула».

Геоид, напротив, является поверхностью, имеющей важный физический смысл, поскольку он характеризует уровень моря и все топографические превышения отсчитываются от него. Линия отвеса, которая определяет направление вертикали в точке, всюду нормальна к нему, причем угол между вертикалью и нормалью к сфероиду является отклонением вертикали. Представить геоид математически не просто (см. далее), так как его поверхность весьма иррегулярна и возвышается и погружается относительно сфероида, отражая нерегулярность распределения масс. Общий потенциал $U = U_g + U_c$ по определению постоянен в любой точке геоида, но сила тяжести на нем не постоянна, хотя ее вариации и невелики (около 0,5%).

Изостазия

Точное определение фигуры геоида и его отклонений от сфероида — довольно сложный процесс, который еще не вполне закончен; постоянно делаются новые уточнения, в основном по наблюдениям движения искусственных спутников. Однако измерения отклонений вертикали проводятся в течение долгого времени. В целом они оказываются значительно менее тех, которые можно было бы ожидать, судя по видимому распределению масс на земной поверхности, и обычно не превышают 0,5′. Это было установлено в первой половине XVIII в. Пьером Буге, который пытался измерить экваториальный



ФИГ. 10-8. Операция редуцирования гравиметрических данных.

радиус Земли на территории, в ту пору называвшейся Перу, а ныне — Эквадором. В Эквадоре имеется несколько очень высоких гор, в том числе два больших вулкана (Котопахи и Чимборасо). Буге предположил, что масса гор может отклонять линию отвеса, как объяснялось выше, и влиять на результаты его измерений. К своему удивлению, он обнаружил, что полученные им результаты не зависят от расстояния от гор, как если бы последние вовсе не существовали или по крайней мере были полыми, лишенными масс внутри. Через столетие Эверест провел аналогичные наблюдения в Индии и обнаружил, что Гималаи создают эффект в три раза меньший, чем можно было бы ожидать, судя по их видимой массе. Что могло быть причиной этого расхождения?

В настоящее время измерения выполняются следующим образом. Измерение силы тяжести g_A проводят в точке A, широта которой известна; затем g_A сравнивают с g_0, силой тяжести на сфероиде на той же широте; обычно выясняется, что они различны: $g_A \neq g_0$. Это различие можно объяснить несколькими очевидными эффектами:

1. Прежде всего, точка A расположена не на сфероиде, а на некотором расстоянии h над ним (фиг. 10-8). Поскольку сила тяжести уменьшается приблизительно пропорционально квадрату расстояния от центра Земли, g_0 следует сравнивать не с g_A, а с величиной

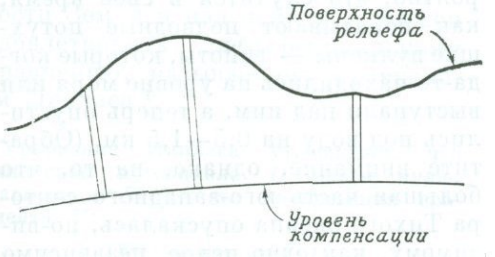
$$g_A\left(\frac{R+h}{R}\right)^2 \approx g_A\left(1+\frac{2h}{R}\right).$$

(Поскольку h значительно меньше R, членом h^2/R^2 можно без ущерба пренебречь.) Поправка, называемая поправкой за свободный воздух, которую нужно прибавлять к наблюденному значению силы тяжести, составляет приблизительно 0,31 мгал на метр превышения. На этом этапе мы пренебрегаем тем фактом, что высота h точки A измеряется относительно геоида, а не сфероида, т. е. тем, что h точно неизвестно. Величина (g_A + + поправка за свободный воздух — g_0) называется аномалией в свободном воздухе.

2. Сила тяжести на сфероиде g_0 вычисляется, как было показано выше, для однородной Земли, все массы которой расположены ниже уровня моря; при этом пренебрегают массой пород, расположенных между сфероидом и поверхностью рельефа. Эта масса учитывается путем вычисления ее притяжения, которое может быть найдено (с некоторой затратой труда) при наличии топографических карт. Приблизительная величина поправки, известной под названием поправки Буге, может быть легко вычислена для плоского рельефа, т. е. при допущении, что возмущающая масса представляет собой просто пластину постоянной толщины h, притяжение которой равно $2\pi G\rho h$, где ρ — плотность пород. (Следующая поправка, которая обычно бывает невелика, учитывает отклонения рельефа от плоской поверхности, допускаемой при вычислении поправки Буге.) Величина (g_A + поправка за свободный воздух — $2\pi G\rho h$ — — g_0) называется аномалией Буге. Довольно неожиданным оказывается то, что аномалия Буге на суше обычно отрицательна и численно больше, чем аномалия в свободном воздухе, как если бы пластина не имела массы.

Это условие, которое, как установлено, обычно выполняется, называют изостазией. Ее сущность состоит в том, что масса вертикального столба данного сечения в Земле всюду одинакова, независимо от рельефа и высоты, как в океанах, так и на материках. Все массы выше уровня моря *должны быть каким-то образом* скомпенсированы эквивалентными «отрицательными» массами, например породами с плотностью меньше нормальной; аналогично породы ниже уровня моря должны иметь плотность выше нормальной, чтобы скомпенсировать малую плотность самой морской воды.

Изостазия означает хорошее приближение к гидростатическому равновесию. Условие равновесия жидкости в покое состоит в том, что давление на «уровенной», или эквипотенциальной, поверхности всюду одинаково. Отсюда на любой глубине h ниже свободной поверхности жидкости давление (сила на единицу площади) в g раз больше массы столба единичного поперечного сечения, которая в свою очередь равна просто ρh, где ρ — плотность жидкости; $P = g\rho h$. Следовательно, если все столбы выше данного уровня имеют приблизительно равные массы, то давление будет приблизительно одинаковым всюду на уровенной поверхности, если нет, то жидкость будет течь из точки с высоким давлением в точку *пониженного давления* (*фиг. 10-9*).



ФИГ. 10-9. Иллюстрация принципа изостазии.

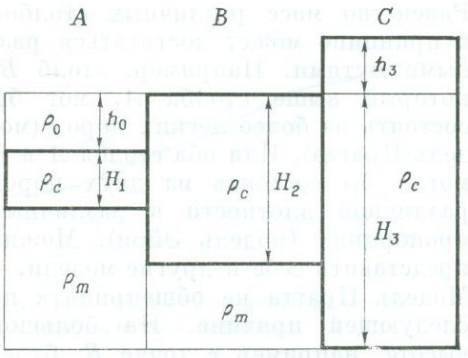
Все столбы выше уровня компенсации имеют одинаковую массу на единицу площади, независимо от рельефа.

Равенство масс различных столбов в принципе может достигаться разными путями. Например, столб B, который выше столба A, мог бы состоять из более легких пород (модель Пратта). Или оба столба A и B могли бы состоять из двух пород различной плотности в различных *пропорциях* (*модель Эйри*). *Можно* представить себе и другие модели.

Модель Пратта не общепринята по следующей причине. На большой высоте, например в точке B, будет происходить эрозия, и материал будет откладываться на малых высотах, например в точке A. Для сохранения изостазии во время этого процесса, что, по-видимому, должно иметь место, плотность столба B должна была бы постепенно возрастать при его разгрузке, в то время как плотность столба A должна была бы уменьшаться при его нагружении. Механизм, способный обеспечить это, неизвестен.

Представить себе модель Эйри несколько легче. Мы теперь знаем (см. ниже), что мантия плотнее, чем вышележащая кора, от которой она отделена границей Мохоровичича, которую мы для краткости будем называть «Мохо». Поэтому равенство масс в столбах A и B могло бы быть достигнуто, если бы кора в B была толще, чем в A. Рассмотрим, например, три столба A, B и C на фигуре 10-10. Столб A содержит слой *морской воды* (*плотность* $\rho_0 = 1{,}03$ г/см^3), подстилаемый тонкой легкой корой с плотностью ρ_c (равной, например, 2,8 г/см^3), которая сама лежит на мантии с плотностью ρ_m (равной хотя бы 3,3 г/см^3). Столб B — материк на уровне моря, с мощностью H_2, тогда как столб C — горный хребет со средней высотой h_3. Равенство масс выше уровня H_3 означает, что

$$\rho_0 h_0 + \rho_c H_1 + \rho_m (H_3 - H_1 - h_0) =$$
$$= \rho_c H_2 + \rho_m (H_3 - H_2) = \rho_c (H_3 + h_3).$$



ФИГ. 10-10. Изостатическое равновесие между океаническим столбом A, материковым столбом на уровне моря B и горным регионом C.

Это равенство устанавливает связь между высотой поверхности рельефа (выше или ниже уровня моря) в любой точке и глубиной Мохо в этой точке. Если, например, $H_2 = 30$ км, $h_3 = 3$ км, то мы находим $H_3 = 46{,}8$ км [1]. Наоборот, если толщину коры можно определить сейсмическим способом в точках с известной высотой, то можно определить плотность коры и мантии.

Предположим теперь, что эрозия в C удаляет материал, который откладывается в океане A. Давление возрастает под A из-за увеличения массы и уменьшается под C. При этом вещество перетекает из A в C и морское дно погружается, в то время как столб C растет. Равновесие восстановится, когда масса мантийных пород, равная массе осадков, переместится из A в C. Представляется вероятным, что большая часть недавнего поднятия Гималайских гор может быть обусловлена недавней эрозией в этом районе.

По-видимому, предсказанная корреляция между высотой рельефа и глубиной Мохо в целом действительно существует. Наибольшая мощность коры, около 70 км, установлена по сейсмическим данным под хребтом Академии Наук на Памире и плоскогорьем Альтиплано в Чили; в обоих случаях средняя высота местности составляет около 5 км. Но корреляция между высотой рельефа и толщиной коры не идеальная и указывает на то, что механизм изостатической компенсации не столь простой, как описано выше. Можно предположить, что плотность коры неодинакова в разных местах и плотность мантии, как правило, не является постоянной. Например, большая часть территории западных штатов США, по-видимому, подстилается мантией с относительно низкой плотностью.

Изостатические аномалии. Хотя, по-видимому, хорошее приближение к изостатическому равновесию действительно превалирует во многих районах мира, отдельные области отклоняются от него, что следует из существования «изостатических аномалий». Изостатическая аномалия существует всюду, где с помощью обоснованного учета переменной толщины коры или плотности не удается свести аномалию Буге к нулю. Положительная аномалия указывает на избыток массы. Например, положительная аномалия на острове Гавайи отражает присутствие массы лавовых потоков, которые недавно (в геологическом смысле) скопились на дне моря и образовали остров. Следует ожидать, что морское дно прогнется под такой нагрузкой; вероятно, это случится в свое время, как показывают подводные потухшие вулканы — гийоты, которые когда-то находились на уровне моря или выступали над ним, а теперь опустились под воду на 0,5—1,5 км. (Обратите внимание, однако, на то, что большая часть юго-западного сектора Тихого океана опускалась, по-видимому, как одно целое, независимо от локальных нагрузок.) Крупные отрицательные аномалии встречаются вдоль островных дуг (например, Индонезийской) и приурочены к поя-

[1] Разность мощностей коры ($H_3 - H_2$) рассматривается как «корень» горы C.

сам интенсивной сейсмичности, современных тектонических деформаций, глубоководных желобов и вулканической активности; это согласуется с представлением о том, что если изостазия характеризует равновесие, то изостатические аномалии должны отражать отклонения от него.

Фигура геоида: гравитационные гармоники

Геоид — одна из фигур семейства эквипотенциальных поверхностей (совпадающая со средним уровнем моря), уравнение или описание которых может быть получено, если просто приравнять U к постоянной величине. Поскольку U — функция координат, приравнивание ее к постоянной величине устанавливает зависимость между этими координатами, которая определяет эквипотенциальную поверхность. Теперь, чтобы описать геоид, необходимо и достаточно представить U в виде функции r (расстояния до центра масс Земли), θ (дополнения до широты, или 90° — широта) и ψ (долготы). Потенциал центробежной силы легко отыскивается в виде

$$U_c = \frac{\omega^2 l^2}{2} = \frac{\omega^2 r^2 \sin^2\theta}{2}.$$

Общая форма потенциала силы тяжести также известна, так как из определения U_g и теоремы расходимости следует, что в любой точке, расположенной вне масс (т. е. на поверхности Земли и над ней), U_g должен удовлетворять дифференциальному уравнению, называемому уравнением Лапласа [1].

[1] Уравнение Лапласа утверждает, что лапласиан потенциала U равен нулю. Лапласиан $\nabla^2 U$ — это дивергенция градиента U:

$$\nabla^2 U = \operatorname{div} \operatorname{grad} U.$$

Его выражение в декартовой системе координат имеет вид

$$\frac{\partial^2 U}{dx^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial z^2}.$$

Общая форма решения этого уравнения хорошо известна. Она равна сумме членов вида [2]

$$\frac{A_n}{r^{n+1}} \cos m\psi P_n^m(\theta), \text{ или } \frac{B_n}{r^{n+1}} \times \sin m\psi P_n^m(\theta), \qquad (10\text{-}5)$$

где A_n, B_n — численные коэффициенты, n — любое целое положительное число, m — любое положительное целое число, которое равно или меньше n, а $P_n^m(\theta)$ — присоединенный полином Лежандра степени n и порядка m, специальная функция θ; например,

$$P_2^0 = \frac{1}{2}(3\cos^2\theta - 1); \quad P_2^2 = 3\sin^2\theta \text{ и т. д.}$$

Для наглядности допустим на данном этапе, что U_g не зависит от ψ, как это имело бы место в случае, если бы Земля была идеально симметрична относительно оси ее вращения. Тогда потенциал в любой точке можно записать в виде

$$U_g = \frac{GM}{r}\left[1 - \sum_{n=2}^{\infty}\left(\frac{R}{r}\right)^n \times J_n P_n(\theta)\right], \qquad (10\text{-}6)$$

где M — масса Земли, R — ее средний радиус, J_n — численный коэффициент, $P_n(\theta)$ — полином Лежандра степени n, первые четыре зна-

Уравнение Лапласа — частный случай уравнения Пуассона $\nabla^2 U = -4\pi G\rho$, где ρ — плотность в точке, в которой нужно вычислить лапласиан. Вне масс $\rho = 0$. Простой вывод уравнения Пуассона можно найти в книге: *Garland G. D.*, The Earth's Shape and Gravity, Pergamon Press, pp. 153—155, 1965.

[2] В данном случае пренебрегаем членами вида $A_n r^n \cos m\psi P_n^m(\cos\theta)$, которые также являются решениями уравнения Лапласа [см. уравнение (10-12)], но обусловлены источниками вне Земли. Гравитационные потенциалы, обусловленные Солнцем и Луной и создающие морские приливы, имеют именно такой вид, но здесь мы их опустим.

чения которого следующие:

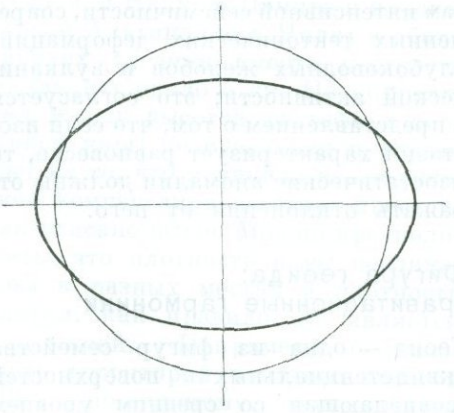
$$P_0 = 1,\ P_1 = \cos\theta,\ P_2 = \frac{3\cos^2\theta - 1}{2},$$

$$P_3 = \frac{5\cos^3\theta - 3\cos\theta}{2}.$$

Итак, после разложения

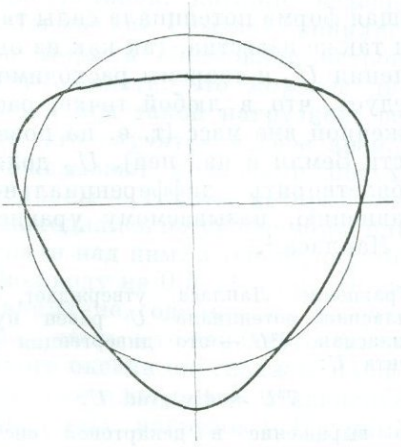
$$U_g = \frac{GM}{r} - \frac{GMR^2}{2r^3} J_2 (3\cos^2\theta - 1) - \frac{GMR^3}{2r^4} J_3 (5\cos^3\theta - 3\cos\theta) + \ldots .$$

Смысл первого члена понять легко. На большом расстоянии от Земли, при $r \gg R$, второй и третий члены в правой стороне значительно меньше первого и U_g имеет вид потенциала *однородного* шара массы M, который совпадает с потенциалом для случая, когда вся масса шара сосредоточена в его центре; соответствующие эквипотенциальные поверхности представляют собой сферы, на которых $GM/r = \text{const}$, или $r = \text{const}$, поскольку G и M — постоянные. Следовательно, все члены в правой стороне, за исключением первого, характеризуют отклонения Земли от однородности и сферичности. Второй член, или вторая гармоника, симметричен относительно экватора, поскольку он принимает одинаковые значения при $\theta = 0$ и $\theta = 180°$; $\theta = 30°$ или $\theta = 150°$; $\theta = 60°$ или $\theta = 120°$ и т. д. Он не имеет минимума и максимума ни при каких значениях θ, кроме 0, 90 и 180°, и поэтому должен отражать часть потенциала, создаваемую телом, форма которого симметрична относительно экваториальной плоскости, например экваториальным вздутием. Эквипотенциальная поверхность, соответствующая только двум первым членам, представлена на фиг. 10-11; на полюсе она опускается ниже сферы $r = R$ на величину RJ_2, а на экваторе возвышается над ней на $^1/_2\ RJ_2$. Таким образом, J_2 является мерой сжатия или эллиптичности этой поверхности и в случае учета потенциала центробежной



ФИГ. 10-11. Эквипотенциальная поверхность, соответствующая второй гармонике потенциала.

силы дает сжатие геоида (1/298,25). Третий член, или третья гармоника, антисимметричен относительно экватора; рассматривая зависимость функции $^1/_2\ (5\cos^3\theta - 3\cos\theta)$ от θ, можно видеть, что она деформирует сферическую эквипотенциальную поверхность, соответствующую первому члену, добавляя к ней выступы в северном полушарии и на южном полюсе и впадины на северном полюсе и в южном полушарии, как показано на фиг. 10-12; это называется



ФИГ. 10-12. Эквипотенциальная поверхность с учетом третьей гармоники (грушевидность).

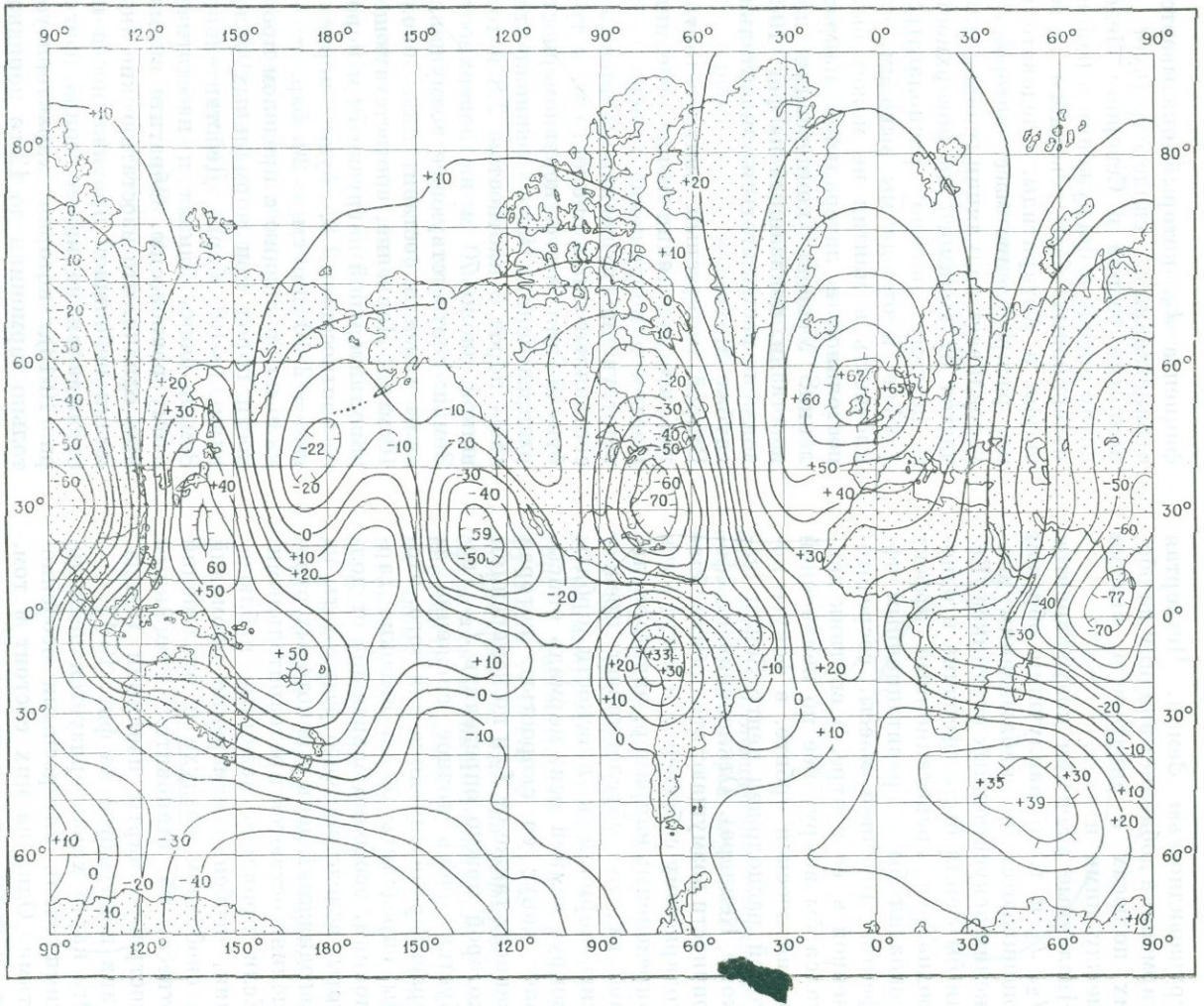
грушевидностью Земли. Четвертая гармоника добавляет впадину на обоих полюсах и экваторе и выступ между ними и т. д.

Численные значения коэффициентов J_2, J_3 и т. д. наилучшим образом оцениваются по наблюдениям движения искусственных спутников. Если бы Земля была сферична и однородна, ее гравитационный эффект совпадал бы с гравитационным эффектом точечной массы, сосредоточенной в ее центре, а спутник двигался бы вокруг нее по неизменной эллиптической орбите, в фокусе которой расположен центр Земли (законы Кеплера). Отклонения от сферичности возмущают эту орбиту, благодаря чему собственно и могут быть определены; например, экваториальное вздутие обусловливает прецессию нормали к плоскости орбиты вокруг земной оси; нормаль описывает конус со скоростью, которая зависит также от J_2 и по измерениям которой можно определить J_2. Требуется очень точное слежение за траекторией спутника для того, чтобы определить более высокие гармоники, особенно зависящие от долготы, вследствие чего результаты на сегодняшний день в некоторых отношениях остаются предварительными. Если привлечь наземные наблюдения, особенно измерения аномалий в свободном воздухе и отклонений отвеса, то становится возможным построить карты изолиний геоида, типа показанной на фиг. 10-13.

Эта карта характеризуется несколькими очень интересными особенностями. Одна из них состоит в том, что повышения и понижения геоида не совпадают с очевидными геологическими и топографическими объектами; например, изолинии не подчиняются границам материков. Судя по фиг. 10-7, можно было бы ожидать, что поверхность геоида будет подниматься на суше и опускаться на море, но этого обычно не наблюдается: в действительности знак коэффициента J_3, который оказывается отрицательным, свидетельствует о поднятии геоида в Северном Ледовитом океане и погружении в районе материковых масс северного полушария и Антарктиды. Следовательно, распределение масс, которое обусловливает ундуляции геоида, отличается от видимого на поверхности и поэтому должно располагаться глубже, а отсюда мы выводим, что плотность в мантии не может быть постоянной в латеральном направлении. Уровень компенсации для изостазии, показанный на фиг. 10-9, должен располагаться значительно глубже Мохо.

Второй интересный факт состоит в том, что ундуляции геоида невелики. Подъем и погружение геоида, соответствующие грушевидному члену J_3, составляют лишь около 15 м, и требуемая для этого неравномерность распределения масс эквивалентна слою пород с плотностью 2,8 и толщиной около 70 м на поверхности Земли; соответствующее возмущение силы тяжести составит лишь около 10 мгал. Давление, соответствующее дополнительной нагрузке 70 м пород с плотностью 2,8, будет порядка $g\rho h = 2 \cdot 10$ дин/см $= 20$ бар, т. е. мало по сравнению с пределом прочности пород при нормальных условиях ($\sim 10^3$ бар). Действительно, Земля очень близка к изостатическому равновесию. Обратите внимание, однако, что изостатические аномалии небольшой протяженности не отражаются на карте геоида (фигура 10-13), которая характеризует только гармоники до 12-го порядка, т. е. структуры, протягивающиеся на расстояние порядка $360/12 = 30°$ по широте или долготе.

Моменты инерции Земли. Как мы видели, коэффициент J_2 в выражении потенциала силы тяжести связан с экваториальным вздутием и сжатием Земли, которое может быть определено по нему. Возможна и другая интерпретация J_2, поскольку



ФИГ. 10-13. Ундуляции геоида.

Цифры означают отметки *в метрах выше и ниже* поверхности, определяемой J_2 и J_4; эта поверхность очень близка к эллипсоиду со сжатием *1/298,3* (*Guier W. H., Newton R. R.*, J. Geophys. Res., **70**, p. 4621, **1966**).

может быть показано, что $J_2 = (C - A)/Ma^2$, где C и A — соответственно моменты инерции Земли относительно ее полярной оси и оси, лежащей в плоскости экватора [1]. В настоящее время отношение $H = (C - A)/C$ хорошо известно из астрономических наблюдений прецессии равноденствий, т. е. скорости, с которой ось вращения Земли движется вокруг оси, нормальной к плоскости эклиптики (плоскости, в которой лежат Солнце и орбита движения Земли вокруг него). Это в свою очередь

[1] Момент инерции тела относительно оси равен $\int l^2 dm$, где l — кратчайшее расстояние от элемента массы dm до оси. Момент инерции I_0 относительно центра масс равен $\int r^2 dm$, где r — расстояние от dm до центра массы. Для однородной сферы радиусом R

$$I_0 = \int_0^a 4\pi r^4 \rho \, dr = \frac{4}{5}\pi\rho R^5 = \frac{3}{5} MR^2,$$

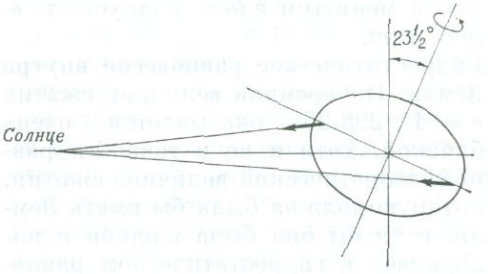
где

$$M = \int_0^R 4\pi r^2 \rho \, dr = \frac{4}{3}\pi\rho R^3.$$

Можно показать, что для тела всегда можно найти три такие взаимно перпендикулярные оси, что момент относительно одной из них максимален, а момент относительно другой — минимален; это главные оси, а соответствующие моменты — главные моменты. В силу симметрии все диаметры шара — главные оси, а три главных момента равны между собой и имеют величину

$$\frac{2}{3} I_0 = \frac{2}{5} MR^2.$$

Для сжатой Земли момент относительно полярной оси C максимален, поскольку масса экваториального вздутия удалена от оси. Две другие главные оси должны лежать в плоскости, перпендикулярной полярной оси (экваториальной плоскости) и равны между собой, если, как в случае Земли, экватор круговой. Для эллипсоида с полуосями a и c имеем $C = \frac{2}{5} Ma^2$; $A = \frac{1}{5} M(a^2 + c^2)$.



ФИГ. 10-14. Притяжение Солнцем (или Луной) экваториального вздутия Земли создает вращательный момент, который обусловливает прецессию земной оси вокруг нормали к плоскости эклиптики.

обусловливает постоянное изменение времени начала сезонов (например, сева и жатвы). [Прецессия равноденствий обусловлена притяжением Солнцем и Луной земного экваториального вздутия, которое не лежит в плоскости эклиптики, а наклонено к ней под углом 23,5°; поскольку это притяжение в A и B по величине различно (фиг. 10-14), возникает вращательный момент, который стремится повернуть вздутие в плоскость эклиптики. Гироскопический эффект, обусловленный вращением Земли, вынуждает земную ось описывать конус, или прецессировать, вокруг нормали к эклиптике с периодом, который зависит от несферичности Земли, т. е. от отношения H.] Найдено, что H равно 1 : 305; эта величина совместно с величиной J_2 дает $C = 0{,}3305\ Ma^2$. Для однородного шара должно быть $C = 0{,}4\ Ma^2$. Поскольку $A < C$, все три главные момента Земли оказываются меньше моментов однородного шара. Это означает, что Земля не может быть однородной; в частности, должна существовать заметная концентрация масс в направлении ее центра. Важный результат $C = 0{,}3305\ Ma^2$ будет использован далее, при определении распределения плотности внутри Земли; в данный момент достаточно запомнить, что плотность должна каким-то об-

разом меняться вдоль радиуса, т. е. $\rho = \rho(r)$.

Гидростатическое равновесие внутри Земли. Измеренная величина сжатия $e = 1 : 298{,}25$ оказывается очень близкой, хотя и не в точности равной, теоретической величине сжатия, которую должна была бы иметь Земля, если бы она была жидкой и находилась в гидростатическом равновесии, т. е. если бы повсюду внутри нее не существовало никаких напряжений, кроме гидростатического давления P, обусловленного силой тяжести. В покоящейся жидкости (в равновесии) сила тяжести должна точно уравновешивать другую — единственную, кроме нее, существующую — силу, которая представляет собой градиент давления, т. е. $g = -(1/\rho)(dP/dr)$, где r — расстояние от центра. Поскольку g — направленное вниз ускорение силы тяжести — равно $-\frac{dU}{dr}$, то $dP = \rho dU$ и P должно быть постоянным ($dP = 0$) на эквипотенциальной поверхности, где $dU = 0$. Отсюда следует, что ρ также должно быть постоянным на эквипотенциальной поверхности; если бы оно не было постоянным ($\rho \neq \rho'$ на фиг. 10-15), то изменение dP при заданном изменении dU было бы неодинаковым в точках A и B и P было бы непостоянным на нижней эквипотенциальной поверхности $U + dU$, даже если бы оно и было постоянно на верхней поверхности. Итак, форма, или сжатие, эквипотенциальных поверхностей в покоящейся жидкости может быть найдена из условия, что



ФИГ. 10-15. При гидростатическом равновесии P и ρ постоянны на эквипотенциальной поверхности.

они должны быть также поверхностями постоянной плотности. Теоретическое гидростатическое сжатие внешней поверхности недавно было вычислено по спутниковым данным; было найдено, то оно близко к $1 : 300$; эта величина значительно отличается от истинного сжатия, которое равно $1 : 298{,}25$.

Как мы видели, ундуляции геоида, описанные на стр. 681, указывают на существование довольно малых негидростатических сил; отличие сжатия от гидростатического указывает, что они несколько больше, и это представляет большой теоретический интерес. В целом фигура Земли показывает, что Земля при вращении преимущественно ведет себя как жидкость; сжатие, которое она должна была бы иметь, если бы реагировала на центробежную силу исключительно как упругое тело, может быть вычислено из коэффициентов упругости, устанавливаемых по сейсмологическим данным (см. ниже); оно оказывается значительно меньше наблюдаемой величины. Далее, если Земля действительно ведет себя подобно жидкости, то почему ее сжатие не равно теоретическому сжатию жидкости? Было предложено несколько объяснений, одно из которых основывается на том факте, что период вращения медленно увеличивается (с известной скоростью) из-за приливо-отливного трения (гл. 11). Не может ли современное сжатие отражать предшествующую, более высокую скорость вращения? Это возможно, если вязкость Земли такова, что Земле не хватило времени, чтобы полностью принять современную скорость вращения. Требуемая при этом вязкость оказывается очень высокой (10^{26} см$^2 \cdot$с$^{-1}$) — значительно выше, чем величина ($10^{21} — 10^{22}$), полученная из скорости изостатического поднятия в ответ на недавнее снятие нагрузки, например Скандинавии, где суша вокруг Балтийского моря поднимается приблизительно

на 1 см в год вслед за таянием самого последнего ледникового купола. Объяснение различий вязкости может состоять в том, что она увеличивается с глубиной, и меньшая цифра относится к верхним слоям мантии, где происходит изостатическая компенсация, а бóльшая цифра относится к нижней мантии или к большей части мантии, где должна иметь место компенсация вздутия вслед за изменением скорости вращения. Этот вопрос, все еще дискутируемый, имеет некоторое отношение к нашему дальнейшему обсуждению конвекции в мантии. Мы отмечаем, что ныне принятая величина гидростатического сжатия (1 : 300) — это вычисленная, а не измеренная величина; значения, лежащие в диапазоне от 1 : 297 до 1 : 300, были получены при вычислениях, включавших несколько иные, но столь же правдоподобные допущения. Дальнейшая работа, быть может, покажет, что истинное и гидростатическое сжатия существенно не различаются.

Распространение сейсмических волн

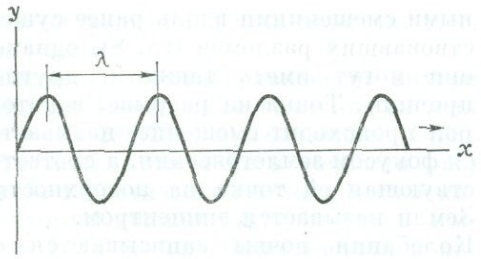
Упругие волны

Когда сила внезапно прикладывается к упругому твердому телу (например, по нему ударяют молотком) или когда сила внезапно меняется (например, при расколе предшествующее состояние напряжений меняется), соответствующее изменение деформации распространяется вовне в виде упругой волны, или колебания. Колебания почвы вызваны многими причинами (движение транспорта, удары прибоя в берег, извержения вулканов и т. д.). Наиболее сильные колебания связаны с землетрясениями или с искусственными подземными взрывами достаточной мощности. Принято считать, что землетрясения обусловлены расколом горных масс вдоль разломов и связаны с внезапными смещениями вдоль ранее существовавших разломов (гл. 8), однако они могут иметь также и другие причины. Точка на разрыве, в которой происходит смещение, называется фокусом землетрясения, а соответствующая ей точка на поверхности Земли называется эпицентром.

Колебания почвы записываются с помощью сейсмографа. По существу сейсмограф состоит из массы, прикрепленной пружиной к опоре, которая двигается вместе с почвой. Масса остается почти неподвижной, а почва и опора смещаются; относительное движение массы и опоры регистрируется. Прибор можно сконструировать для записи только вертикального движения или только горизонтального движения в определенном направлении, например меридиональном. В целом сейсмографная станция состоит из группы приборов для измерения трех составляющих движения (вверх — вниз, С — Ю, В — З) с различными периодами; период колебания T — продолжительность полного цикла колебания (от максимума до максимума или от минимума до минимума). Частота ν равна $1/T$ (число циклов в секунду). Круговая частота ω равна $2\pi/T$ (радиан в секунду). Смещение в направлении y для синусоидальной волны, распространяющейся в направлении x, может быть записано в форме

$$y = A \sin(\omega t - kx), \qquad (10\text{-}7)$$

где A — амплитуда, t — время, k — волновое число, равное $2\pi/\lambda$, где λ — длина волны. На фиг. 10-16 показана волна в момент времени $t = 0$ или в любой момент t, который равен произведению целого числа на $2\pi/\omega$; представление волны уравнением (10-7) распространяется на все значения x и t. Уравнение (10-7) показывает, что в данной точке ($x = \text{const}$) движение имеет периодический характер с периодом $T = 2\pi/\omega$, поскольку y принимает одну



ФИГ. 10-16. Волна с длиной волны λ, *распространяющаяся вдоль оси x.*

и ту же величину в последовательные моменты t, отличающиеся на $2\pi/\omega$. В данный момент ($t = \text{const}$) y есть периодическая функция x, причем расстояние между точками с равными значениями y равно $\lambda = 2\pi/k$. Одинаковые величины y соответствуют *постоянным значениям* аргумента ($\omega t - kx$), следовательно, $dx/dt = \omega/k$ характеризует скорость v, с которой волна распространяется вправо. Если частота определена как $1/T = \omega/2\pi$, то отсюда $v = \lambda\nu$. Любое действительное движение почвы, записанное на сейсмографе, может быть представлено как суперпозиция элементарных синусоидальных волн типа, показанного в уравнении (10-7), но с различными длинами волн и частотами. Периоды сейсмических волн обычно лежат в интервале от одной десятой секунды до нескольких минут. Амплитуда *колебаний почвы при больших землетрясениях* может быть около 0,5 мм для эпицентра, находящегося в нескольких тысячах километров от сейсмостанции, и больше для эпицентра, расположенного ближе к ней.

Волны *P* и *S*. Из теории упругости можно заключить, что только два типа упругих волн могут проходить *через изотропное твердое тело*, а именно волны P и S. В S-волне (поперечная волна) движение частицы твердого тела поперечно к направлению распространения, как на фиг. 10-16 или как в ряби на поверхности водоема, в который брошен камень: *движение вверх — вниз* распространяется горизонтально и во все стороны от места удара [1]. Скорость V_S волны S равна $(\mu/\rho)^{1/2}$, где ρ — плотность, μ — твердость, или модуль сдвига, т. е. отношение касательного напряжения к соответствующей деформации сдвига (гл. 8). Волна P — волна сжатия, включающая перемежающее растяжение и сжатие среды; движение частиц — *вдоль направления распространения*, которое может быть зарегистрировано путем сравнения амплитуд трех составляющих движения, определенных одновременно тремя соответствующим образом ориентированными сейсмографами. Скорость V_P волны P равна

$$V_P = \sqrt{\frac{K + (4/3)\,\mu}{\rho}},$$

где K — модуль всестороннего сжатия, определение которого дано в гл. 2 : $K = \rho \frac{dP}{d\rho}$.

В породах при обычных давлениях и температурах скорости V_P и V_S равны нескольким километрам в секунду. Очевидно, V_P больше V_S, вследствие чего волна P достигает регистрирующей станции раньше волны S, и интервал времени, разделяющий вступление этих волн, является мерой расстояния до источника. Таким образом, эпицентр землетрясения может быть определен по моментам вступления волн P и S на трех станциях, поскольку существует только одна точка на Земле, которая расположена на заданных расстояниях от трех других точек.

Третий тип волны (волна Релея) распространяется вдоль поверхности твердого тела с амплитудой, которая экспоненциально убывает с глубиной внутри тела. Скорость волны Релея около $0{,}9V_S$.

Если слой вещества 1 лежит над слоем вещества 2 с бóльшими скоростями V_P, V_S, или, в более общей

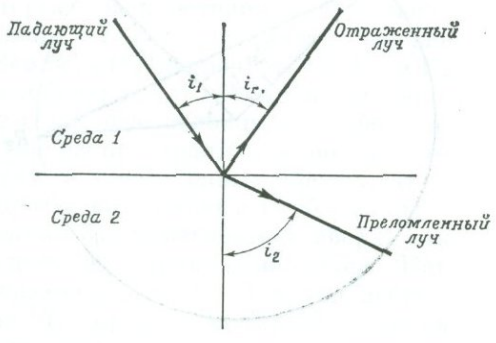
[1] Однако волна на поверхности воды — это гравитационная, а не поперечная волна.

форме, если скорость возрастает с глубиной внутри тела, то появляется четвертый тип волны — волна Лява, которая будет распространяться вдоль поверхности несколько медленнее волны Релея. Движение частиц в волне Лява поперечно к направлению распространения и параллельно поверхности, т. е. горизонтально для слоистой Земли.

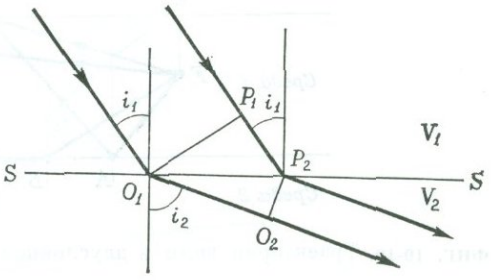
Отражение и преломление. В одной среде P- и S-волны распространяются в равной степени во всех направлениях от источника; фронты волн представляют собой сферические поверхности с центрами в источнике и нормальные к направлению распространения. Если фронт волны падает на границу второй среды с другими упругими свойствами, возникают отраженная и преломленная волны (фиг. 10-17). Угол отражения i_r равен углу падения i_1, а угол преломления i_2 связан с последним законом Снеллиуса:

$$\sin i_2 = \frac{V_2}{V_1} \sin i_1.$$

Закон Снеллиуса прямо следует из фиг. 10-18. Рассмотрим два параллельных луча, падающих на границу раздела $S - S$. Когда луч 1 достигает точки O_1, фронт волны занимает положение O_1P_1. Через время dt фронт волны займет положение O_2P_2. Ясно, что $P_1P_2 = V_1dt$, а $O_1O_2 = V_2dt$. Но $P_1P_2 = O_1P_2 \sin i_1$,



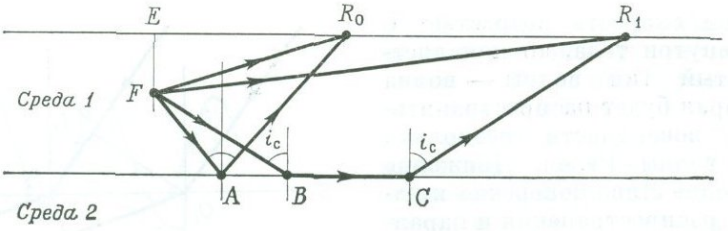
ФИГ. 10-17. Отражение и преломление волны на границе.



ФИГ. 10-18. Иллюстрация к закону Снеллиуса.

а $O_1O_2 = O_1P_2 \sin i_2$. Итак, луч отклоняется от нормали при попадании в среду с большей скоростью. Относительные амплитуды отраженной и преломленной волн зависят от плотностей и скоростей в двух средах. Из закона Снеллиуса следует, что когда $\sin i_1 = V_1/V_2$, тогда $i_2 = 90°$; волна, падающая под критическим углом $i_c = \sin^{-1}(V_1/V_2)$, не проникает в среду 2, а идет вдоль ее границы. Если угол падения больше i_c, то волна вообще не проникает в среду 2 (поскольку $\sin i_2$ никогда не может быть больше 1); происходит полное отражение.

Рассмотрим землетрясение или взрыв в точке F в слое 1, лежащем над слоем 2 с другой скоростью $V_2 > V_1$ (фиг. 10-19). Сейсмограф в точке R_0 может зарегистрировать прямую P-волну (или S-волну), идущую от F к R_0; он может также несколько позже записать отраженную волну FAR_0. В более удаленной точке R_1, кроме прямого вступления FR_1, будет зарегистрировано еще одно вступление, соответствующее пути $FBCR_1$, где B и C расположены именно так, что $\sin i_c$, как было показано, равен V_1/V_2; эта волна будет распространяться от B к C с большей скоростью V_2, равной скорости в нижней среде. На достаточно большом расстоянии от эпицентра преломленная волна $FBCR_1$ вступит раньше, чем прямая. Таким образом, по измеренным временам первого вступле-



ФИГ. 10-19. Траектории волн в двуслойной среде.

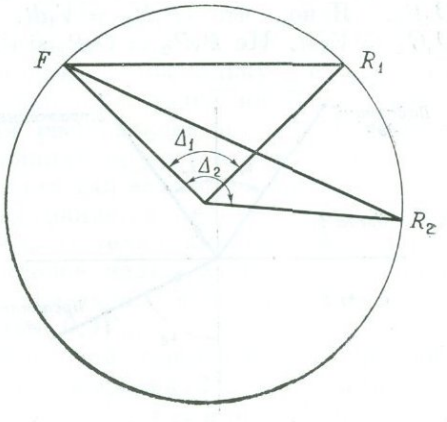
ния на нескольких регистрирующих станциях, находящихся на известных расстояниях от эпицентра, можно определить V_1, V_2 и мощность верхнего слоя. По существу именно таким образом Мохоровичич впервые продемонстрировал существование коры, покрывающей мантию с большей скоростью.

Реальная картина несколько более сложна, чем описанная, так как любая *P*- или *S*-волна, падающая на границу под углом, отличающимся от 90°, создает *две* отраженные (*P* и *S*) и *две* преломленные (*P* и *S*) волны. Равенство углов падения и отражения получается, только если падающая и отраженная волны относятся к одному типу. Угол i_r, под которым отражается *S*-волна от падающей *P*-волны, таков, что $\sin i_r = V_S^1/V_P^1 \sin i_1$, где V_S^1 и V_P^1 — соответственно скорости волн *S* и *P* в среде 1.

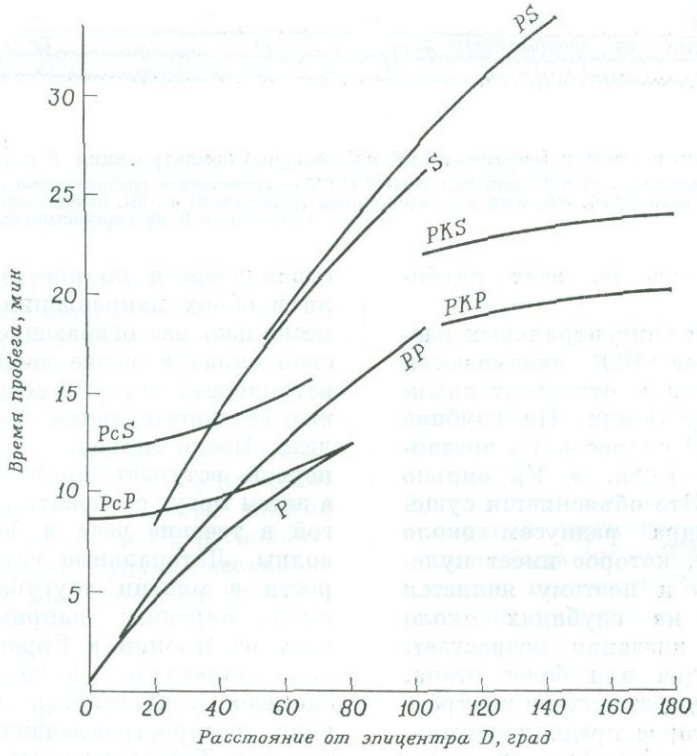
Дисперсия. Принято говорить, что дисперсия возникает тогда, когда скорость волны зависит от ее частоты или длины. Волны *P* и *S* не дисперсны в идеально упругой среде. Волны Лява, напротив, всегда дисперсные, поскольку их скорость стремится к скорости волн в верхней среде при очень малых длинах волн (высоких частотах) и к скорости V_S в нижней среде при очень больших длинах волн (низких частотах). Волны Релея на поверхности однородной среды не дисперсные, но становятся таковыми в слоистой среде: если скорость возрастает с глубиной, более длинные волны, которые, кроме того, проникают глубже, распространяются быстрее и вступают первыми. Толщина земной коры, например, может быть определена по найденной зависимости скорости от длины волны или периода.

Распространение волн в Земле

Рассмотрим волны, распространяющиеся через сферическую Землю, и для данного случая пренебрежем тонкой (30—70 км) корой. Если бы Земля была однородной, а V_P и V_S — всюду одинаковыми, то время распространения волны от фокуса (предполагаемого очень близко к поверхности) до регистрирующих станций R_1, R_2 и т. д. (фиг. 10-20) было бы пропорционально длинам хорд FR_1, FR_2, которые пропорциональны синусу половины эпицентральных углов Δ_1, Δ_2. Наблюдения показывают

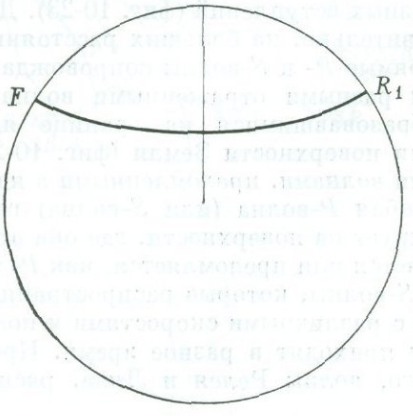


ФИГ. 10-20. Прохождение волн через однородную Землю.

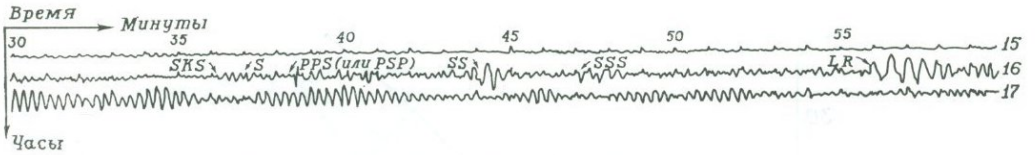


ФИГ. 10-21. Годографы сейсмических волн (зависимость времени распространения от расстояния от эпицентра).
Обозначения волн приведены на фиг. 10-24.

(фиг. 10-21), что времена распространения возрастают медленнее, чем предсказано, как если бы волны, которые проходят больший путь, также и распространялись быстрее. Но пространственные волны (P, S), которые распространяются дальше, должны также проникать глубже в Землю; отсюда следует, что V_P и V_S увеличиваются с глубиной. Это вносит серьезные осложнения, ибо волны не распространяются по прямым путям в гетерогенных средах; если скорость возрастает с глубиной, траектория будет изгибаться вверх, как следует из закона Снеллиуса. Как показано на фиг. 10-22, волна, достигшая R_1, пройдет по криволинейной траектории, которая может быть вычислена при известных вариациях скорости с глубиной. Наоборот, по известным годографам, показанным, например, на фиг. 10-21, может быть



ФИГ. 10-22. Изгибание луча вверх, обусловленное увеличением скорости с глубиной.



ФИГ. 10-23. Запись в Беркли (вертикальный сейсмограф) землетрясения 8 сентября 1968 г.
Землетрясение произошло в 15 ч 12 мин 23,8 с GCT (GCT — гриннвичское среднее время.— *Ред.*). Первое *P*, *PP*, *SKS*, *PPS* (или *PSP*), *SS*, *SSS* и поверхностной (релеевской) волны, начавшееся в 15 ч 55 мин сейсмографом не зарегистрирована. Магнитуда

найдена скорость на всех глубинах.

Годографы при эпицентральных расстояниях более 100° оказываются очень сложными и отражают сложную структуру Земли. На глубине около 2900 км[1] скорость V_S внезапно падает до нуля, а V_P сильно уменьшается. Это объясняется существованием ядра радиусом около 3470—3480 км, которое имеет нулевую твердость и поэтому является жидким. Но на глубинах около 5100 км V_P внезапно возрастает, возможно, в два или более этапа, указывая на существование внутреннего ядра, которое предположительно является тведрым ($\mu > 0$), и само может состоять из двух или более оболочек.

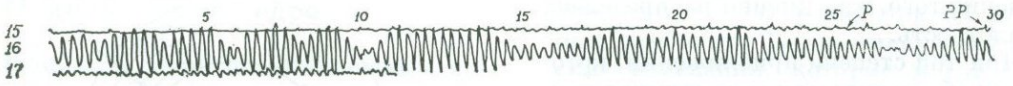
Реальная сейсмограмма (запись на удаленной станции всех движений почвы, следующих за землетрясением) выглядит довольно запутанной из-за большого числа записанных разных вступлений (фиг. 10-23). Действительно, на больших расстояниях прямые *P*- и *S*-волны сопровождаются разными отраженными волнами, образовавшимися на границе ядра или поверхности Земли (фиг. 10-24), или волнами, преломленными в ядре. Любая *P*-волна (или *S*-волна) генерирует на поверхности, где она отражается или преломляется, как *P*- так и *S*-волны, которые распространяются с различными скоростями и поэтому приходят в разное время. Кроме того, волны Релея и Лява, распространяющиеся по поверхности Земли в обоих направлениях и иногда несколько раз огибающие ее, вносят свой вклад в общее число фаз, или вступлений, которые сейсмолог должен соответствующим образом выделить. После сильного землетрясения первой вступает прямая волна *P*, а затем могут следовать одна за другой в течение часа и более другие волны. Латеральные вариации скорости в мантии усугубляют сложность картины; например, волны идут из Японии в Европу со средней скоростью, по-видимому, несколько отличающейся от скорости волн, распространяющихся на восток под Тихим океаном.

Структура Земли

Если суммировать все сведения, то можно прийти к следующим выводам относительно структуры Земли:

1. Под тонким и не непрерывным чехлом осадочных пород располагается кора толщиной 30—70 км в материковых районах и значительно более тонкая (6—8 км) в океанических районах; в коре величина скорости V_P заключена обычно между 5 и приблизительно 6,8 км/с и увеличивается вглубь. Граница (Мохо) отделят кору от подстилающей ее мантии, на поверхности которой V_P обычно равна приблизительно 8,1 км/с, но имеет региональные вариации (например, около 7,7—7,9 км/с под западной частью США; около 8,2 км/с под Атлантической прибрежной равниной).

[1] Эта глубина, по определению Г. Джеффриса, равна 2898 ± 3 км. Последние определения дали 2885 или даже 2878 км.



вблизи северного побережья Новой Гвинеи на эпицентральном расстоянии от Беркли 92°. вступление (*P*) было зарегистрировано в Беркли за несколько секунд до 15 ч 26 мин. Помечены вступления и длившееся более часа. Волна Лява, в которой движение частиц параллельно поверхности, вертикальным *землетрясения 6,1 (опубликовано с разрешения Болта).*

2. В верхних 200 км мантии V_S, по-видимому, уменьшается с глубиной, по крайней мере местами (слой пониженных скоростей). V_P в целом не убывает с глубиной, хотя темпы увеличения могут быть очень малыми или нулевыми; однако имеются районы, где V_P и V_S проходят через минимум в верхней мантии (фиг. 11-14). И V_P, и V_S регионально изменяются, будучи несколько различными под океанами и материками.

3. Как V_P, так и V_S быстро, но не с постоянной скоростью возрастают с глубиной между 200 и 1000 км и несколько медленнее на бо́льших глубинах; могут существовать две зоны, приблизительно на глубинах 400 и 600 км, где скорость увеличения V_P с глубиной особенно велика (фиг. 11-14).

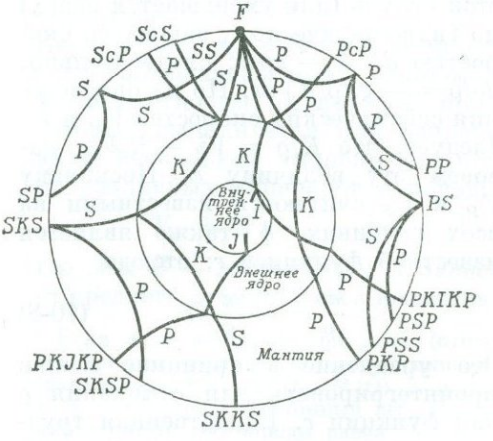
4. На глубине около 2900 км существует крупный разрыв, отделяющий мантию от ядра. На границе ядра V_P скачкообразно падает приблизительно с 13,7 км/с (мантия) до 8,1 км/км, в то время как V_S падает с 7,2 до 0.

5. Во внешнем ядре между 2900 и приблизительно 5000 км V_P медленно возрастает; внешнее ядро предположительно жидкое, с $V_S = 0$.

6. Существует небольшое внутреннее ядро (радиус около 1200 км), которое, вероятно, является твердым; оно может иметь сложное строение.

Распределение плотности внутри Земли

Зная массу Земли ($M = 5{,}98 \cdot 10^{27}$ г) и ее средний радиус R ($6{,}37 \cdot 10^8$ см), легко найти среднюю плотность 5,517 г/см³, которая значительно превосходит плотность большинства пород, обычно лежащую между 2,5 и 3,4 с/см³. Мы уже установили по изостатическим и сейсмическим данным, что Земля имеет тонкую кору с плотностью в среднем около 2,85 г/см³, лежащую на мантии, в верхней части которой плотность должна быть около 3,3 или 3,4 г/см³. Средняя плотность Земли и ее момент инерции указывают на то, что на больших глубинах должно находиться значительно более плотное вещество. Проблема состоит в выяс-



ФИГ. 10-24. Возможные траектории сейсмических волн внутри Земли.

Фокус землетрясения в *F*. Обозначение с соответствует волне, отраженной от поверхности ядра; значит P_cP — это волна *P в мантии, отраженная от ядра*; P_cS — волна *P*. отраженная как волна *S*. Обозначения *K* и *I* относятся к волнам, которые проходят через внешнее и внутреннее ядро соответственно. Обозначение *SP* отвечает *S*-волне в мантии, отразившейся от поверхности как волна *P*. *PKS* распространяется через мантию и ядро как волна *P*, а затем вверх снова через мантию уже как волна *S*. Луч, обозначенный *PKJKP*, который распространялся бы как волна *S* через внутреннее ядро, не наблюдался (по Буллену).

нении того, как именно распределена плотность.

При той степени приближения, которая обеспечивается имеющимися данными, допустимо пренебречь очень малыми эффектами, вносимыми сжатием, и рассматривать Землю как шар в изостатическом равновесии. Поскольку общий объем коры мал по сравнению с объемом Земли, любая ошибка, допущенная при вычислении плотности коры, не повлияет серьезно на наши расчеты; поэтому мы вычтем массу коры из массы Земли и начнем наш расчет с верхов мантии, на уровне 6340 км от центра.

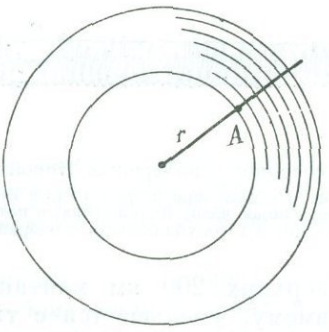
Уравнение Адамса—Вильямсона

Напомним, что при увеличении давления плотность вещества возрастает *со скоростью, определяемой* модулем всестороннего сжатия (или несжимаемостью) $K = \rho dP/d\rho$, откуда $d\rho/\rho = dP/K$[1]. Давление увеличивается вглубь (или уменьшается вверх) по гидростатическому закону со скоростью $dP = -g\rho dr$; следовательно, $d\rho/\rho = -g\,(\rho/K)\,dr$. Но из определения сейсмических скоростей V_P и V_S следует, что $K/\rho = V_P^2 - {}^4/_3 V_S^2$; назовем эту величину ϕ. Поскольку V_P и V_S считаются известными на всех глубинах, ϕ также является известной функцией r; отсюда

$$\frac{d\rho}{\rho} = -\frac{g}{\phi}\,dr. \qquad (10\text{-}8)$$

Это уравнение в принципе можно проинтегрировать для отыскания ρ как функции r. Единственная трудность состоит в том, что g также является функцией ρ, зависящей от r следующим образом. Рассмотрим точку A внутри Земли на расстоянии r от ее центра (фиг. 10-25). Какова величина g в этой точке? Масса

[1] K, подобно большинству физических свойств, изменяется с давлением и температурой. В общем оно возрастает приблизительно *пропорционально третьей или* четвертой степени плотности.



ФИГ. 10-25. Ускорение силы тяжести в точке внутри шара.

Вещество между точкой A и поверхностью не создает притяжения в точке A.

$m\,(r)$ шара радиусом r создает притяжение $Gm\,(r)/r^2$. Остальная часть Земли, между A и поверхностью, не создает никакого эффекта, ибо притяжение сферической оболочки в любой точке внутри нее равно нулю. Итак,

$$g_r = \frac{Gm\,(r)}{r^2} = \frac{G}{r^2}\int_0^r 4\pi r^2 \rho\,(r)\,dr.$$

Уравнение (10-8), называемое уравнением Адамса — Вильямсона, можно интегрировать в несколько приемов, поскольку мы знаем g на поверхности. Мы делим Землю на концентрические тонкие слои. В верхнем слое мы знаем g и ϕ и поэтому можем вычислить по формуле (10-8) приращение плотности, обусловленное давлением; это дает массу первого слоя, которая, будучи вычтена из массы Земли, дает массу всех других слоев (и отсюда g на поверхности второго слоя), и т. д. Результат этого вычисления зависит от того, какая плотность ρ_0 приписывается поверхности первого слоя; как выясняется, не существует такого геологически обоснованного значения ρ_0, которое давало бы распределение плотности, соответствующее истинной величине момента инерции $C = 0{,}33\,MR^2$. Значит, по крайней мере одно из наших предположений должно быть неправильным.

Модель мантия—ядро

Наиболее вероятно, что ложным является допущение об увеличении плотности исключительно из-за увеличения давления, $d\rho/\rho = dP/K$. Напомним, что сейсмические результаты ясно указывают на то, что Земля состоит из мантии и ядра, которые сильно отличаются по значениям V_P и V_S (V_S равно нулю во внешней части ядра) и предположительно должны различаться по плотности и составу. Поэтому мы проделаем вычисления для мантии, как и ранее, но при достижении глубины 2900 км мы подставим новое значение плотности ρ_1 и продолжим расчеты до центра. Новое значение ρ_1 выбирается так, чтобы получилась правильная величина момента инерции C для всей Земли.

На этом, однако, наши трудности не кончаются. Найдя плотность мантии, мы можем вычислить момент инерции мантии C_m и вычитанием — момент инерции $C_c = C - C_m$. При этом выясняется, что если мы не примем чрезвычайно высокого значения (около 3,7) плотности на поверхности мантии, C_c будет больше $2/5\ M_c r_c^2$ (M_c — масса ядра), а это должно привести к убыванию плотности в ядре с глубиной, что физически наиболее маловероятно и противоречит нашим допущениям. С другой стороны, все гравитационные и сейсмические данные по верхней мантии, по-видимому, исключают плотность выше 3,4, за исключением, возможно, отдельных мест. Никакое перераспределение плотности во внутреннем ядре не устраняет этого расхождения, прежде всего потому, что внутреннее ядро вносит очень малый вклад в момент инерции.

Гетерогенная мантия

Альтернативное предположение состоит в том, что сама мантия неоднородна в том смысле, что ее минералогический состав неодинаков на разных глубинах. Такие минералогические изменения, которые могли бы отражать либо смену общего химического состава, либо фазовые преобразования, либо то и другое, обсуждаются в следующем разделе. Сейчас же трудность состоит в том, что нужно более или менее наугад предположить, каковы эти изменения и где они происходят, хотя плавные вариации V_P и V_S между глубиной 900 км и границей ядра свидетельствуют о том, что изменения происходят скорее в верхней мантии, чем в ее более глубоких частях. Таким образом, проблема распределения плотности становится в некоторой степени недетерминированной, и может быть найдено несколько распределений (моделей или решений), которые соответствуют всем известным условиям; к счастью, плотности на данных глубинах, предсказываемые различными моделями, обычно различаются не более, чем на несколько процентов.

Берч установил полезное эмпирическое соотношение между скоростью V_P и плотностью ρ, которое, по-видимому, выполняется при давлении выше нескольких килобар для весьма различных минералов и пород:

$$V_P = A + B\rho, \qquad (10\text{-}9)$$

где A и B — постоянные; A зависит от среднего атомного веса вещества [1].

[1] Если x_i — весовая пропорция (относительное содержание по весу) окисла i (например, SiO_2, Al_2O_3, MgO) в породе, а m_i — его средний атомный вес, то средний атомный вес породы равен

$$m = \left[\sum_i \frac{x_i}{m_i}\right]^{-1},$$

где суммирование выполняется по всем окислам в породе. Средний атомный вес окисла — это его молекулярный вес, деленный на число частиц в его стехиометрической формуле. Например, для SiO_2 имеем $m = 60{,}09 : 3 = 20{,}03$; m обычно близко к 21 для наиболее распространенных пород, но несколько выше (около 24) для пород, богатых железом.

ТАБЛИЦА 10-1

Скорость, плотность, ускорение силы тяжести как функции радиуса ($R_m = 6338$ км, $R_c = 3473$ км) [1]

Мантия

r/R_m	V_P, км/с	V_S, км/с	Решение I			Решение II		
			ρ, г/см³	g, см/с²	P, Мбар	ρ, г/см³	g, см/с²	P, Мбар
1,00	8,10		3,425	984	0,009	3,320	984	0,009
0,98	8,13		3,435	988	0,052	3,322	989	0,051
0,96	8,38		3,517	992	0,095	3,426	994	0,093
0,94	8,97		3,710	995	0,141	3,650	998	0,138
0,92	9,91		4,018	997	0,190	4,006	1001	0,186
0,90	10,55		4,228	997	0,242	4,248	1001	0,239
0,88	10,99		4,372	996	0,296	4,415	1000	0,294
0,86	11,29		4,471	995	0,352	4,529	998	0,350
0,84	11,50	6,40	4,540	994	0,409	4,608	997	0,408
0,82	11,67	6,48	4,613	993	0,466	4,681	995	0,467
0,80	11,85	6,56	4,684	993	0,525	4,752	994	0,525
0,78	12,03	6,64	4,755	993	0,584	4,823	994	0,586
0,76	12,20	6,71	4,824	994	0,645	4,892	994	0,648
0,74	12,38	6,77	4,892	995	0,705	4,960	995	0,710
0,72	12,54	6,83	4,958	997	0,768	5,026	996	0,773
0,70	12,71	6,89	5,023	1001	0,831	5,091	999	0,887
0,68	12,88	6,95	5,088	1005	0,896	5,156	1002	0,902
0,66	13,01	7,01	5,162	1011	0,961	5,220	1007	0,968
0,64	13,16	7,07	5,216	1018	1,028	5,284	1013	1,035
0,62	13,32	7,14	5,278	1027	1,096	5,346	1021	1,108
0,60	13,46	7,20	5,341	1039	1,165	5,409	1032	1,178
0,58	13,60	7,26	5,405	1053	1,236	5,473	1044	1,245
0,56	13,64	7,31	5,468	1069	1,310	5,536	1059	1,318
0,548	13,64	7,30	5,508	1081	1,354	5,576	1070	1,363

Ядро

r/R_c	V_P, км/с	Решение I			Решение II		
		ρ, г/см³	g, см/с²	P, Мбар	ρ, г/см³	g, см/с²	P, Мбар
1,0	8,10	10,05	1081	1,35	9,96	1070	1,36
0,9	8,53	10,59	999	1,73	10,49	989	1,73
0,8	9,03	11,05	909	2,08	10,94	899	2,08
0,7	9,44	11,45	811	2,42	11,33	802	2,41
0,6	9,78	11,78	706	2,73	11,66	698	2,71
0,5	10,10	12,05	596	3,00	11,92	589	2,97
0,4	10,44	12,27	482	3,22	12,13	476	3,20
0,3	11,20	(12,43) [2]	(364)	(3,40)	(12,29)	(360)	(3,37)
0,2	11,24	(12,63)	(244)	(3,54)	(12,39)	(241)	(3,50)
0,1	11,28	(12,60)	(122)	(3,62)	(12,46)	(121)	(3,58)
0	11,31	(12,62)	(0)	(3,64)	(12,48)	(0)	(3,61)

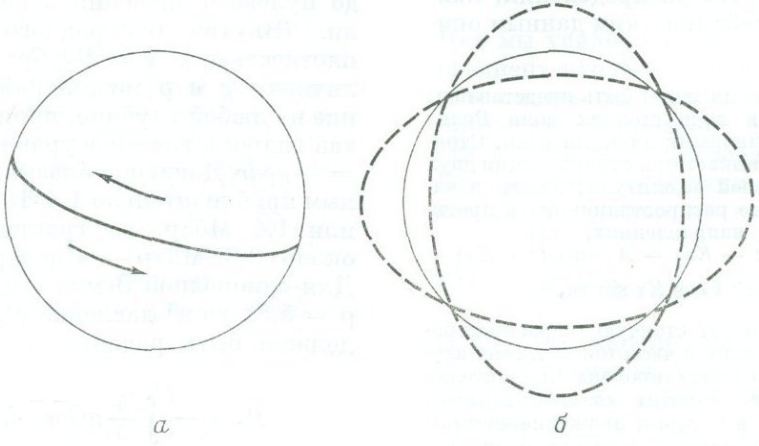
[1] *Birch F.*, J. Geophys. Res., **69**, p. 4381, 1964.

[2] Значения в скобках относятся к той области внутреннего ядра, для которой не делалось специальных допущений.

Отсюда $\rho = a + bV_P$, где a и b — постоянные. Поскольку V_P — известная функция глубины, это соотношение можно использовать для отыскания соответствующего распределения плотности. Берч нашел возможное распределение, использовав указанное соотношение глубин до 1000 км и уравнение Адамса — Вильямсона — для бóльших глубин. Использованная в этом расчете величина постоянной b (0,328 г·см$^{-3}$·км$^{-1}$·с$^{-1}$) соответствует породам с низким средним атомным весом. Второе решение (табл. 10-1, решение II) соответствует такому выбору постоянной a, который дает правильное значение V_P и плотность 3,32 г/см^3 на поверхности мантии; после этого b подбиралось так, чтобы получались соответствующие значения массы и момента инерции. Обратите внимание, как мало различаются между собой эти два решения в табл. 10-1.

Свободные колебания Земли

Если качнуть колокол, то он зазвонит. Тон колокола, который ему свойствен, состоит из конкретной комбинации частот, зависящей от размера и формы колокола, а также от упругих постоянных материала, из которого он сделан. Подобно этому, внезапное и сильное возмущение, например землетрясение достаточной магнитуды, может заставить Землю вибрировать. Движение частицы при вибрации состоит из суперпозиции нескольких основных режимов, частота или период которых зависят от распределения масс в Земле и от ее упругих постоянных. Два из этих режимов иллюстрируются фиг. 10-26. На фиг. 10-26, *а* представлено крутильное колебание, при котором движение чисто тангенциальное (нормальное к радиусу), но противоположного знака в разных полушариях относительно полюса, расположенного в точке возмущения. На фиг. 10-26, *б* (сфероидальное колебание) движение не является ни чисто радиальным, ни чисто тангенциальным. В действительности существует бесконечное количество возможных неодинаковых крутильных или сфероидальных колебаний, различающихся по числу нодальных линий на поверхности (нодальная линия соединяет точки, где не происходит смещения; например, экватор на фиг. 10-26, *а*). Различные сфероидальные колебания соответствуют, например, деформации шара в грушевидную фигуру, описываемую по-



а *б*

ФИГ. 10-26. Два типа колебаний Земли.

а — крутильное колебание, при котором движение тангенциально (т. е. нормально к радиусу); *б* — сфероидальное колебание.

линомом Лежандра третьей степени, или фигуру, описываемую P_4, и т. д.

В каждом типе имеется несколько гармоник, или обертонов. Например, обертон движения, представленного на фиг. 10-26, *а*, может быть таким, что верхняя половина Земли будет двигаться, как показано, а ее внутренняя половина — в противоположном направлении; тогда сфера радиусом $r = R/2$ будет нодальной поверхностью, на которой движения не происходит.

Наблюдаемые колебания имеют на поверхности амплитуду порядка 1 мкм (10^{-4} см) или менее; периоды колеблются от почти часа до минут [1]. Эти колебания могут длиться сутки или двое, а затем постепенно затухают.

Задав распределение плотности и соответствующее распределение упругих параметров K и μ, выведенное из распределения скоростей упругих волн, можно вычислить, каким должен быть период колебания данного типа, и сравнить его с наблюденным значением. Таким образом, свободные колебания обеспечивают возможность контроля любого предполагаемого распределения плотности. Соответствие обычно получается близким для любого распределения, найденного по сейсмическим данным описанным выше способом; однако оно редко бывает идеальным, ибо свободные колебания представляют собой планетарное явление в том смысле, что охватывают всю Землю, и поэтому характеризуют ее средние параметры, тогда как сейсмические скорости, как мы видели, несколько различаются в различных областях. В Земле вообще может не существовать распределения скоростей и плотностей, которые бы в точности соответствовали данным о свободных колебаниях. Возможно также, что радиус ядра, найденный по годографам сейсмических волн, содержит ошибку величиной несколько километров или что поверхность ядра неровная и расчлененная, а выступы и углубления этой поверхности, возможно, находят отражение в ундуляциях геоида.

Другие параметры Земли

Для любого заданного распределения плотности сейсмические скорости V_P и V_S сразу же дают модули упругости K и μ. Можно также найти вариации g с глубиной; любопытно, что в мантии g меняется очень слабо, в пределах приблизительно 1%, тогда как в ядре оно линейно убывает до нулевого значения в центре Земли. (Внутри однородного шара с плотностью ρ $g = {}^4/_3\pi G\rho r$.) По величинам g и ρ можно найти давление на любой глубине, проинтегрировав гидростатическое уравнение $dP = -g\rho dr$. Давление оказывается равным приблизительно $1{,}4 \cdot 10^{12}$ дин/см^2, или 1,4 Мбар, на границе ядра и около 3,6 Мбар — в центре Земли. Для однородной Земли с плотностью $\rho = 5{,}52$ г/см^3 давление P_c в центре должно быть равно

$$P_c = -\int_R^0 \frac{4}{3}\pi G\bar{\rho}r\bar{\rho}\,dr =$$

$$= \frac{2}{3}\pi G\bar{\rho}^2 R^2 = 1{,}7 \text{ Мбар}.$$

[1] Эти наблюдения могут быть представлены по-другому, в виде стоячих волн Релея и Лява с различными длинами волн. Стоячая волна возникает при суперпозиции двух волн одинаковой амплитуды, длины и частоты, которые распространяются в противоположных направлениях, т. е.

$$y = A \sin(\omega t - Kx) + A \sin(\omega t + Kx) = 2A \cos Kx \sin \omega t,$$

что характеризует стоячую (нераспространяющуюся) волну с частотой ω и амплитудой, которая модулирована множителем $2\cos Kx$ (т. е. зависит от координаты). Волны Лява, в которых движение частицы чисто горизонтальное, соответствуют крутильному колебанию, тогда как волны Релея соответствуют сфероидальным колебаниям.

Таким образом, высокая плотность ядра почти вдвое увеличивает P_c по сравнению с тем значением, которое имела бы Земля при постоянной плотности.

Температурные эффекты; адиабатический градиент

До сих пор ничего не было сказано о температуре T, которая влияет на плотность через коэффициент теплового расширения $\alpha = -(1/\rho)(d\rho/dT)$ (ρ обычно уменьшается при увеличении T). Коэффициент α для силикатов при нормальных условиях обычно равен приблизительно $3 \cdot 10^{-5}$ градуса (он увеличивается при возрастании T, но уменьшается при возрастании P); в результате изменение температуры на 1000° С вызывает изменение плотности на 3%. Поскольку в твердой мантии температура нигде не может превосходить точку плавления слагающих ее пород, которая близка к нескольким тысячам градусов, ее влияние на плотность безусловно значительно слабее, чем влияние давления, и направлено в противоположную сторону. Поэтому мало вероятно, чтобы этот эффект существенно повлиял на результаты наших вычислений.

Тем не менее в уравнении Адамса — Вильямсона (10-8) существует температурный эффект в скрытой форме. Модуль сжатия K, который определяет скорость волн P,— это адиабатический модуль сжатия K_S, введенный на стр. 124; K_S и K_T связаны соотношением $K_S = K_T(1 + T\alpha\gamma)$, где γ — коэффициент Грюнайзена [1], безразмерный параметр, величина которого для большинства твердых тел лежит между 1 и 2,5. Сжатие, сопровождающее прохождение P-волн, происходит столь быстро по отношению к слабой теплопроводности пород, что практически никакая часть тепла, генерируемого при сжатии, не успевает рассеяться; таким образом, V_P определяется величиной K_S, а не K_T, и в уравнение Адамса — Вильямсона входит величина, равная K_S/ρ. Следовательно, увеличение плотности с глубиной, вытекающее из этого уравнения, также соответствует адиабатическим условиям, т. е. это увеличение плотности, обусловленное как *давлением*, так и *температурой*, причем изменение температуры в точности соответствует изменению давления в предположении полного отсутствия теплообмена, или адиабатичности, или постоянства энтропии. Из термодинамики следует, что

$$\left(\frac{\partial T}{\partial P}\right)_S = \frac{\alpha T}{\rho C_P}, \qquad (10\text{-}10)$$

где индекс S указывает на постоянство энтропии. Поскольку $dP = g\rho dr$, соответствующий адиабатический градиент равен

$$\frac{dT}{dr} = -g\frac{\alpha}{C_P} = -g\frac{\gamma}{\phi}T. \qquad (10\text{-}11)$$

Как мы увидим, этот адиабатический градиент играет важную роль в теории конвекции, так как он контролирует возникновение нестабильности в жидкости, нагреваемой снизу. Его величина в мантии имеет порядок доли градуса на километр.

Состав мантии и ядра

Итак, мы нашли приблизительные (т. е. с точностью несколько процентов) значения плотности ρ, модуля сжатия K_S, модуля твердости μ и давления P на любой глубине внутри Земли. Что теперь мы можем узнать о ее составе?

[1] Коэффициент Грюнайзена можно определить как

$$\gamma = \frac{\alpha K_T}{\rho C_V} = \frac{\alpha K_S}{\rho C_P},$$

где C_P и C_V — теплоемкость при постоянном давлении и постоянном объеме соответственно.

Плотность вещества — до некоторой степени диагностическое свойство; оно полезно, например, при определении минералов. Однако плотность, найденная в точке внутри Земли,— это плотность при господствующих здесь давлении и температуре; последняя по существу неизвестна, хотя ее влияние вряд ли велико, как мы только что видели. Первая задача состоит в том, чтобы каким-то образом привести плотность при давлении P к соответствующему значению ρ_0 при нормальном давлении (1 бар), или, наоборот, в том, чтобы, взяв вещество с известной плотностью, определить, каковы должны быть его плотность, модули сжатия и твердости при P. Любое вещество, чьи свойства при P соответствуют наблюденным, может характеризовать состав Земли на этой глубине. О зависимости μ от давления и температуры известно так мало, что до сих пор большая часть усилий затрачивается только на подбор ρ и K.

Уравнение состояния

Уравнение состояния вещества — это соотношение между плотностью, давлением и температурой, из которого можно определить плотность и ее производные, такие, как K_T, при любых данных P и T. Закон идеального газа $PV = RT$ (V — объем на моль — равен m/ρ, где m — молекулярный вес) — это уравнение состояния, из которого прямо следует, что $K_T = P$, $\alpha = 1/T$. Таким образом, из величины ρ и K_T идеального газа можно получить величины P и T и, наоборот, можно вычислить ρ и K_T при любых данных P и T. Но Земля — не идеальный газ, и задача состоит в отыскании уравнения состояния, которое было бы приложимо к ней.

В принципе, уравнение состояния можно найти экспериментальным путем, измеряя плотность (или объем) вещества при различных давлениях и температурах. К сожалению, давления, господствующие внутри Земли, как мы видели, достигают нескольких мегабар и значительно превышают давления, которые можно получить при экспериментах со статической аппаратурой. Очень высокие давления, до нескольких мегабар, можно создать с помощью ударных волн, т. е. при ударе снаряда, летящего с большой скоростью, или при использовании взрывчатых веществ. Из уравнений сохранения массы, момента и энергии можно найти плотность и давление позади ударного фронта по наблюдаемой скорости его продвижения и по наблюдаемой скорости частиц, которая по существу представляет собой скорость деформации тела, подвергаемого удару. Однако экспериментальные трудности измерения любых других свойств за очень короткое время (милли- или микросекунды), в течение которого существует импульс давления, весьма значительны. Температура в подвергшемся удару веществе обычно довольно велика и может быть точно оценена, только если известен коэффициент Грюнайзена и его зависимость от объема. Тем не менее эксперименты с ударными волнами являются для нас основным источником сведений о поведении вещества при давлениях несколько мегабар, и из них были получены некоторые важные геофизические результаты.

Столь же (и даже более) трудно вывести уравнение состояния теоретически. Изменение плотности с давлением, или модуль сжатия, по существу, является мерой электростатического отталкивания электронов соседних атомов или ионов при их принудительном сближении (второй член в правой части уравнения (2-7) для потенциальной энергии ионного кристалла). Поскольку в атомах обычно имеется много электронов, определение отталкивания как функ-

ции расстояния между ядрами крайне сложно и попытки его предпринимались — без особого успеха — лишь для очень немногих относительно простых случаев. Наиболее часто прибегают к способу последовательных приближений. Допустим, например, что влияние давления на изотермический модуль сжатия может быть представлено в виде ряда [1]

$$K = K_0 + bP + cP^2 + \ldots,$$

где K_0 — значение K при $P = 0$; b, c, ... — коэффициенты, зависящие только от температуры. Предположим далее — по незнанию, а не по каким-либо теоретическим соображениям,— что c и все последующие коэффициенты очень малы и соответствующими членами можно пренебречь. Тогда при постоянной температуре

$$K = \frac{dP}{d\rho} = K_0 + bP; \qquad \frac{dK}{dP} = b,$$

что при интегрировании дает

$$\rho = \rho_0 \left(1 + b\,\frac{P}{K_0}\right)^{1/b},$$

откуда может быть найдена плотность ρ при любом давлении P, если известны постоянные K_0 и b. Действительно, это эмпирическое уравнение довольно хорошо воспроизводит результаты экспериментов для некоторых веществ. Постоянная b обычно близка к 4 для многих окислов и силикатов. Однако имеющиеся данные указывают, что dK/dP не строго постоянно, а имеет тенденцию слабо убывать при увеличении давления; его зависимость от температуры изучена плохо. Было предложено несколько других уравнений состояния, которые равно хорошо соответствуют экспериментальным данным; например, Берч предложил уравнение в виде

$$P = \frac{3}{2} K_0 [y^{7/3} - y^{5/3}],$$

где

$$y = \frac{\rho}{\rho_0}.$$

Состав мантии

Верхняя мантия. Состав верхней мантии может быть в общих чертах определен на основе того факта, что очень немногие породы обладают плотностью от 3,2 до 3,4 (значения, определенные из изостатических соображений) и скоростью волн сжатия V_P около 8,1 км/с. Этим данным отвечает лишь одна распространенная группа пород, а именно перидотиты, а также реже встречающиеся эклогиты. Большие объемы перидотитов, найденные в коре в такой тектонической обстановке (гл. 6), где они могли появиться в результате механического выноса из мантии (например, при разрывах коры), подтверждают мнение о том, что перидотиты действительно являются главной составной частью верхней мантии. Об этом же говорят частые находки в базальтовых лавах включений перидотитов, часть из которых может представлять собой фрагменты мантии или остаточное мантийное вещество, т. е. вещество, оставшееся после частичного плавления (гл. 6). Перидотиты состоят в основном из оливина и пироксена, но их состав, как указывалось в гл. 6, сильно меняется. Пироксены в них изменяются по составу (например, по содержанию алюминия); более того, некоторые перидотиты содержат гранат, а отдельные их разновидности — полевые шпаты. Поскольку все они имеют близкие средние атомные числа, то по их плотности и сейсмической скорости трудно судить об их минеральном составе [см. урав-

[1] Который, по существу, представляет собой разложение K в ряд Мак-Лорена относительно аргумента P:

$$K(P) = K(0) + P\left(\frac{\partial K}{\partial P}\right)_0 + \frac{1}{2} P^2 \left(\frac{\partial^2 K}{\partial P^2}\right)_0 + \ldots.$$

нение (10-9)]. Рингвуд для обозначения пород, образующих верхнюю мантию, предложил использовать термин «пиролит»; при этом состав пиролита определяется тем свойством, что при фракционном плавлении он дает базальтовую выплавку и нерасплавленный тугоплавкий остаток, эквивалентный обычному дуниту (оливиниту) или альпинотипному (т. е. тектонически привнесенному) перидотиту. Эти соображения *являются скорее петрологическими*, чем геофизическими.

Региональные различия в свойствах верхней мантии, как, например, в западной и восточной частях Северной Америки или под океанами и материками в целом, могут быть вызваны различиями состава или средней температуры или обоими факторами. *Мантия, как и кора, по-видимому*, гетерогенна во всех масштабах.

Нижняя мантия. Какая бы плотность ни принималась для самой нижней части мантии и какое бы уравнение состояния ни использовалось для приведения плотности к ее величине ρ_0 при нормальном давлении и температуре, выясняется, что ρ_0 должно быть равно 4—4,2 г/см^3; получается также, что $\phi_0 = (K_S/\rho_0)$ при нормальном давлении и комнатной температуре должно быть близко к 55 или 60 км/с^2. Ни одна из распространенных пород не удовлетворяет этому условию в отличие от некоторых минералов (корунда Al_2O_3, периклаза MgO, рутила TiO_2); в целом ϕ_0 для минералов при данной плотности значительно меньше, чем требуемое значение. Фаялит, например, имеет $\rho_0 = 4{,}07$, но $\phi_0 = 26$.

Как упоминалось выше, имеющиеся данные убедительно свидетельствуют о гетерогенности мантии; нижняя мантия должна отличаться от верхней по минеральному составу. В принципе различие могло бы затрагивать либо общий химический состав, либо кристаллическую структуру (полиморфизм). Чтобы получить приемлемое ρ_0 за счет изменения химического состава, нужно добавить к веществу верхней мантии немалое количество железа либо в виде FeO (в силикатах), либо в виде металлического железа (в некоторых метеоритах). Однако добавление железа уменьшает ϕ_0. Поэтому наиболее вероятным является полиморфизм.

Переходная зона (200—900 км). Представляется вероятным, что фазовые превращения происходят в основном в «переходной» зоне (называемой также слоем *C*), протягивающейся на глубину грубо от 200 до 900 км и являющейся одновременно областью наиболее быстрого нарастания плотности и сейсмической скорости. Соответствующие давления составляют приблизительно 70—350 кбар. Напомним (гл. 5), что давление P_e, при котором происходит полиморфный переход, зависит от температуры:

$$\frac{dP_e}{dT} = \frac{\Delta S}{\Delta V},$$

где ΔS и ΔV — соответственно изменение энтропии и объема при переходе.

Предполагалось, что в данном диапазоне глубин может происходить целый ряд полиморфных превращений; некоторые из них наблюдались экспериментально. Например, коэсит (плотная форма кремнезема SiO_2 с четверной координацией) превращается в стишовит — полиморфную модификацию с шестерной координацией Si, обладающую структурой типа рутила (гл. 2). Фаялит Fe_2SiO_4 переходит в плотную форму со шпинелевой структурой, то же происходит и с твердыми растворами Fe_2SiO_4 и Mg_2SiO_3 и, как упоминалось выше, с чистым Mg_2SiO_4 (форстеритом). Пироксены, например $MgSiO_3$ (шестерная координация Mg, четверная Si), могут перейти в форму с шестерной координацией всех катионов, обладающую структурой типа ильменита или корунда. Наконец, мо-

жет произойти распад всех магнезиальных силикатов на образующие их *простые окислы*, характеризующиеся плотнейшей упаковкой; например,

$$\underset{\text{Оливин}}{Mg_2SiO_4} \rightarrow \underset{\text{Шпинель}}{Mg_2SiO_4} \rightarrow \underset{\text{Периклаз}}{2MgO} + \underset{\text{Стишовит}}{SiO_2}$$

или, наоборот, Mg_2SiO_4 в форме шпинели мог бы превратиться в периклаз $+ MgSiO_3$ в форме ильменита. Может иметь место любая реакция или переход, приводящие к сокращению объема, конечно, при достаточно высоком давлении; единственный неясный вопрос состоит в том, какая же из этих реакций действительно происходит в мантии. Тот факт, что переходная зона в мантии охватывает диапазон давлений приблизительно 300 кбар, свидетельствует о том, что в действительности осуществляется несколько последовательных реакций на возрастающих глубинах. В гл. 11 будет сделана попытка определить температуру на глубине 400 км при допущении, что происходящее здесь быстрое увеличение скорости связано с переходом оливин — шпинель.

Полиморфное превращение отдельного чистого вещества при данных P и T приводит к конечному изменению плотности. Однако четкие данные о каком-либо резком, скачкообразном изменении плотности или сейсмической скорости в мантии отсутствуют. Причина может состоять в том, что мантия не образована единственной чистой фазой. В многокомпонентных системах переходы, обусловленные давлением, распределены в некотором диапазоне давлений, точно так же как вызванные температурой переходы (например, плавление) для таких систем происходят в конечном диапазоне температур (гл. 5, 6). Возможная фазовая диаграмма для перехода оливин — шпинель приведена на стр. 740.

Можно предположить, что нижняя мантия состоит из окислов и силикатов магния и железа, характеризующихся плотнейшей упаковкой, *содержащих небольшие количества* таких элементов, как Al, Ca и др. Наиболее вероятными являются кристаллические структуры типа периклаза, стишовита, шпинели, ильменита (или корунда) и, возможно, еще и других. Железо в двухвалентном состоянии, по-видимому, встречается в виде твердых растворов в соединениях магния. Из-за влияния гравитации мало вероятно, чтобы оно было распределено равномерно. Как кратко упоминалось в гл. 5, химический потенциал зависит от положения (или высоты) в поле силы тяжести. Общее условие равновесия, а именно то, что химический потенциал μ_i любой компоненты i должен быть неизменным в любых фазах, в которых она присутствует, в гравитационном поле заменяется условием $\mu_i^\alpha + M_i\phi^\alpha = \text{const}$. В этом выражении M_i — молекулярный вес i, а ϕ^α — потенциал силы тяжести в положении, соответствующем фазе α, который появляется в этом выражении потому, что работа (или энергия) по переносу одного моля i из положения α в положение β равна

$$\int_\alpha^\beta M_i g\, dh = M_i(\phi^\beta - \phi^\alpha),$$

где h — высота, для которой за положительное выбирается направление снизу вверх. Из этого условия можно определить, как должны распределиться две компоненты идеальной бинарной системы [1]. Для нижней мантии нельзя сделать точных количественных расчетов, поскольку неизвестны ни состав, ни плотности присутствующих фаз; однако приближенные вычисления показывают, что содержание Fe должно возрастать с глубиной очень быстро, если

[1] Вычисления можно найти в гл. 11 книги Гуггенхейма и в книге Кёрна и Вайсброда, указанных в списке литературы к гл. 5.

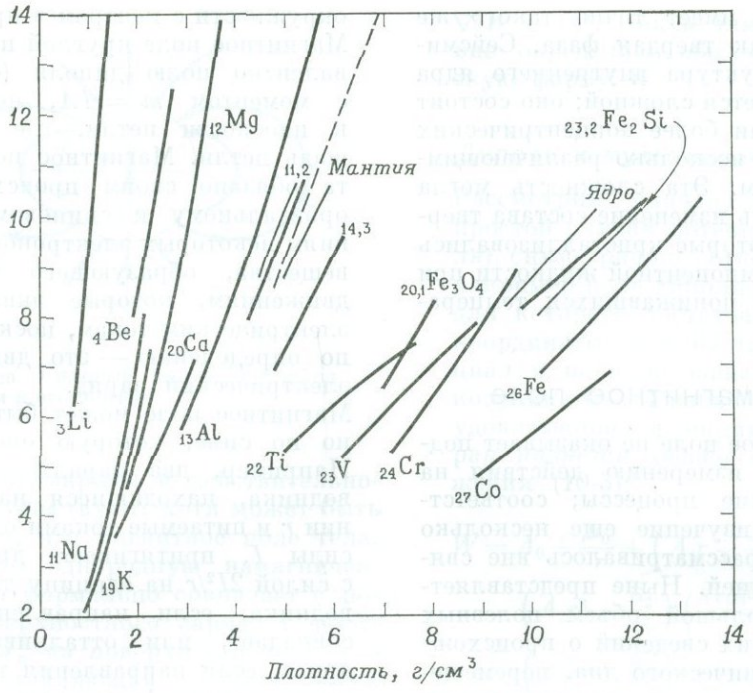
достигнуто гравитационное равновесие. Оно, вероятно, должно достигаться, если мантия когда-либо была в расплавленном состоянии; в твердых телах диффузия происходит столь медленно, что мантия в химическом отношении может быть еще далека от гравитационного равновесия.

Ядро

Внешнее ядро. Поскольку состав мантии предположительно не очень сильно отличается от состава некоторых каменных метеоритов, можно думать, что ядро должно соответствовать по своему составу железным метеоритам, которые, как показывает их название, состоят в основном из железа, нескольких процентов никеля и других металлов. Действительно, высокая средняя плотность ядра (около 11 г/см^3) указывает, что оно должно состоять из более тяжелых элементов, чем мантия, а поскольку Fe — единственный тяжелый элемент, который, по-видимому, довольно широко распространен в Солнечной системе, есть веские основания предполагать, что он действительно является важной составной частью ядра.

Внешнее ядро жидкое, поскольку через него не проходят волны. Скорость V_P — волны сжатия, или звуковой, — в среде с нулевой твердостью (жидкость, газ) равна просто $(K_S/\rho)^{1/2} = (\partial P/\partial\rho)_S^{1/2}$. Эта величина, или, точнее, тесно связанная с ней величина, может быть определена из экспериментов с ударными волнами при очень больших давлениях путем изучения зависимости давления от плотности и определения наклона кривой этой зависимости; этот наклон не равен точно $(K_S/\rho)^{1/2}$, потому что условия в ударной волне не адиабатические, но здесь это отличие не существенно. Зависимость значений V_P от плотности, определенная указанным образом, показана на фиг. 10-27 в сравнении с сейсмическими значениями $(K_S/\rho)^{1/2}$ (пунктирные линии указывают приблизительные пределы, появляющиеся из-за погрешностей распределения плотности). Обратив внимание на то, что положение экспериментальной кривой для элемента на графике в первую очередь определяется, по-видимому, его атомным числом, Берч отмечает, что среднее атомное число для ядра должно: 1) заметно отличаться от среднего атомного числа для мантии и быть значительно больше его; 2) быть меньше, чем атомное число железа. Первое замечание уверенно опровергает высказанные выше предположения о том, что мантия и ядро имеют одинаковый состав, а граница между ними соответствует изменению фазового состояния. Это явно не верно: вещество мантии не может иметь плотность, сравнимую с плотностью ядра при любом давлении, вероятно, существующем в Земле. Второе замечание Берча означает, что ядро должно состоять из железа в сплаве с каким-нибудь элементом (или элементами), имеющим атомное число заметно менее 26. Атомное число никеля, обычно ассоциирующегося с железом в метеоритах, равно 28. Прямое сравнение расчетной плотности ядра с плотностью железа, полученной при экспериментах с ударными волнами, хотя и трудно осуществимо из-за незнания температуры ядра и высокой температуры, возникающей при экспериментах, приводит к тому же выводу: ядро, вероятно, настолько легкое, что не может состоять из чистого железа или из сплава железа и никеля.

Поскольку кремний широко распространен в мантии и легко растворяется в расплавленном железе, высказывалось предположение, что он является причиной низкого атомного числа ядра (атомное число кремния 14). Если это так, то мало вероятно, что ядро может находиться в химическом равновесии с мантией



ФИГ. 10-27. Зависимость скорости звуковой волны $\sqrt{\partial P/\partial \rho}$ км/с (по оси ординат) от плотности по данным экспериментов с ударными волнами.

Цифры у кривых — атомные числа или средние атомные числа. Кривая с обозначением 11,2 — для дунита, с обозначением 14,3 — для породы, состоящей в основном (90%) из оливина, представленного на 50% фаялитом; необозначенная кривая между ними — для оливинита, предположительно для дунита, аналогичного обозначенному 11,2. Площадь между линиями, обозначенными *Мантия* и *Ядро*, характеризует диапазон погрешностей (вероятно, преувеличенный) соответствующих данных для мантии и ядра (*Birch F.*, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 1, p. 143, 1968). Кривые для оливинита — из статьи Трунина Р. Ф. и др., Изв. АН СССР, Физика Земли, стр. 579, 1965.

(гл. 13). Кроме того, Олдер предположил, что MgO и FeO могут быть растворены в жидком железе в такой степени, что их присутствие в состоянии объяснить плотность ядра. Сера, углерод или водород в растворе могли бы также обусловить уменьшение среднего атомного числа ядра; сера с атомным числом 16 является особенно вероятной составной частью ядра, так как большинство пород (и предположительно также мантия, из которой они поступили), по-видимому, характеризуется пониженным содержанием серы по сравнению с метеоритами. Нарушенный баланс этого элемента мог бы вполне компенсироваться в ядре.

Внутреннее ядро. Очень немногое можно сказать о внутреннем ядре, которое, по-видимому, является твердым. Простейшее предположение состоит в том, что оно имеет почти такой же состав, как внешнее ядро; это означает, что температура на границе верхнего и внутреннего ядер точно равна точке плавления внутреннего ядра при господствующем там давлении. Плотность внутреннего ядра трудно определить точно, потому что доля внутреннего ядра в массе или в моменте инерции Земли очень мала; но имеющиеся данные о плотности не исключают того, что внутреннее ядро в целом состоит из тех же элементов, что и внешнее ядро, хотя его состав вряд ли точно такой же, поскольку жидкость в равновесии с твердой фазой в многокомпонентной системе

обычно не имеет точно такого же состава, как твердая фаза. Сейсмическая структура внутреннего ядра представляется сложной; оно состоит из двух или более концентрических оболочек с несколько различающимся составом. Эта сложность могла бы отражать изменение состава твердых тел, которые кристаллизовались из многокомпонентной жидкости при постепенно понижавшихся температурах.

Земное магнитное поле

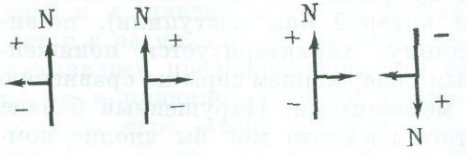
Геомагнитное поле не оказывает поддающегося измерению действия на геологические процессы; соответственно его изучение еще несколько лет назад рассматривалось вне связи с геологией. Ныне представляется, что большой объем полезных геологических сведений о происхождении океанического дна, перемещениях материков и их внутренних деформациях, скоростях седиментации и так далее (гл. 12) может быть получен из изучения данных о магнетизме, извлекаемых из «ископаемой» намагниченности пород. Эта намагниченность связана с направлением и интенсивностью поля, существовавшего в месте и во время формирования породы; поэтому ее интерпретация требует определенных знаний об общих особенностях поля. Поскольку земное поле генерируется в основном в ядре и дает о ядре некоторые сведения, по-видимому, уместно его здесь рассмотреть.

Магнитные поля

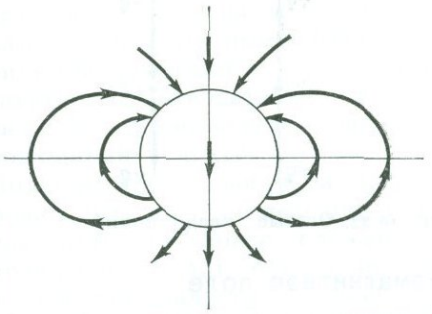
Все магнитные поля создаются электрическими токами. Напомним, что ток силой I в бесконечном прямолинейном проводнике создает в точке P поле напряженностью $2I/r$, где r — кратчайшее расстояние между P и проводником; эта напряженность лежит в плоскости, нормальной к проводнику, и всюду касательна к окружности с центром в проводнике. Магнитное поле круглой петли эквивалентно полю диполя (см. ниже) с моментом $m = IA$, нормальным к плоскости петли, где A — площадь петли. Магнитное поле магнита обязано своим происхождением орбитальному и спиновому движениям некоторых электронов в атомах вещества, образующего магнит, — движениям, которые эквивалентны электрическим токам, поскольку ток по определению — это движущийся электрический заряд.

Магнитное поле может быть измерено по силе, которую оно создает. Например, два параллельных проводника, находящиеся на расстоянии r и питаемые токами одинаковой силы I, притягивают друг друга с силой $2I^2/r$ на единицу длины проводника, если направление токов совпадает, или отталкивают друг друга, если направления токов противоположны. Аналогично два куска намагниченного материала, например две компасные иглы, притягивают или отталкивают друг друга с некоторой силой, как если бы на концах каждой иглы были заряды противоположного знака (диполь); эти заряды отталкиваются (если они одного знака) или притягиваются (если они противоположного знака) с силой, обратно пропорциональной квадрату расстояния между ними (фиг. 10-28).

Поскольку концы иглы компаса не эквивалентны — один из них всегда указывает на север, а другой на юг,— им приписывают различные знаки; знак плюс условно придается концу, указывающему на север. Эти



ФИГ. 10-28. *Параллельные диполи отталкивают друг друга, антипараллельные — притягивают.*



ФИГ. 10-29. Силовые линии вне шара с диполем в его центре.

магнитные заряды в действительности не существуют, хотя может быть показано, что магнитное поле тела, имеющего однородную намагниченность J, формально совпадает с полем поверхностного заряда с плотностью J_n на поверхности тела, где J_n — составляющая J по внешней нормали к поверхности тела. Магнитное поле стержня, намагниченного по длине, такое же, как и поле «заряда» $+J$ на одном конце и $-J$ на другом; такое сочетание равных зарядов, положительного и отрицательного, образует «диполь», силовые линии которого показаны на фигуре 10-29. Обратите внимание, что эти «заряды» обязательно должны быть парными, с противоположным знаком, так что общий магнитный заряд всегда равен нулю.

Точно так же, как гравитационное притяжение может быть выведено из потенциала, магнитное поле в любой точке пространства, где нет тока (и, следовательно, магнитного материала), может быть выражено как градиент магнитостатического потенциала W:

$$\mathbf{H} = -\operatorname{grad} W,$$

где W — функция координат и, подобно потенциалу силы тяжести, удовлетворяет уравнению Лапласа $\nabla^2 W = 0$ [1]. Как и для U, это условие определяет общую математическую форму W.

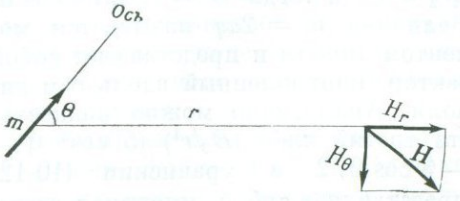
Диполи и мультиполи

Рассмотрим сначала относительно простой случай потенциала (или поля), симметричного относительно оси, например поле диполя на фиг. 10-30, для которого достаточно ввести две координаты: r и θ, так как потенциал и поле не зависят от третьей координаты. Уравнению Лапласа удовлетворяет функция r и θ, которая является общей формой выражения (10-5);

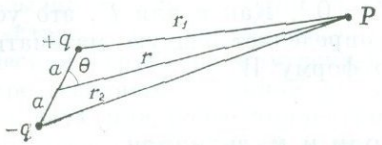
$$W = A_0 + \frac{B_0}{r} + \left(A_1 r + \frac{B_1}{r^2}\right)\cos\theta + \left(A_2 r^2 + \frac{B_2}{r^3}\right)\left(\frac{3\cos^2\theta - 1}{2}\right) + \left(A_3 r^3 + \frac{B_3}{r^4}\right) \times \left(\frac{5\cos^3\theta - 3\cos\theta}{2}\right) + \ldots, \tag{10-12}$$

где функции θ — полиномы Лежандра, появляющиеся в уравнении (10-6), а коэффициенты (A_0, A_1, ..., B_0, B_1 ...) — числовые константы,

[1] Необходимое и достаточное условие того, чтобы вектор $\mathbf{F}$ был градиентом потенциала, состоит в том, чтобы $\operatorname{rot}\mathbf{F} = 0$. Поскольку, *согласно уравнению Максвелла*, $\operatorname{rot}\mathbf{H} = 4\pi\mathbf{j}$, где $\mathbf{j}$ плотность тока, $\mathbf{H}$ имеет потенциал всюду, где $\mathbf{j} = 0$. Уравнение Лапласа вытекает из того факта, что, поскольку магнитные заряды не существуют, $\operatorname{div}\mathbf{H} = 0$ вне магнитной среды, откуда $\operatorname{div}\operatorname{grad} W = \nabla^2 W = 0$.



ФИГ. 10-30. Компоненты осесимметричного поля.

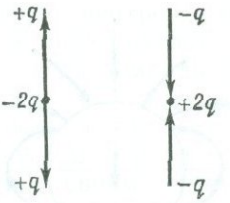


ФИГ. 10-31. Диаграмма, иллюстрирующая расчет магнитного потенциала диполя.

относящиеся к конкретному случаю. Эти постоянные могут быть определены путем измерения составляющих поля (фиг. 10-30) $H_r = -(\partial W/\partial r)$, $H_\theta = -(1/r)(\partial W/\partial\theta)$ в некотором числе известных точек и отыскания значений коэффициентов, которые наилучшим образом отвечают данным наблюдений. A_0 можно положить равным нулю, так как потенциалы, подобно энергии, измеряются относительно некоторого произвольного уровня. B_0 также следует приравнять нулю, потому что потенциал B_0/r — потенциал одного магнитного заряда в начале координат, а таких зарядов не существует. Следующий член интересен: его первая часть, $A_1 r\cos\theta$, описывает однородное поле с напряженностью A, параллельное оси симметрии, тогда как вторая часть, $(B_1/r^2)\cos\theta$, описывает поле, которое должен был бы создать диполь, т. е. комбинация + и — зарядов, показанная на фиг. 10-31; в самом деле, потенциал в точке P, создаваемый двумя этими зарядами, должен быть равен

$$\left(\frac{+q}{r_1}\right)-\left(\frac{q}{r_2}\right)=q\,\frac{r_2-r_1}{r_1 r_2}.$$

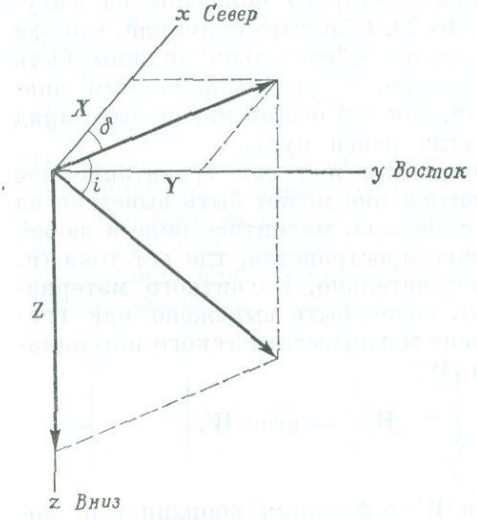
Если $a \ll r$, то $r_2 - r_1 \approx 2a\cos\theta$; $r_1 r_2 \approx r^2$, и тогда $W = (2aq/r^2)\cos\theta$. Величина $m = 2aq$ называется моментом диполя и представляет собой вектор, направленный вдоль оси диполя. Аналогично можно показать, что третий член $(B_3/r^4)(5\cos^3\theta - 3\cos\theta)/2$ в уравнении (10-12) представляет собой потенциал осевого квадруполя, т. е. комбинацию диполей, показанную на фиг. 10-32.



ФИГ. 10-32. Осевые квадруполи.

Геомагнитное поле

Обратимся к земному полю. В любой точке O его направление и напряженность могут быть определены тремя составляющими (например, вниз, по горизонтали — на север, по горизонтали — на восток) или амплитудой и двумя углами, склонением δ и наклонением i, как показано на фиг. 10-33. Наклонение i, которое обычно направлено вниз в северном полушарии и вверх — в южном, изменяется от нуля вблизи экватора до 90° вблизи географических полюсов. Склонение (положительное на восток) обычно имеет величину менее 20°. Напряженность изменяется от приблизительно 0,3 Э вблизи экватора до 0,6—0,7 Э вблизи полюсов. Точки земной поверхности, где $i = 90°$, называются магнитными по-



ФИГ. 10-33. Элементы земного поля.
Угол i — наклонение, угол δ — склонение.

люсами; линия, на которой $i = 0$, называется магнитным экватором; эта линия не совпадает с географическим экватором, относительно которого она колеблется, переходя из одного полушария в другое.

Поле на поверхности и над ней может быть описано потенциалом W, вид которого более сложен, чем уравнение (10-12), потому что поле зависит от долготы ψ, равно как и от кошироты θ и расстояния r от центра Земли; геомагнитное поле безусловно менее симметрично относительно оси вращения, чем гравитационное поле. Численные постоянные, как и в последнем случае, определяются путем измерения трех составляющих поля [например, северной $X = +(1/r)(\partial W/\partial\theta)$; восточной $Y = -(1/r\sin\theta)(\partial W/\partial\psi)$; вертикальной, направленной вниз, $Z = +(\partial W/\partial r)$] в некотором числе точек с известными r, θ, ψ и подбором таких значений этих постоянных, которые наилучшим образом соответствуют данным наблюдений (сферический гармонический анализ). Когда это было сделано, оказалось, что коэффициенты во всех членах, содержащих положительные степени r (например, $A_2 r^2$), значительно меньше, чем в членах с отрицательными степенями r (например, B_2/r^3). Поскольку магнитное поле убывает с увеличением расстояния от источника, член, возрастающий при увеличении r, должен характеризовать источник, находящийся от начала координат дальше, чем земная поверхность, на которой производились измерения; следовательно, очень малая величина этих членов означает, что земное поле генерируется почти исключительно внутри Земли; весьма малым эффектом от источников, находящихся вне Земли, например электрическими токами в ионосфере, можно пренебречь.

Применяя обозначения, впервые употребленные Гауссом, остальные члены выражения потенциала обычно записывают в следующем виде:

$$W = W_1 + W_2 + \ldots + W_n;$$

$$W_1 = R\left(\frac{R}{r}\right)^2 [g_1^0 \cos\theta + (g_1^1 \cos\psi + h_1^1 \sin\psi)\sin\theta];$$

$$W_2 = R\left(\frac{R}{r}\right)^3 \left[\frac{1}{2} g_2^0 (3\cos^2\theta - 1) + (g_2^1 \cos\psi + h_2^1 \sin\psi) 3\sin\theta\cos\theta + (g_2^2 \cos 2\psi + h_2^2 \sin 2\psi) 3\sin^2\theta\right] + \ldots,$$

где R — радиус Земли, а каждый член W_1, W_2 и т. д. удовлетворяет уравнению Лапласа. Некоторые из коэффициентов Гаусса на эпоху 1960 г. приведены в табл. 10-2. Она показывает, что наибольшим является

ТАБЛИЦА 10-2

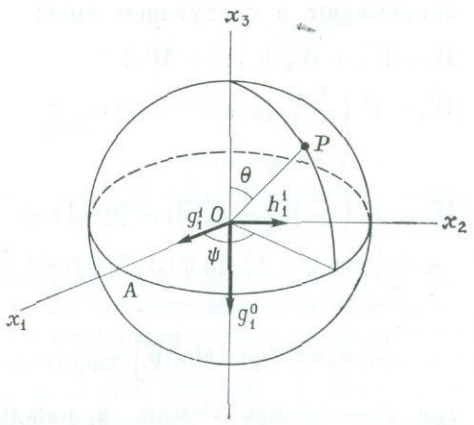
Некоторые коэффициенты разложения геомагнитного потенциала; эпоха 1960 г. (в гаммах) [1]

g_1^0	$-30\,426$		
g_1^1	$-\ 2\,174$	h_1^1	$+5761$
g_2^0	$-\ 1\,548$		
g_2^1	$+\ 3\,000$	h_2^1	-1949
g_2^2	$+\ 1\,574$	h_2^2	$+\ 201$
g_3^0	$+\ 58$		
g_3^1	$+\ 71$	h_3^1	$+6$

[1] $1\gamma = 10^{-5}$ Э.

коэффициент g_1^0; соответствующий ему потенциал равен $(g_1^0 R^3/r^2)\cos\theta$, т. е. потенциалу диполя, который имеет момент $M = g_1^0 R^3$, расположен в центре Земли и направлен вдоль оси вращения. (Поскольку g_1^0 отрицательно, диполь направлен с севера на юг.) Это означает, что в первом приближении поле Земли представляет собой поле осевого центрального диполя.

Ориентируем декартовы оси x_1, x_2, x_3 в центре Земли (фиг. 10-34) таким образом, чтобы x_1 лежало в плоскости экватора в гринвичском меридиане ($\psi = 0$), x_2 — также в эква-



ФИГ. 10-34. Составляющие центрального диполя, обусловливающие потенциал W_1.

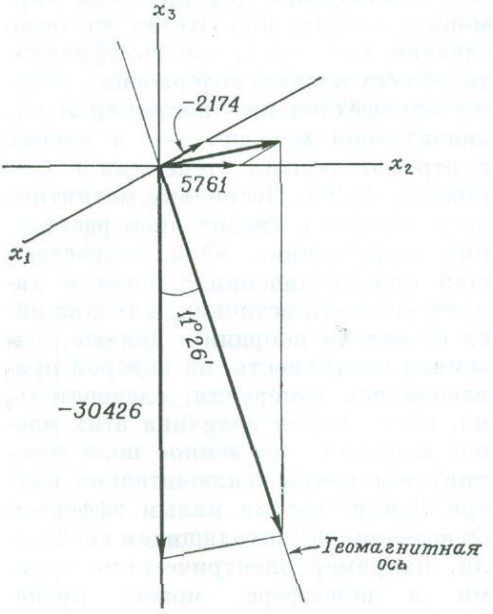
ториальной плоскости ($\psi = 90°$), а x_3 — вдоль оси вращения ($\theta = 0$). Видно, что выражение $(R^3/r_2)\, g_1^1 \cos\psi \cdot \sin\theta$ — это потенциал диполя с моментом $g_1^1 R^3$ вдоль оси x_1, так как действительно $\cos \angle POA = \cos\psi \sin\theta$; аналогично последний член в W_1 — это потенциал диполя с моментом $h^1 R^3$ вдоль оси x_2. Следовательно, член W_1 складывается из эффектов трех центральных диполей, которые можно рассматривать как проекции на оси координат одного диполя:

$$M = R^3 [(g_1^0)^2 + (g_1^1)^2 + (h_1^1)^2]^{1/2} = \\ = 8{,}03 \cdot 10^{26}\ \text{Э} \cdot \text{см}^3.$$

По величинам, приведенным в таблице 10-2, с учетом знаков мы находим, что момент M образует с осью x_3 угол 11°26′ (фиг. 10-35). Его ось пересекает поверхность Земли в двух точках, расположенных соответственно на 290°40′ в. д., 78°34′ с.ш. и 110°40′ в. д., 78°34′ ю. ш. Эти точки, называемые геомагнитными полюсами, отличаются от магнитных полюсов, где $i = 90°$, с которыми они совпадали бы, если бы все другие члены (W_2, . . ., W_n) в разложении потенциала были равны нулю.

В первом приближении геомагнитное поле представляет собой поле центрального осевого диполя; в лучшем приближении оно является полем центрального неосевого диполя, а в еще более хорошем приближении — комбинацией полей центрального неосевого диполя и различных мультиполей W_2, W_3, ... (Первый член в W_2 просто ассоциируется с осевым квадруполем, упоминавшимся на стр. 630; все другие члены в W_2 аналогично связаны с квадруполями различного вида и различных ориентировок. Член W_3 соответствует октополям, т. е. комбинациям квадруполя и диполя, и т. д.) Немногого можно достичь, продолжая разложение после шестого члена, коэффициенты в котором уже очень малы (табл. 10-2).

Геомагнитное поле, описываемое первыми 6, 8 и даже 12 гармониками W_1, . . ., W_{12}, не содержит локальных особенностей, называемых магнитными аномалиями. Эти аномалии представляют собой локальные поля,



ФИГ. 10-35. Три составляющие земного центрального диполя эквивалентны центральному диполю, наклоненному под углом 11°26′ к оси вращения.

в отдельных случаях столь же интенсивные, как главное геомагнитное поле, но, как правило, значительно менее слабые (100—5000 γ); их источники расположены внутри Земли, но очень близко к ее поверхности; из их малой горизонтальной протяженности можно заключить, что ни одна аномалия не имеет источника глубже 30 км или близ этого уровня. Аномалии обусловлены локальными вариациями величины намагниченности пород коры.

Возможны и другие представления геомагнитного поля. Можно показать, например, что поле однородно намагниченного шара радиусом a с намагниченностью J равно полю диполя с моментом $^4/_3\pi a^3 J$ в центре сферы[1]. Следовательно, момент M центрального диполя эквивалентен однородной намагниченности 0,074 Э, что значительно превосходит намагниченность большинства поверхностных пород и тем более пород мантии, большая часть которых не может быть намагничена как из-за высокой температуры, так и из-за того, что железо, основной носитель магнетизма, предположительно находится в состоянии с низким спином, т. е. немагнитно. Далее можно сказать, что поле эксцентрического (т. е. нецентрального) диполя имеет на поверхности такую же величину, как и поле комбинации центральных диполей и мультиполей; наоборот, наблюденные эффекты мультиполей могут быть обусловлены эксцентрическими диполями.

Земное поле можно хорошо представить, например, с помощью суперпозиции полей центрального диполя и небольшого числа (8—10) радиально ориентированных меньших диполей на поверхности ядра или вблизи нее. Еще раз отметим невозможность отыскания единственного распределения источников по измерениям, проведенным на поверхности.

Вековая вариация

Поле изменяется быстро, его вариации носят региональный характер. Известно, что склонение в Лондоне изменялось постепенно от +11,5° в 1580 г. до +24,5° в 1819 г.; сейчас оно положительно и имеет величину несколько градусов. В некоторых других точках поле вряд ли изменялось за этот же период. Напряженность может возрастать или убывать (также в отдельных местах) на 150 или 250 γ/год. Эти изменения, называемые вековыми вариациями, складываются со значительно более слабыми изменениями, порядка 10—15 γ, которые происходят ежесуточно и связаны с приливами в верхней атмосфере, а также с довольно внезапными изменениями, порядка 1000 γ, называемыми магнитными бурями, которые обусловлены солнечной активностью. Магнитные бури длятся сутки или двое.

Первые наблюдения напряженности поля были выполнены Гауссом примерно в 1830 г., вследствие чего период изучения вековых вариаций относительно короток. Представляется, что с указанного времени момент центрального диполя уменьшился на 6 или 7%. Палеомагнитные наблюдения (гл. 12) показывают, что напряженность поля около 1500 лет назад была приблизительно в 1,5 раза выше, чем сейчас, а 5500 лет назад — приблизительно вдвое меньше, чем в настоящее время; следовательно, величина M, по-видимому, изменилась приблизительно в 3 раза в относительно короткое время, равное нескольким тысячам лет; она могла даже менять знак, совершая «инверсии поля», обсуждаемые в гл. 12. Геомагнитный полюс с 1830 г. заметно не сместился (а магнитные полюса сместились); однако палео-

[1] Намагниченность определяется как отношение момента к объему; измеряется в эрстедах или гаммах.

магнитные данные убедительно свидетельствуют о том, что он перемещается относительно географического полюса так, что его среднее положение (при усреднении за несколько тысяч лет) неотличимо от положения географического полюса.

Вековая вариация влияет в основном на недипольную часть поля. Центры наиболее быстрых изменений называются фокусами; в настоящее время установлено шесть или восемь неравномерно распределенных фокусов, хотя их трудно точно описать, так как все элементы поля (вертикальная составляющая, горизонтальная составляющая, склонение и т. д.) изменяются по-разному и с неодинаковой скоростью. Максимальная скорость изменения элемента в фокусах сначала возрастает, затем убывает; одновременно фокусы систематически смещаются на запад (западный дрейф) с переменной скоростью, которая в среднем составляет около 0,2° в год; при такой скорости вся система возмущений должна сделать оборот вокруг Земли (360°) за 1800 лет. Временна́я вариация, по-видимому, такова, что в целом средняя по времени величина недипольной части поля в любой точке равна нулю; иными словами, представляется, что поле, будучи осреднено за несколько тысяч лет, почти точно равно полю осевого центрального диполя. Прямыми наблюдениями этого не проверить просто потому, что они не охватывают достаточного периода времени; однако палеомагнитные исследования на современных и плейстоценовых породах определенно подтверждают это. Отмеченный факт имеет фундаментальное значение при интерпретации палеомагнитных данных по более древним породам (гл. 12).

Происхождение поля

Мы видели, что намагниченность пород коры слишком слаба, чтобы вызвать главное геомагнитное поле, хотя она создает локальные аномалии, и что большая часть мантии вообще не может быть магнитной из-за высокой температуры в ней. Внешнее ядро также не может быть магнитным, потому что оно жидкое; намагниченность — свойство твердого состояния, которое критическим образом зависит от структуры и размеров решетки. Внутреннее ядро вряд ли может быть намагниченным, так как в настоящее время мы не знаем какого бы то ни было вещества, которое оставалось бы магнитным при господствующих там температурах (около 4000—5000°). Далее, чтобы вещество намагнитилось, его нужно подвергнуть воздействию магнитного поля [1]. Наконец, гипотеза магнитного внутреннего ядра не объясняет ни того, почему поле изменяется во времени, ни того, как оно могло менять свою полярность.

Скорость изменения магнитного поля неожиданно высока. Как мы отмечали, существенные изменения могут происходить за несколько десятков лет; западный дрейф указывает на периодичность порядка нескольких тысяч лет; она совпадает со временем самой инверсии поля (гл. 12). Геологические явления, которые происходили бы с сопоставимыми скоростями, неизвестны; единственный геофизический феномен аналогичного временно́го масштаба — это иррегулярные вариации скорости вращения и затухания качаний Земли вокруг ее оси вращения (см. вариации широты, гл. 4). Действительно, временной масштаб вековой вариа-

[1] Немагнитное состояние — это всегда состояние наименьшей энергии в отсутствие внешнего магнитного поля, возникающее под влиянием размагничивающего поля, которым намагниченное тело воздействует само на себя. Постоянно намагниченное тело в отсутствие внешнего поля постепенно утрачивает свою намагниченность, подобно тому как происходит расстеклование стекла в результате длительного процесса.

ции уже давно считается достаточным доказательством того, что магнитное поле Земли не должно быть связано ни с какими геологическими процессами, происходящими в коре или мантии, временно́й масштаб которых обычно измеряется миллионами, а не тысячами лет. Это означает, что источник поля расположен в ядре, которое, будучи жидким, вероятно, быстро реагирует на любые приложенные к нему силы. Поскольку ядро немагнитно, источником магнитного поля должны быть электрические токи в ядре.

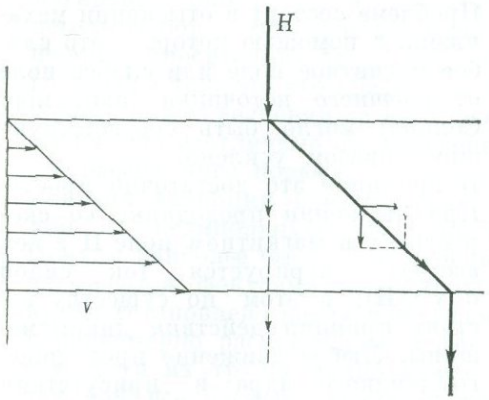
Для поддержания электрических токов необходим источник энергии; если источник отключается, как отключается батарея, ток исчезает за характеристическое время t, которое пропорционально: 1) электропроводности σ и 2) квадрату характеристической длины L системы, т. е. $t \sim \sim \sigma L^2$. Электропроводность ядра трудно определить, так как мы не знаем точно его состава и температуры, но грубую оценку можно дать. Принимая L равным радиусу ядра, получаем t порядка 10^4—10^5 лет. Любые электрические токи, возникшие при образовании Земли, должны были бы давно исчезнуть. Поскольку, с другой стороны, палеомагнитные данные о намагниченности древних пород указывают на присутствие поля по крайней мере $2{,}5 \cdot 10^9$ лет назад, ясно, что должен существовать источник, который непрерывно поставляет энергию, необходимую для поддержания тока.

Электрический ток может создаваться термоэлектрическим эффектом: если два различных вещества соприкасаются друг с другом в двух точках, находящихся при разных температурах, то возникает электродвижущая сила и течет ток. Легко представить себе, что на границе ядра и мантии температура не везде одинакова, и тогда указанным образом возникнет слабый ток и соответствующее слабое магнитное поле. Проблема состоит в отыскании механизма, с помощью которого это слабое магнитное поле или слабое поле от внешнего источника (например, Солнца) могло быть соответствующим образом усилено.

В принципе это достаточно просто. При движении проводника со скоростью $\mathbf{v}$ в магнитном поле $\mathbf{H}$ в нем всегда генерируется ток силой $\sigma(\mathbf{v} \times \mathbf{H})$; в этом по существу состоит принцип действия динамомашины. Любое движение проводящего жидкого ядра в присутствии слабого магнитного поля должно индуцировать токи и дополнительное, обусловленное ими магнитное поле. Задача сводится к отысканию такого распределения токов, при котором новое поле усиливало бы, а не подавляло создавшее его слабое поле.

Движения ядра, наиболее часто рассматриваемые в этой связи,— это конвективные движения, вызванные вертикальным градиентом температуры. Однако проводник, по которому течет ток плотностью $\mathbf{j}$, испытывает в магнитном поле действие силы, величина которой равна $\mathbf{j} \times \mathbf{H}$ на единицу массы; в этом по существу состоит принцип действия электромотора. Таким образом, любое поле в ядре создает силу, приложенную к жидкости ядра и влияющую на ее движение. Следовательно, электромагнитные уравнения (уравнения Максвелла), которым подчиняется поведение магнитного поля, связаны с динамическими уравнениями, которым подчиняется скорость жидкости; короче говоря, нужно знать скорость, чтобы найти поле (динамо), но чтобы найти скорость, нужно знать поле (мотор). Магнитогидродинамика (МГД) — это наука, занимающаяся решением двух систем уравнений одновременно, что представляет собой довольно сложное дело.

В настоящее время неизвестно, можно ли объяснить земное поле таким



ФИГ. 10-36. Деформация магнитного поля из-за градиента скорости в проводящей жидкости.

Силовые линии увлекаются жидкостью и стремятся расположиться параллельно направлению ее движения. Градиент скорости показан слева. Магнитное поле H приобретает составляющую, нормальную к градиенту скорости.

образом; математические сложности исключают любое формальное прямое решение. Однако из теории и экспериментов известно, что некоторые поля действительно могут усиливаться, и было предложено несколько простых физических моделей. Можно показать, например, что в идеальном жидком проводнике, $\sigma = \infty$, силовые линии магнитного поля должны двигаться вместе с жидкостью таким образом, что не будет происходить смещение жидкости относительно поля. Это означает, что если в жидкости существует градиент скорости, то должна появиться составляющая поля, ориентированная под прямыми углами к градиенту (фиг. 10-36). Теперь в соответствии с законом сохранения углового момента конвективное движение в ядре должно вести к неоднородному вращению, при котором восходящие массы (первоначально вблизи центра, следовательно, с малым угловым моментом) меняются местами с нисходящими, несущими с собой большой первичный угловой момент. Следовательно, внешняя часть ядра будет замедляться, тогда как внутренняя — ускоряться. (Любое магнитное поле, возникающее во внешней, медленной части, по-видимому, должно будет смещаться на запад по отношению к мантии, движущейся со скоростью, равной средней скорости ядра; в этом состоит возможное объяснение западного дрейфа вековой вариации.) Градиент угловой скорости в свою очередь создает тороидальное поле, силовые линии которого будут перпендикулярны градиенту угловой скорости, т. е. как бы обернуты вокруг оси вращения. Это тороидальное поле в принципе могло бы со временем усилиться и стать очень интенсивным безотносительно к величине первичного поля, из которого оно возникло. Сильное тороидальное поле предположительно могло бы каким-то образом взаимодействовать с конвективным движением с образованием наблюдаемого дипольного поля.

Каковы бы ни были детали процесса, большие размеры земного ядра играют существенную роль. Для усиления слабого первичного поля требуется, чтобы оно возникало скорее, чем распадалось. Скорость возникновения поля, как мы только что видели, пропорциональна скорости проводника, тогда как скорость распада обратно пропорциональна квадрату линейного размера ($t \sim \sigma L^2$). Следовательно, для усиления не требуется очень высоких скоростей, если L достаточно велико. Второй важный вывод указывает на то, что земное магнитное поле будет в значительной степени подчиняться режиму вращения Земли. Действительно, можно показать, что кориолисова сила, вероятно, является одной из главных наряду с силой $(\mathbf{j} \times \mathbf{H})$. Кориолисова сила приводит, во-первых, к неравномерному вращению и возникновению вышеупомянутого тороидального поля, во-вторых, она стремится ориентировать турбулентные вихри в ядре вдоль магнитных

полей, создаваемых этими вихрями. Это означает, что осредненное земное поле должно быть симметричным относительно оси вращения, т. е. геомагнитные полюса должны в среднем совпадать с полюсом вращения, а среднее по всем неосесимметричным членам в разложении потенциала (например, g_1^1, h_1^1, h_2^1) должно быть равно нулю, как, по-видимому, и показывают палеомагнитные данные по современным и плейстоценовым породам. Это обстоятельство существенно для интерпретации результатов палеомагнитных исследований более древних пород.

Источники тепла в ядре

Таким образом, считается, что земное магнитное поле создается МГД-механизмом благодаря взаимодействию вращения и конвективного движения в жидком проводящем ядре. Солнце, которое имеет магнитное поле, вращается, и в нем происходит конвективное движение. Луна и Марс не имеют магнитных полей (или имеют очень слабые поля), вероятно, из-за отсутствия жидкого ядра достаточных размеров; Венера не имеет поля, вероятно, потому, что вращается очень медленно. Остается вопрос: почему в земном ядре происходит конвекция и какие источники тепла в нем поддерживают движение и поставляют энергию для сохранения электрических токов? Как показано в гл. 11, тепловая энергия, которая питает механическое движение в мантии, предположительно создается в основном радиоактивностью; но обычные радиоактивные элементы, уран или калий, вообще трудно растворимы в жидком железе, и содержание радиоактивных элементов в железных метеоритах, если оно типично для ядра, слишком мало, чтобы поддерживать активную конвекцию.

Можно предположить и другие источники энергии. Например, на границе ядра и мантии может возникнуть турбулентное движение какого-то типа, вызванное различием скоростей прецессий двух этих тел, для которых отношения $(C_m - A_m)/C_m$ и $(C_c - A_c)/C_c$ (где c — ядро, m — мантия) должны быть различны. Возможно также, что ядро очень медленно остывает. Глубина внутри ядра, на которой истинная температура равна температуре плавления, будет со временем уменьшаться, и внутреннее ядро будет расти. Скрытая теплота кристаллизации, освобождающаяся в этом процессе, может оказаться достаточной для конвекции, даже несмотря на то, что скорость роста внутреннего ядра должна быть очень малой. Быть может, таким образом удастся установить некоторые ограничения для тепловой истории ядра и отсюда Земли в целом.

Рекомендуемая литература

Общие работы: *Coulomb J.*, *Jobert G.*, The Physical Constitution of the Earth, Hafner, New York, 1963; *Gutenberg B.*, Physics of the Earth's Interior, Acad. Press, New York, 1959; *Jacobs J. A.*, *Russell R. D.*, *Wilson J. T.*, Physics and Geology, McGraw-Hill, New York, 1959 (см. русский перевод: *Джекобс Дж.*, *Рассел Р.*, *Уилсон Дж.*, Физика и геология, «Мир», М., 1964); *Jeffreys H.*, The Earth, Cambridge, New York, 1963; *Jeffreys H.*, Earthquakes and Mountains, 2nd ed., Methuen, London, 1950.

По гравитации: *Garland G. D.*, The Earth's Spape and Gravity, Pergamon, New York, 1965.

По магнетизму: *Jacobs J. A.*, The Earth's Core and Geomagnetism, Pergamon, New York, 1963; *Dobrin M. B.*, Introduction to Geophysical Prospecting, McGraw-Hill, New York, 1960.

Распределение плотности и состав мантии и ядра: *Birch F.*, Density and composition of mantle and core, J., Geophys. Res., 69, pp. 4377—4388, 1964; *Clark S. P.*, *Ringwood A. E.*, Density distribution and constitution of the mantle, Rev. Geophys., 2, pp. 35—88, 1964; *Ringwood A. E.*, Mineralogy of the mantle, in: *Hurley P. M.*, ed., Advances in Earth Science, M.I.T.

Press, Cambridge, Mass., 1966; *Harris P. G., Reay A., White I. G.*, Chemical composition of the upper mantle, J. Geophys. Res., **72**, pp. 6359—6369, 1967.
Экспериментальные данные по ударным волнам: *Clark S. P.*, ed., Handbook of Physical Constants, Geol. Soc. Am. Mem. **97**, 1966 (см. русский перевод: *Кларк С.*, ред., Справочник физических констант горных пород, «Мир», М., 1969); *Birch F.*, Some geophysical applications of high-pressure research, in: *Paul W., Warschauer D. M.*, eds., McGraw-Hill, New York, 1963; *Alder B. J.*, Physics experiments with strong pressure pulses, in: *Paul W., Warschauer D. M.*, eds., Solids und Pressure, McGraw-Hill, New York, 1963; *Rice M. H., McQueen R. G., Walsh J. M.*, Compression of solids by strong shock waves, in: *Seltz F., Turnbull D.*, eds., Solid State Physics, ed. by F. Seltz, D. Turnbull, 6, Acad. Press, New York, 1958.

Глава 11

ИСТОЧНИКИ ТЕПЛА И ТЕПЛОВАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМЛИ

В настоящей главе рассматриваются источники тепла, существующие внутри земного шара, и тот способ, которым тепло переносится наверх. Эта тема имеет фундаментальное значение в науках о Земле, так как любой геологический процесс связан с источниками энергии. Тепло необходимо для образования магмы из твердой мантии, без него не могут протекать процессы метаморфизма. Поднятие горных хребтов или целого континента требует увеличения потенциальной энергии, которая может быть получена только из какого-то источника. Землетрясения и образование разломов возможны лишь при условии предварительной аккумуляции энергии напряжения, которая также должна откуда-то поступать. Каковы же эти источники энергии в Земле, где они находятся и каким образом происходит преобразование одних видов энергии в другие, скажем, тепловой в механическую и наоборот? Вот те вопросы, на которые мы попытаемся сейчас ответить.

Конечно, само понятие тепла близко смыкается с понятием температуры. Современное тепловое состояние (или, что то же самое, распределение температуры) и история Земли тесно связаны и в значительной мере обусловлены распределением и интенсивностью источников тепла как в настоящем, так и в прошлом. Фактически мы не знаем ни распределения температуры, ни положения источников тепла; и о том, и о другом мы должны судить, основываясь на наших наблюдениях на поверхности Земли. И здесь вновь неоднозначность решений математических уравнений приводит к существенной неопределенности, и вновь мы вынуждены прибегать к непрямому методу выбора моделей на базе косвенных данных, носящих в определенной мере субъективный характер. Многое еще в проблеме земного тепла остается неопределенным.

Рассмотрим наиболее характерную величину — тепловой поток на поверхности Земли.

Тепловой поток, источники тепла и его передача

Геотермический градиент и тепловой поток

Почти всегда температура пород в скважинах и шахтах увеличивается с глубиной. Геотермический градиент dT/dz (где z — глубина) обычно колеблется между 8 и 40° К/км на суше, но, как правило, несколько выше в глубоководных осадках. Следовательно, тепло должно переноситься в толще Земли снизу вверх. Тепловой поток $\mathbf{q}$ связан с температурным градиентом законом, подобным закону Ома, связывающему прохождение электрического тока с градиентом потенциала:

$$\mathbf{q} = -K \operatorname{grad} T, \qquad (11\text{-}1)$$

где K — теплопроводность, уже рассмотренная в гл. 2 (знак минус означает, что тепловой поток направлен от высокой температуры к более низкой). Тепловой поток обычно выражают в калориях на квадратный сантиметр на секунду; в этом случае K должна быть выражена в калориях на градус на сантиметр на секунду. Но как K, так и $\mathbf{q}$ могут иметь и другую размерность — в эргах или джоулях (1 Дж = $= 10^7$ эрг; 1 кал = 4,187 Дж; 1 мккал = $1 \cdot 10^{-6}$ кал). Теплопроводность K зависит от типа породы, а также от температуры, давления, пористости и содержания воды в поровом пространстве. Обычно величина K колеблется между $4 \cdot 10^{-3}$ и $10 \cdot 10^{-3}$ кал/(с·см·град); она несколько ниже в глубоководных осадках с высокой пористостью, в которых поры заполнены водой с низкой теплопроводностью. Таким образом, на суше типичная величина теплового потока может примерно равняться 1,5 мккал/(с·см^2), что соответствует измеренным значениям $K = 5 \cdot 10^{-3}$, $dT/dz = 30°$/км $= 3 \cdot 10^{-4}$ град/см. Среднее из нескольких тысяч измерений теплового потока на суше и морском дне действительно близко к 1,5, или приблизительно к 63 эрг/(с·см^2), хотя оно и меняется весьма существенно от одного района к другому (см. ниже). Общая отдача тепла Землей, таким образом, составляет $2{,}4 \cdot 10^{20}$ кал/год, или примерно 10^{28} эрг/год. (Площадь земного шара равна $5{,}1 \cdot 10^{18}$ см^2; 1 год = $3{,}15 \cdot 10^7$ с.)

Солнечная энергия. Хотя приведенная только что величина по нашим повседневным масштабам и кажется очень большой, она все же очень мала по сравнению с тем количеством тепла, которое Земля получает от Солнца. При вертикальном падении солнечных лучей каждый квадратный сантиметр земной поверхности получает $1{,}36 \cdot 10^6$ эрг/(с·см^2), а в среднем для Земли при обычных условиях 1 см^2 получает $0{,}34 \cdot 10^6$ эрг/(с·см^2). Именно солнечное тепло определяет температуру поверхности Земли. Никакие климатические флуктуации прошедших эпох не могут быть объяснены только изменениями внутреннего теплового потока, который в сравнении с солнечным теплом слишком мал, чтобы оказать сколько-нибудь заметное влияние на температуру поверхности.

Вероятно, будет интересно несколько отвлечься от основной темы главы, чтобы рассмотреть судьбу энергии, поступающей к нам от Солнца. Из законов термодинамики и излучения прямо вытекает, что тело [1], имеющее абсолютную температуру T, при условии равновесия должно излучать энергию $E = \sigma T^4$, где σ — постоянная Стефана — Больцмана — равна $5{,}67 \cdot 10^{-5}$ эрг/(с·см^2·град^4). Спектральный состав излучения зависит от температуры; по закону Вина длина волны λ_m, на которой излучается большая часть энергии, изменяется как $1/T$. При низких температурах излучение происходит в далекой инфракрасной части спектра, но по мере повышения температуры длина доминирующей волны укорачивается и тело начинает излучать сначала в инфракрасной, а затем и в видимой части спектра [2]. При температуре (около 6° С), при которой абсолютно черное тело излучало бы точно такое же количество энергии, какое оно получает от Солн-

[1] Строго говоря, только абсолютно черное тело подчиняется этому закону. Под абсолютно черным телом понимается такое тело, которое не отражает, а полностью поглощает падающее на него излучение. Тело, характеризующееся относительной излучательной способностью b, будет излучать часть b излучения абсолютно черного тела. Относительная излучательная способность хорошо отполированного серебра равна примерно 0,02, а черной краски — примерно 0,95.

[2] Именно таким образом может быть определена температура источника излучения — Солнца или любой звезды.

ца ($0{,}34 \cdot 10^6$ эрг/(с·см^2)), преобладающая длина волны составляет 10 мкм, т. е. это излучение попадает в инфракрасную часть спектра.

Поскольку средняя температура у поверхности Земли (около 10° С) ненамного больше только что приведенной цифры (6° С), этот факт можно рассматривать как надежное указание на то, что Земля в конечном счете излучает обратно в пространство все тепло, которое она получает от Солнца. Механизм этого процесса, однако, чрезвычайно сложен. Во-первых, не все солнечное излучение достигает поверхности, часть его (например, ультрафиолетовые волны) поглощается в атмосфере, а часть отражается Землей или облаками. Доля поглощаемой поверхностью Земли энергии зависит от характера этой поверхности (вода, лед, растительный покров и т. д.). Бóльшая часть инфракрасного излучения, испускаемого Землей, вновь поглощается водой и углекислым газом атмосферы и особенно облачного покрова, которые в свою очередь вновь излучают тепловую энергию, причем одна часть этого излучения направлена вверх, а другая вниз. В результате происходит повышение температуры поверхности Земли (так называемый парниковый эффект). При условии постоянства других факторов поступающее на Землю излучение изменяется в зависимости от смены дня и ночи и времени года; временами поток тепла направлен от поверхности вниз, тогда как в другие моменты времени (ночью, зимой) тепло поступает из приповерхностных слоев обратно вверх. Толщина слоя, затронутого этими температурными флуктуациями, ограничена из-за плохой теплопроводности Земли и потому обычно не превышает нескольких футов. Однако флуктуации, охватывающие длительные временны́е этапы и соответствующие климатическим изменениям, проникают глубже, причем глубина проникновения изменяется пропорционально квадратному корню длительности этапов. Все рассмотренные данные, по-видимому, недвусмысленно указывают на то, что Земля находится в состоянии равновесия с солнечным излучением; все тепло, получаемое ее поверхностью и атмосферой из любых источников, в конечном итоге испускается в космос. Таким образом, внутреннее тепло, поступающее к поверхности, также рассеивается в пространстве. То же самое можно сказать и о тепле, освобождающемся на поверхности Земли при вулканических извержениях, а также о потенциальной энергии, аккумулирующейся при поднятии горных хребтов и переходящей в конце концов в тепловую энергию трения, которая возникает при турбулентном движении водных потоков, сносящих эродированные обломки горных сооружений. В целом геологические процессы вызывают потерю энергии Землей.

Потери тепла земным шаром. Трудно точно оценить, сколько энергии теряет Земля в этих процессах. Вероятно, при извержении вулканов на сушу может поступать в среднем 1 км^3, или $3 \cdot 10^{15}$ г, лавы в год [1]. Поскольку при остывании и кристаллизации 1 г лавы с первоначальной температурой 1000° С высвобождается около 400 кал, суммарная выделяющаяся тепловая энергия может достигать $1{,}2 \cdot 10^{18}$ кал/год, т. е. около 0,5% внутреннего теплового потока ($2{,}4 \cdot 10^{20}$ кал/год). Однако эта величина не учитывает подводные извержения, о которых мы почти ничего не знаем. По оценке Менарда, в Тихоокеанском бассейне существуют около 10^4 вулканов высотой свыше 1 км, что намного превышает их количество на суше; все они образовались, вероятно, примерно за

[1] При этой скорости за $5 \cdot 10^9$ лет общий объем вулканогенного материала достиг бы $5 \cdot 10^{24}$ см^3, что соответствует почти всему объему континентальной коры.

последние 10^8 лет. Объем ежегодно доставляемого ими на дно океана материала, по данным Менарда, приближается к 0,24 км^3/год. Образование новой коры, предполагаемое гипотезой раздвигания морского дна (гл. 12), обусловило бы поступление из недр очень большого количества раскаленного материала, возможно, *около* 10^{16} г/год. *Однако приведенные* цифры достаточно неопределенны; по-видимому, тепло, доставляемое на поверхность извержениями лав, все же очень невелико по сравнению с тепловым потоком.

В некоторых районах (геотермальных районах) тепло поступает на поверхность в результате циркуляции воды (горячие источники, выходы пара, гейзеры, фумаролы и т. п.) в таких количествах, что оно может использоваться как энергия для промышленных нужд. Источник тепла в таких случаях не всегда известен; им может быть вулкан, хотя в большинстве случаев, судя по изотопному составу (отношение дейтерия к водороду и $^{18}O/^{16}O$), это обычные грунтовые (или дождевые) воды. В большинстве геотермальных районов (например, Лардерелло в Италии, Йеллоустон в США, Уайракей в Новой Зеландии) источником тепла, вероятно, являются неглубоко залегающие, остывающие интрузивные тела. Трудно точно определить количество тепла, поступающего на поверхность в геотермальных районах, так как на очень коротких расстояниях тепловой поток может резко изменяться. По-видимому, в отдельных участках на площади от 100 до 1000 км^2 тепловой поток может превышать нормальный в 10—100 раз, но, поскольку геотермальные районы занимают менее 1% общей площади суши, их роль в общем тепловом потоке Земли остается незначительной.

Количество энергии, необходимой для горообразования, крайне трудно оценить, так как мы очень немного знаем о механизме и скорости протекания этого процесса. Очень грубую оценку потенциальной энергии, требующейся для поднятия, можно сделать на базе следующего предположения. Положим, что в целом рельеф земной поверхности не изменяется в большой степени, следовательно, скорость поднятия должна быть в *среднем равна скорости денудации*, которая сама может быть определена из скорости переноса осадков. Скорость денудации, по-видимому, достигает порядка нескольких сантиметров за тысячу лет, хотя местами, как, например, в Гималаях (100 см за 1 тыс. лет), она бывает очень большой, а местами, как в районах, лежащих ниже уровня моря, приближается практически к нулю. Общая ежегодно образующаяся таким образом масса осадков m может быть приблизительно определена, если умножить площадь всей суши (примерно $1{,}5 \cdot 10^{18}$ см^2) на, скажем, $5 \cdot 10^{-3}$ см и на плотность осадков. Энергия mgh, освобождающаяся при падении массы m со средней высоты h (которая не больше 1 км, поскольку средняя высота континентов над уровнем моря меньше этой цифры) под влиянием силы тяжести g, не может быть больше, чем примерно 10^{24} эрг/год. Эта величина, как мы видим, вновь очень невелика по сравнению с тепловым потоком, составляющим 10^{28} эрг/год.

Энергия, потребляемая при деформациях *иного типа, нежели поднятия*, также с трудом поддается оценке. Какие-то указания на ее величину можно получить из известных данных о количестве ежегодно высвобождающейся при землетрясениях энергии, составляющей примерно 10^{26} эрг. Эта энергия в существенной мере проявляется в виде энергии упругости, аккумулирующейся в породах до возникновения разрывов сплошности. Неэластичная энергия деформаций не может быть, по-видимому, намного большей.

Из всего сказанного очевидно, что внутренний тепловой поток занимает главенствующее место среди прочих источников тепловой энергии Земли. Если бы мы смогли достоверно объяснить его происхождение и величину, мы могли бы тогда быть уверенны, что находимся на правильном пути к пониманию эволюции нашей планеты.

Источники тепла в Земле

На первый взгляд кажется, что установить соответствующий источник теплового потока нетрудно. Рассмотрим некоторые возможные источники:

1. *Охлаждение Земли от первоначального горячего состояния.* Существует предположение, что Земля могла образоваться путем уплотнения горячего газа, хотя по ряду причин эта точка зрения представляется в настоящее время маловероятной. Как упоминалось в гл. 10, образование Земли в результате слипания мелких холодных частиц привело бы к высвобождению очень большого количества гравитационной энергии. Эта энергия должна была в основном испуститься в пространство в виде излучения, но все же часть ее могла остаться в Земле.

2. *Сепарация вещества ядра.* Различие в гравитационной энергии однородной Земли и такой, какой мы ее видим в действительности (с тяжелым ядром и более легкой мантией), довольно велико — порядка 10^{38} эрг. Высвобождение гравитационной энергии могло происходить во время образования Земли или вскоре после этого. С другой стороны, ядро могло и постепенно разрастаться в результате медленного опускания более плотного вещества к центру.

3. *Приливное трение.* Гравитационный потенциал Луны и Солнца (воздействие Солнца примерно вдвое меньше лунного) в любой точке Земли варьирует во времени, поскольку положение Солнца и Луны по отношению к этой точке меняется в результате вращения Земли и орбитального движения Луны. Эквипотенциальная поверхность, такая, как поверхность океанов, периодически деформируется, что вызывает всем нам известные приливы и отливы моря. Деформируется также и тело Земли, причем каждая точка ее поверхности радиально перемещается к центру или от него с амплитудой около 30 см (земные приливы и отливы). Деформация Земли носит в существенной мере упругий характер, хотя неидеальная упругость (внутреннее трение) и вязкость морской воды приводят к рассеянию в виде тепла кинетической энергии вращения Земли [1]; скорость вращения Земли соответственно уменьшается. Замедление скорости вращения $d\omega/dt$ наблюдается астрономическими методами и равно примерно $5 \cdot 10^{-22}$ рад/с^2. Так как кинетическая энергия вращения $E = C\omega^2/2$, где C — момент инерции вокруг оси вращения, то темп рассеяния энергии равен

$$\frac{dE}{dt} = C\omega \frac{d\omega}{dt},$$

или примерно $3 \cdot 10^{19}$ эрг/с. Небольшая доля этой энергии расходуется на удаление Луны от Земли, остальная часть, рассеивающаяся в виде тепла, составляет около 10% теплового потока. Где именно рассеивается энергия, точно неизвестно; значительная часть ее, вероятно, переходит в тепло в приливных течениях мелководных морей и потому не имеет отношения к тепловому потоку, замеренному на суше или на дне океа-

[1] Если бы Земля не вращалась, положение какой-либо точки на ее поверхности относительно Луны изменялось бы несравненно медленнее и при этом рассеивалось бы гораздо меньшее количество энергии. Рассеяние стремится главным образом снизить скорость порождающего его вращения, хотя оно влияет также и на движение Луны.

на. Однако часть тепловой энергии может высвобождаться в самом теле Земли и участвовать в формировании теплового потока, причем этот источник мог играть видную роль в более ранние геологические времена, когда Луна была ближе к Земле [1], а вращение Земли было более быстрым.

4. *Радиоактивность.* Радиоактивные ядра элементов распадаются, испуская с очень большой скоростью α-частицы (например, ^{238}U) или электроны (например, ^{87}Rb) (гл. 4). Эти частицы останавливаются при соударениях с окружающими атомами, их кинетическая энергия переходит в тепло. γ-Лучи, испускаемые при распаде ядра, также поглощаются на небольшом расстоянии от источника излучения. Таким образом, энергия, высвобождаемая при распаде нестабильных радиоактивных ядер, преобразуется в тепловую; 1 г ^{238}U, например, дает 0,94 эрг/с, а 1 г ^{40}K — 0,28 эрг/с. Зная количество радиоактивных элементов в какой-либо породе, можно рассчитать скорость генерации в ней тепла. Типичные величины для разных пород приведены в табл. 11-1. Хотя эти цифры кажутся небольшими, в действительности они весьма значительны. Предположим, к примеру, что кора мощностью 30 км состоит из гранита. Тогда колонка породы сечением 1 см^2 будет содержать $3 \cdot 10^6$ см^3, или (при плотности гранита 2,7 г/см^3) $8{,}1 \cdot 10^6$ г. Тепло, образующееся в такой колонке, составит 2,1 мккал/с, что превышает средний тепловой поток. Если же массу мантии принять приблизительно равной $4 \cdot 10^{27}$ г и предположить, что она состоит из материала, подобного материалу хондритовых метеоритов, то образующееся тепло будет достигать величины примерно $5 \cdot 10^{12}$ кал/с, что втрое превышает величину общего теплового потока

[1] По мере того как Земля теряет угловой момент, Луна должна получать равное его количество. Это по закону Кеплера обусловливает удаление Луны от Земли.

ТАБЛИЦА 11-1

Радиогенное тепло, образующееся в породах

Тип породы	Скорость генерации тепла, кал/(г·с)
Гранит	$2{,}6 \cdot 10^{-13}$
Базальт	$3{,}8 \cdot 10^{-14}$
Перидотит	$2{,}9 \cdot 20^{-16}$
Дунит	$6{,}0 \cdot 10^{-17}$
Хондритовый метеорит	$1{,}2 \cdot 10^{-15}$
Железные метеориты	$1{,}0 \cdot 10^{-18}$

Земли. Важным источником внутреннего тепла Земли должен быть, очевидно радиоактивный распад.

В табл. 11-1 обращает на себя внимание взаимосвязь между количеством образующегося тепла и содержанием кремнезема. Видимо, геохимические условия накопления урана и тория очень близки к таковым для калия; эти элементы концентрируются в кислых породах в значительно большей степени, чем в основных.

Тепловой поток в океанах и на континентах

Поскольку континенты содержат большие массы гранитов, которые являются самым мощным источником тепла по сравнению со всеми другими породами, долгое время полагали, что на континентах тепловой поток должен быть гораздо больше, чем в океанических бассейнах, где граниты отсутствуют. Поэтому полной неожиданностью было сообщение о том, что первые измерения теплового потока в глубоководных осадках в 1950 г. дали величины, близкие к наблюдаемым на суше. Среднее из всех измерений, проведенных в океанах, не отклоняется существенно от средней величины теплового потока на суше.

При объяснении этого чрезвычайно интересного факта обычно исходят из предположения, что общее количество радиоактивных веществ в кон-

тинентальных и океанических областях примерно одинаково, но распределены они по-разному. Ясно, что океанический тепловой поток должен идти из мантии, поскольку кора в пределах океанов слишком тонка (гл. 10), чтобы генерировать много тепла. Предположим теперь, что первоначально мантия повсеместно имела одинаковый состав и содержала одинаковое количество радиоактивных элементов. Но в некоторых областях (нынешние континенты) процесс частичного расплавления привел к выделению из мантии и всплыванию наверх не только вещества, образующего в настоящее время континенты, но также и основной части первично содержавшихся в ней радиоактивных элементов. В сущности, этот подход сводится к допущению, что уран, торий и калий перемещаются вместе с другими сиалическими элементами (кремнием, алюминием, натрием и т. п.), которыми кора значительно обогащена по сравнению с мантией. То, что мантия под континентами в настоящее время, по-видимому, обеднена большинством дающих тепло элементов, приводит, как мы сейчас увидим, к интересным заключениям о распределении температур.

Тепловой поток далеко не однообразен как на континентах, так и в океанах. В этом отношении поучительна табл. 11-2, составленная по данным Ли и Уэды. Как ясно показывают цифры стандартного отклонения, величина теплового потока сильно изменяется и внутри любой из перечисленных областей. Фон Герцен, например, обратил внимание на регион в западной части Тихого океана, расположенный около экватора между 115 и 135° з. д. В этом глубоководном бассейне средняя величина теплового потока, по данным 39 станций, равна всего 0,79 (стандартное отклонение 0,57). За пределами региона на расстоянии лишь 175 км тепловой поток изменяется от низких до средних и высоких значений. Подобные регионы, но с аномально высоким тепловым потоком имеются и в других местах, вдали от каких-либо активных хребтов.

Большой интерес представляет соотношение между тепловым потоком и геологическим строением района. Низкий тепловой поток на докембрийских щитах, будь то в Австралии, Канаде, Индии, Африке или на Украине, указывает, что они содержат гораздо меньше гранитов, чем предполагалось ранее. Их средний состав в действительности должен быть ближе к базальту, чем к граниту (табл. 11-1). Щиты представляют собой стабильные области,

ТАБЛИЦА 11-2

Значения теплового потока для типичных геологических структур

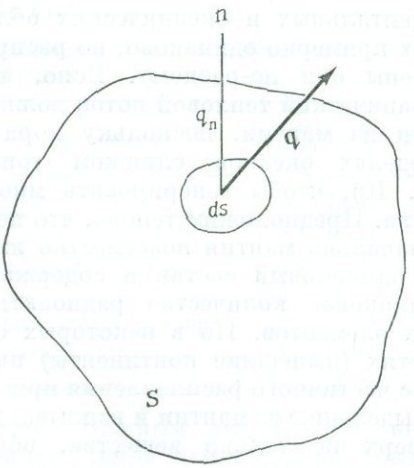
Геологическая структура района	Количество измерений	Среднее, мккал/(с·см²)	Стандартное отклонение
Суша			
Щиты	26	0,92	0,17
Мезо-кайнозойские орогенные области	19	1,92	0,49
Кайнозойские вулканические области (включая геотермальные районы)	11	2,16	0,46
Океан			
Бассейны	273	1,28	0,53
Хребты	338	1,82	1,56
Желоба	21	0,99	0,61

в которых начиная с докембрия тектоническая активность и поднятия могли проявляться лишь в очень ограниченных масштабах. В противоположность этому высокий тепловой поток в большинстве современных орогенных областей позволяет уверенно считать, что орогения каким-то образом связана с крупными нарушениями теплового режима. Откуда все же поступает тепло и как оно переносится? Как поступление тепла связано с поднятием и деформацией?

Перенос тепла в Земле

Средняя интенсивность источников тепла (или содержание радиоактивных элементов в Земле) не может быть получена просто путем деления суммарного теплового потока на поверхности на массу Земли. При подобном расчете допускалось бы, во-первых, что тепло, выходящее за единицу времени, в точности равно теплу, генерируемому в ту же единицу времени, или, иными словами, что Земля никогда не нагревается и никогда не остывает. Доказательств этому у нас нет. Кроме того, передача тепла через Землю не мгновенна; тепло, образуемое сейчас на большой глубине, не может достигнуть поверхности раньше, чем через определенный промежуток времени, и поэтому не может участвовать в современном тепловом потоке. Очевидно, что этот вопрос следует рассмотреть более детально.

Уравнение теплопроводности. Установим сначала общую связь между образованием тепла, распределением температуры и изменением температуры со временем. Представим себе среду, содержащую равномерно распределенные источники тепла интенсивностью ε (кал/(с·см^3)). На фиг. 11-1 показана произвольная поверхность S, ограничивающая часть среды объемом V. Пусть $\mathbf{q}$ — тепловой поток в любой точке этой поверхности.



ФИГ. 11-1. Тепловой поток через ограниченный участок поверхности S.

Общее количество тепла Q, проходящее через поверхность за единицу времени, равно

$$Q = \int_S q_n \, dS,$$

где q_n — составляющая вектора теплового потока вдоль проведенной извне нормали к элементу поверхности dS. Закон сохранения энергии требует, чтобы Q было равно сумме генерируемого за единицу времени тепла в пределах, очерченных поверхностью, $\int_V \varepsilon \, dV$, и тепла, освобожденного при остывании. Если $\partial T/\partial t$ — изменение температуры T за время t, то соответствующее изменение в содержании тепла, т. е. выделившееся тепло, при удельной теплоемкости c составит $c\,(\partial T/\partial t)$ на единицу массы, или $\rho c\,(\partial T/\partial t)$ на единицу объема. Таким образом,

$$\int_S q_n \, dS = \int_V \left(\varepsilon - \rho c \frac{\partial T}{\partial t}\right) dV, \quad (11\text{-}2)$$

где знак, предшествующий $\partial T/\partial t$, напоминает нам, что тепло выделяется только в случае, если тело остывает, т. е. если его температура уменьшается со временем.

Левая сторона этого уравнения легко преобразуется с помощью теоремы

Остроградского — Гаусса:

$$\int_S q_n\, dS = \int_V \operatorname{div} \mathbf{q}\, dV,$$

но поскольку из уравнения (11-1) следует, что $\mathbf{q} = -K \operatorname{grad} T$, то $\operatorname{div} \mathbf{q} = -K\nabla^2 T$ при предположении, что теплопроводность одинакова во всем теле. Поэтому, подставляя в уравнении (11-2) и группируя члены, получаем

$$\int \left(K\nabla^2 T + \varepsilon - \rho c \frac{\partial T}{\partial t}\right) dV = 0.$$

Поскольку это соотношение должно оставаться в силе для любой произвольной поверхности S и любого объема V, оно должно выдерживаться в каждой точке. Следовательно, подынтегральное выражение всегда должно равняться нулю и

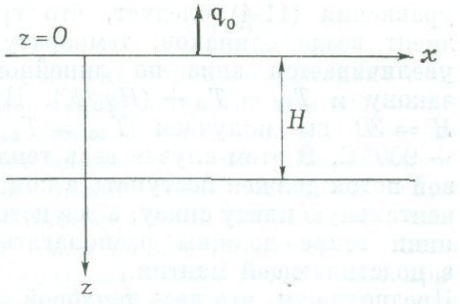
$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t} = K\nabla^2 T + \varepsilon,$$

или

$$\frac{\partial T}{\partial t} = h\nabla^2 T + \frac{\varepsilon}{\rho c}, \qquad (11\text{-}3)$$

где $h = K/\rho c$ — коэффициент температуропроводности. Уравнение (11-3) представляет собой искомое соотношение.

Решение для установившегося теплового режима. Чтобы отчетливо представить себе некоторые соотношения, существующие между распределением источников тепла и температурой, рассмотрим первый простой случай, когда тепловое равновесие уже достигнуто и температура больше не изменяется во времени, т. е. $\partial T/\partial t = 0$. На фиг. 11-2 показана бесконечная плита толщиной H, представляющая, скажем, континент, на поверхности которого тепловой поток q_0 равен 1,5 мккал/(с·см²). Каким же тогда будет постоянное распределение температуры в толще континента? Так как предполагается, что эта неограниченной протяженности плита во всех своих частях однородна, то температура не зависит



ФИГ. 11-2. Тепловой поток через однородную бесконечную плиту.

от координат x и y в горизонтальной плоскости. Поэтому уравнение (11-3) упрощается до вида

$$\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = -\frac{\varepsilon}{K}.$$

После интегрирования получаем

$$\frac{\partial T}{\partial z} = -\frac{\varepsilon}{K} z + c_1. \qquad (11\text{-}4)$$

Второе интегрирование дает

$$T = -\frac{1}{2}\frac{\varepsilon}{K} z^2 + c_1 z + c_2, \qquad (11\text{-}5)$$

где c_1 и c_2 — постоянные, которые определяются из граничных условий. Пусть температура на поверхности $z = 0$ будет T_0, тогда $c_2 = T_0$. Постоянная c_1 в уравнении (11-4), очевидно, равна направленному вниз температурному градиенту на поверхности $z = 0$, который в свою очередь равен направленному вверх тепловому потоку q_0, деленному на K. Следовательно, $c_1 = q_0/K$ и

$$T = T_0 + \frac{q_0}{K} z - \frac{1}{2}\frac{\varepsilon}{K} z^2. \qquad (11\text{-}6)$$

Тогда температура в подошве континента равна

$$T_H = T_0 + \frac{H}{K}\left[q_0 - \frac{1}{2}\varepsilon H\right]. \qquad (11\text{-}7)$$

Если $K = 5 \cdot 10^{-3}$ кал/(с·см·град), то градиент на этой поверхности равен 30°/км, или $3 \cdot 10^{-4}$ град/см. Если сам континент вообще не содержит источников тепла, то $\varepsilon = 0$ и из

уравнения (11-4) следует, что градиент везде одинаков, температура увеличивается вниз по линейному закону и $T_H = T_0 + (Hq_0/K)$. При $H = 30$ км получаем $T_{30} = T_0 + 900°$ С. В этом случае весь тепловой поток должен поступать в континентальную плиту снизу, а все источники тепла должны располагаться в подстилающей мантии.

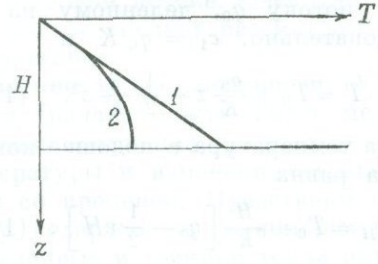
Предположим, что весь тепловой поток формируется в теле самого континента. Это означает, что тепло не поступает к континенту снизу и, таким образом, температурный градиент на поверхности $z = H$ будет равен нулю. Следовательно, из уравнения (11-4) получаем

$$0 = \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)_{z=H} = -\frac{\varepsilon}{K}H + c_1 = -\frac{\varepsilon}{K}H + \frac{q_0}{K},$$

или $\varepsilon = q_0/H$. Уравнение (11-7) тогда упрощается до вида

$$T_H = T_0 + \frac{1}{2}H\frac{q_0}{K} = T_0 + 450°.$$

На фиг. 11-3 проиллюстрирован следующий обобщенный вывод. При данной скорости генерации тепла или при данном тепловом потоке температура на любой глубине тем больше, чем больше глубина захоронения источников тепла. Перемещение источников тепла из толщи самого континента в мантию приводит к увеличению температуры в основании континента от 450 до 900° С. Если бы все источники размещались на поверхности континента (хотя физически это допущение невероятно), температура везде в точности равнялась бы T_0. Действительно, если бы источники тепла находились на поверхности, то тепло не было бы вынуждено проникать сквозь плиту и температурный градиент везде равнялся бы нулю. На фиг. 11-3 кривизна линии зависимости температуры от глубины в любой своей точке является мерой интенсивности источников тепла в этой точке. При отсутствии источников тепла (как на кривой *1* фиг. 11-3) кривая превращается в прямую.



ФИГ. 11-3. Распределение температур в континентальной плите при установившемся тепловом режиме.

1 — при условии что тепло не генерируется в континентальной коре; *2* — при условии что весь поверхностный тепловой поток генерируется в континентальной коре.

Аналогичная закономерность может быть доказана и для сферы. Если сфера радиусом a совершенно однородна и источники тепла распределены в ней равномерно (ε не зависима от r), то температура обусловлена только расстоянием от центра r. Тогда легко может быть найдено решение [1]:

$$T = T_0 + \frac{1}{6}\frac{\varepsilon}{K}(a^2 - r^2), \quad (11\text{-}8)$$

где T_0 — температура на поверхности. При установившемся тепловом режиме тепловой поток на поверхности q должен быть таким, что все генерируемое в сфере тепло $(4/3)\,\pi a^3\varepsilon$ будет равно суммарному потоку на поверхности $4\pi a^2 q_0$. Следовательно, $q_0 = (1/3)\,\varepsilon a$. Температура T_c в центре, т. е. при $r = 0$, равна

$$T_c = T_0 + \frac{1}{2}\frac{q_0 a}{K}.$$

При $q_0 = 1{,}5 \cdot 10^{-6}$, $a = 6 \cdot 10^8$ см, $K = 6 \cdot 10^{-3}$ кал/(с·см·град)

$$T_c = T_0 + 75\,000°\text{C}.$$

[1] В сферических координатах r, θ, ψ и, как допускается здесь, при полной сферической симметрии операторы Лапласа $\nabla^2 T$ упрощаются до единственного выражения

$$\frac{1}{r^2}\frac{\partial}{\partial r}\left(r^2\frac{\partial T}{\partial r}\right).$$

Легко видеть, что если бы все источники тепла концентрировались в самом центре сферы, температура там была бы бесконечно большой. С другой стороны, если бы все источники тепла располагались на поверхности, т. е. $r = a$, то температура повсеместно просто равнялась бы T_0. Это ясно демонстрирует тщетность попыток вычислить температуру внутри земного шара, не зная более или менее достоверно, как распределены в нем источники тепла.

Решения, учитывающие время. Предположим, что нам известно распределение температуры в какой-то момент времени $t = 0$ и мы хотим определить температуру спустя некоторое время. Если источники тепла отсутствуют, уравнение (11-3) при $\varepsilon = 0$ описывало бы процесс остывания тела. Математические решения здесь несколько более громоздкие, чем при установившемся тепловом режиме (за исключением случаев очень простой геометрии тела, например сферы), и нет особой необходимости детально рассматривать их в этой работе. Интересно отметить, что в уравнении (11-3) отражена связь, существующая между временем остывания и размерами тела. Ясно, что выражение в левой части уравнения ($\partial T/\partial t$) имеет размерность температура на время (например, градусы в секунду). Размерность коэффициента температуропроводности h — квадрат длины на время (см^2/с), поэтому оператор Лапласа должен иметь размерность температура на квадрат длины, что очевидно из его определения (температура, деленная на квадрат координаты, например $\partial^2 T/\partial z^2$). Поэтому можно предсказать — и все формальные решения подтвердят это,— что время остывания (или нагревания, или в более общем виде время передачи тепла) будет увеличиваться прямо пропорционально квадрату линейного размера тела (a^2 для сферы) и обратно пропорционально коэффициенту температуропроводности h, т. е.

$$t \sim L^2/h^1.$$

Для многих пород коэффициент температуропроводности при нормальных температуре и давлении составляет около 0,01 см^2/с. Характерное для Земли время переноса тепла (например, время, необходимое, чтобы тепло из центра Земли достигло поверхности) будет тогда равно примерно $(6{,}4 \cdot 10^8)^2/10^{-2} = 40 \cdot 10^{18}$ с, или 10^{12} лет, т. е. гораздо больше, чем возраст Земли! Земля настолько велика, а ее коэффициент температуропроводности так мал (породы — хорошие изоляторы), что одна теплопроводность не может обусловить заметное охлаждение ее глубоких частей (см. ниже). Соответственно, если тепло переносится кондуктивным путем, как мы до сих пор допускали, то тепло, испускаемое сегодня с поверхности, за время жизни Земли не могло переместиться больше, чем на несколько сотен километров. И, следовательно, тепло, если оно и генерируется ныне в нижней мантии, не принимает участия в современном тепловом потоке с поверхности.

Низкая скорость, с которой тепло передается сквозь породы, имеет несколько следствий. Ясно, что решения уравнений для установившегося теплового режима неприемлемы для Земли в целом, поскольку, во-первых, возраст Земли меньше времени, необходимого, чтобы установилось равновесие, и, во-вторых, время охлаждения (или разогревания) для Земли сравнимо с временем радиоактивного распада. Так как период полураспада ^{238}U равен примерно $4{,}5 \cdot 10^9$ лет, количество ^{238}U в Земле будет заметно изменяться в течение времени, которое понадобилось бы, чтобы Земля достигла теплового рав-

[1] Обратите внимание на подобие формы этого выражения и выражения времени затухания электрического тока или магнитного поля.

новесия. Поэтому количество образующегося тепла ε в уравнении (11-3) также должно рассматриваться как функция времени, что делает решение еще более сложным.

Время, необходимое для передачи тепла, по-видимому, имеет большое геологическое значение, поскольку оно, вероятно, обусловливает геологический масштаб времени в целом, т. е. скорость, с которой могут протекать геологические процессы (эпохи вулканической деятельности, деформации, орогении). Мы отмечали выше различие в тепловом потоке на устойчивых докембрийских щитах и в более молодых орогенных областях. Так как для передачи тепла через 100-километровую толщу пород требуется около $3 \cdot 10^8$ лет, подобное различие в тепловом потоке не может установиться намного быстрее; другими словами, орогенные этапы, отражающие в определенной мере нарушения теплового режима в коре и подстилающей мантии, должны иметь временной масштаб порядка нескольких сотен миллионов лет.

Из уравнения (11-3) выводится еще одно важное следствие. Поскольку время входит в это уравнение только как первая производная, решения его действительны только для $t > 0$. Зная распределение температуры и источников тепла в какой-то начальный момент времени $t = t_0$, из уравнения (11-3) можно рассчитать распределение температуры в любое более позднее время, но уравнение не позволяет установить, что же происходило до t_0. Причина этого имеет фундаментальное значение и кроется в необратимости теплового потока и соответствующей необратимости времени (гл. 4). В любом изолированном теле температура будет стремиться распределиться равномерно, невзирая на первоначальное ее распределение. Наоборот, одинаковая современная температура может соответствовать бесконечному количеству вариантов предшествовавшего распределения температуры. Мы без труда можем представить себе распространение тепла из первоначального горячего места, но обратный процесс физически немыслим, поскольку при любом самопроизвольном процессе в изолированной системе энтропия должна увеличиваться. Отсюда следует, что даже если бы мы знали современное распределение температуры и тепловых источников в Земле, то все равно не смогли бы использовать эти данные для того, чтобы рассчитать состояние Земли в более раннее время. Первоначальное распределение температуры можно лишь предполагать, определить его можно только каким-либо косвенным методом.

Следствия, вытекающие из характера распределения температур в верхней мантии. Хотя кондуктивный перенос тепла в Земле — процесс, по-видимому, очень медленный, имеются определенные соображения, позволяющие считать, что по крайней мере в более глубоких частях земного шара скорость переноса тепла несколько больше, чем значение этой скорости, выведенное выше, при расчете коэффициента температуропроводности. Эти соображения вытекают из вычисления распределения температуры в верхней мантии.

Чтобы избежать трудностей, обусловленных неопределенностью состава и содержания радиоактивных элементов в континентальной коре, рассмотрим океанический бассейн с тонкой (4—8 км) корой и тепловым потоком на поверхности, равным, скажем, 1,3 мккал/(с·см^2). Допустим, что подстилающая мантия сложена перидотитом, скорость генерации тепла которым указана в табл. 11-1; следовательно, выделение тепла единицей объема породы составит 10^{-15} кал/(с·см^3). Примем $K = 10^{-2}$ кал/(с·см·град) и $T_0 = 0°$ С. Если пренебречь кривизной Земли, то из уравнения (11-7) следует, что температура T_{200} при установившемся режиме равна 2600° С. Давление

на этой глубине достигает 65 кбар. При 65 кбар и 2600° С перидотит должен был бы полностью расплавиться, чего в действительности нет, поскольку мантия на этой глубине пропускает S-волны (гл. 10), которые не могут распространяться через жидкость. Если же, с другой стороны, мы используем уравнение (11-8) для сферической Земли, то температура на глубине 200 км достигнет лишь 420° С, но поверхностный тепловой поток ($1/3\varepsilon a$) будет равен только 0,21 мккал/(с·см^2). Чтобы получить близкий к действительному тепловой поток, мы должны предположить, что Земля состоит из вещества, содержащего в несколько раз больше радиоактивных элементов, чем перидотит; но в этом случае температура на 200-километровой глубине опять достигнет точки плавления.

Чтобы устранить эти несоответствия, мы должны внести в модель одну из двух или обе следующие поправки:

1. Увеличить в десять раз и более предполагаемую скорость генерации тепла в верхней мантии так, чтобы увеличить кривизну температурной кривой, заставив ее везде проходить ниже кривой точки плавления. Однако, как упоминалось ранее, существует корреляционная связь между содержанием в породе радиоактивных компонентов и кремнезема. По-видимому, мало вероятно, чтобы какие бы то ни было обычные ультрабазитовые породы могли генерировать достаточное количество радиогенного тепла. Мы должны допустить тогда, что верхняя мантия состоит из вещества, более богатого кремнеземом, чем перидотит, и содержащего более высокие концентрации радиоактивных элементов. Это могла бы быть, например, смесь, состоящая на 1/4 из базальта и на 3/4 из перидотита (гл. 6, 10), названная Рингвудом пиролитом.

2. Увеличить эффективную теплопроводность настолько, чтобы уменьшить температурный градиент, обеспечивающий передачу данного количества тепла. Это, вероятно, может иметь место в двух случаях — при переносе тепла излучением или конвекцией.

Перенос тепла излучением. Коэффициент теплопроводности K, входящий в уравнение (11-1), описывает обычный процесс переноса тепла через твердое тело. Тепло, как вид энергии, существует в твердом теле в форме энергии движения его частиц, которые колеблются вокруг их средних положений в кристаллической решетке с частотой, зависящей от величины межатомных сил, и амплитудой, однозначно связанной с общим содержанием тепловой энергии, т. е. температурой твердого тела. Когда один конец такого тела нагревается, амплитуда колебаний кристаллической решетки в этом месте увеличивается, и вслед за этим движение постепенно передается от одной частицы к другой; можно думать, что тепло проникает сквозь тело, как упругие волны. Теплопроводность не обнаруживает тесной связи с давлением, но обычно уменьшается с увеличением температуры.

Однако при высоких температурах теплопроводность многих электрически непроводящих веществ (т. е. неметаллов) быстро растет с увеличением температуры (примерно пропорционально T^3). Здесь тепло передается излучением. Ранее уже упоминалось, что тело с температурой T излучает электромагнитную энергию с интенсивностью, пропорциональной T^4. При низких температурах длина волн этого излучения очень велика; оно попадает в ту часть спектра, для которой большинство твердых тел почти непроницаемо. Поэтому излучение, испускаемое более горячей частью тела, не может проникнуть сколько-нибудь далеко, не будучи вновь поглощенным, и передача энергии ограничена. Однако по закону смещения Вина длина

волны λ_m, на которой излучается большая часть энергии, равна $\lambda_m = 0{,}29/T$, где T — абсолютная температура. Поэтому при $T = 2000^\circ$ К $\lambda_m = 1{,}45 \cdot 10^{-4}$ см $= 14\,500$ Å, и большая часть энергии излучается в близкой к инфракрасной и видимой части спектра, где многие неметаллы, и в частности многие силикаты, прозрачны. Излучение поэтому может без поглощения проникать на большое расстояние, и в результате скорость передачи энергии увеличивается, так как скорость самого излучения равна скорости света в твердом теле [1] и несравненно больше скорости распространения упругих волн, контролирующей обычную теплопроводность. Конечно, многие силикаты в действительности поглощают и волны определенной длины в видимой части спектра (в соответствии с их цветом), и инфракрасные волны, соответствующие частоте колебаний кристаллической решетки. Но если кристалл не абсолютно черный, то при высокой температуре передача тепла излучением превосходит его кондуктивный перенос. Поэтому на больших глубинах, в мантии, где температура достаточно высока и приближается к точке плавления, перенос тепла излучением может быть настолько значительным, что температурный градиент уменьшиться, скажем, в 3—5 раз. Точный расчет здесь невозможен, поскольку непроницаемость [2] вещества является функцией температуры, давления, а также физического состояния. Так, крупные чистые монокристаллы, очевидно, более проницаемы, чем агрегаты, состоящие из многих мелких зерен, в которых свет рассеивается границами зерен и неоднородностями любого другого типа. Расчеты температуры становятся также более сложными, так как K теперь уже является функцией T и зависит поэтому от положения в теле; $\operatorname{div} \mathbf{q} = \operatorname{div}(-K \operatorname{grad} T) = -K\nabla^2 T + \operatorname{grad} K \cdot \operatorname{grad} T$, т. е. в уравнении (11-3) появляется дополнительный член.

Второй возможный путь резкого увеличения скорости теплопередачи в мантии — это, как уже упоминалось, конвекция. Она настолько важна для геологов и геофизиков, что заслуживает отдельного рассмотрения, к которому мы сейчас и приступаем.

Конвекция

Определение. Под конвекцией понимается перемещение масс в жидкости, возникающее при гравитационной дифференциации вещества с различной плотностью, обусловленной неравенством температур. Имеется в виду жидкость, для которой характерны неодинаковая температура в разных ее частях, а потому и неодинаковая плотность. В общем случае гравитационная энергия может быть получена при перемещении вверх менее плотных и вниз более плотных частей жидкости. При этом горячие массы при движении переносят тепло.

В широких масштабах конвекция происходит в атмосфере и океанах; именно в результате конвекции большая часть солнечного тепла, получаемого Землей в экваториальных районах, переносится в более высокие широты. Конвекция, вероятно, свойственна также земному ядру, где обусловленное ею движение масс может генерировать электрические токи, поддерживающие магнитное поле

[1] Скорость света в вакууме, деленная на показатель преломления.

[2] Непроницаемость определяется следующим образом. Если интенсивность излучения уменьшается от I_0 до I_x после того, как излучение проникло на расстояние x, то непроницаемость α можно выразить следующим образом:

$$I_x = I_0 e^{-\alpha x},$$

или

$$\alpha = \frac{1}{x} \ln \frac{I_0}{I_x}.$$

Земли; электрические токи в свою очередь поддерживаются за счет гравитационной энергии, освобождающейся в результате конвекции (гл. 10). Конвекция в мантии, как полагают, обеспечивает преобразование тепла в механическую работу, необходимую, например, для передвижения континентов и горообразования.

С первого взгляда кажется парадоксальным говорить о конвекции, вызывающей в наших мыслях ассоциацию с жидкостью, применительно к мантии, которая в других наблюдениях, как, например, при изучении распространения сейсмических волн, проявляет себя как тело с крайне высокой твердостью. Несомненно, что материал мантии в лучшем случае может рассматриваться как вещество с огромной вязкостью. Но в действительности мы не знаем точно, как это вещество реагирует на напряжения большой длительности, и соответственно не можем надежно предсказать, какие перемещения вещества и с какой скоростью будут происходить в мантии. Тем не менее интересно показать, что даже при очень медленных течениях, которые могут осуществляться в столь крайне вязком веществе, конвективный перенос тепла, по-видимому, по крайней мере столь же важен, как и кондуктивный.

Уравнение теплопроводности, учитывающее конвекцию. Рассмотрим, как модифицировать уравнение теплопроводности (11-3), чтобы можно было учесть влияние конвекции. Пусть x, y и z — координаты движущейся части жидкости, тогда x, y и z изменяются в зависимости от времени t. Составляющие скорости v будут $v_x = dx/dt$ и т. д. Температура T изменяется со временем t, поскольку рассматриваемый конкретный участок жидкости может получать (или терять) тепло по мере движения в более горячие (или более холодные) области. Поэтому T есть функция x, y, z и t и

$$dT = \frac{\partial T}{\partial x}\,dx + \frac{\partial T}{\partial y}\,dy + \frac{\partial T}{\partial z}\,dz + \frac{\partial T}{\partial t}\,\partial t. \quad (11\text{-}9)$$

Разделив обе части этого уравнения на dt и подставив составляющие скорости, получим

$$\frac{dT}{dt} = v_x\frac{\partial T}{\partial x} + v_y\frac{\partial T}{\partial y} + v_z\frac{\partial T}{\partial z} + \frac{\partial T}{\partial t},$$

или, короче,

$$\frac{dT}{dt} = \frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{v}\cdot\operatorname{grad} T. \quad (11\text{-}10)$$

Это уравнение отражает важную связь между скоростью изменения температуры (или любой другой переменной) во времени в неподвижной точке ($\partial T/\partial t$) и ее общим изменением dT/dt в участке движущейся жидкости. $\partial T/\partial t$ представляло бы собой, например, серию последовательно снятых показаний термометра, закрепленного в определенной точке и обтекаемого движущейся жидкостью, в то время как dT/dt было бы серией аналогичных показаний, но термометра, связанного с отдельным участком жидкости и движущегося с ним.

Вернемся к поверхности S, представленной на фиг. 11-1. Если эта поверхность неподвижна, но жидкость течет вокруг и внутри нее, то к правой части уравнения (11-2) должен быть добавлен член, указывающий количество тепла, которое вносится внутрь S и выносится наружу самой жидкостью. Вообще говоря, легче представить себе, что поверхность S движется и деформируется вместе с жидкостью так, что жидкость не выходит за пределы и не попадает внутрь ограниченного ею объема. Тогда в уравнение (11-2) не нужно вводить никаких выражений для тепла, переносящегося через поверхность S жидкостью. Но поскольку мы рассматриваем сейчас изменение температуры во времени в движу-

щемся участке жидкости, то как следует из уравнения (11-10), выражение $\partial T/\partial t$ в уравнении (11-2) должно быть заменено на выражение dT/dt. Поэтому конвективный перенос тепла просто учитывается заменой $\partial T/\partial t$ в уравнении (11-3) на dT/dt или на основании уравнения (11-10) вычитанием из правой части уравнения (11-3) *конвективного члена* $\mathbf{v}\cdot\mathrm{grad}\,T$. Тогда

$$\frac{\partial T}{\partial t} = h\nabla^2 T + \frac{\varepsilon}{\rho c} - \mathbf{v}\cdot\mathrm{grad}\,T. \qquad (11\text{-}11)$$

Какой скорости должно достигать течение в мантии, чтобы конвективный член стал играть заметную роль? Рассмотрим простой случай полной сферической симметрии (если это физически осуществимо), так что

$$\nabla^2 T = \frac{\partial^2 T}{\partial r^2} + \frac{2}{r}\frac{\partial T}{\partial r}$$

(см. сноску на стр. 718) и

$$\mathbf{v}\cdot\mathrm{grad}\,T = v_r\frac{\partial T}{\partial r}.$$

Сравним первый и последний члены *в правой части уравнения (11-11)*. Конвекция играет важную роль, если v_r $(\partial T/\partial r)$ — величина того же порядка, что и, скажем,

$$h\frac{\partial^2 T}{\partial r^2},$$

или

$$\frac{2h}{r}\frac{\partial T}{\partial r}.$$

Последнее условие можно выразить просто как

$$v_r \geqslant \frac{2h}{r}. \qquad (11\text{-}12)$$

Для $h = 10^{-2}$ и $r = 4\cdot10^8$ см, как можно положить для мантии, $v_r > 5\cdot10^{-11}$ см/с, или примерно $1{,}5\cdot10^{-3}$ см/год. Легко видеть, что при такой скорости восходящего потока, даже если температурный градиент $\partial T/\partial r$ составляет всего лишь доли градуса на километр, конвективный член будет больше, чем выражающий генерацию тепла член $\varepsilon/\rho c$, при условии, что ε в мантии сравнима с ее значением для ультраосновных пород (табл. 11-1). Скорость деформации порядка нескольких сантиметров в год наблюдается на поверхности; полагают, что примерно с такой же скоростью должны двигаться континенты (гл. 12).

Как видно из уравнения (11-11), чтобы *решить его относительно* T, *необходимо* знать $\mathbf{v}$ — функцию координат и времени. Сама скорость может быть определена решением динамического уравнения (сила равна массе, умноженной на ускорение), подходящего для рассматриваемой жидкости (например, так называемое уравнение *Невира — Стокса для ньютоновской* жидкости). Это динамическое уравнение должно, конечно, точно определять силу в каждой точке, причем в данном случае это гравитационная сила, воздействующая на плотностные неоднородности, возникшие из-за неравенства температур. *Таким образом,* T *появляется* в динамическом уравнении, которое в результате должно решаться одновременно с уравнением (11-1). Для соблюдения условия сохранения массы необходимо также (уравнение непрерывности), чтобы изменение массы в данном объеме (или изменение плотности) равнялось разности между массой вещества, внесенного потоком внутрь объема, и массой вещества, вынесенного из него. Нужно знать, кроме того, характер *зависимости плотности от давления и температуры* (уравнение состояния). Следовательно, одновременно должны рассматриваться четыре уравнения, причем полное математическое решение их обычно очень трудно; исключение составляет небольшое число случаев относительно простых *геометрических форм*.

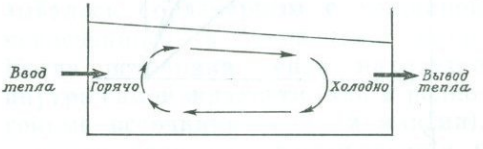
Геофизические следствия, обусловленные размером Земли. Условие, описанное уравнением (11-12), еще раз показывает важную особенность физики Земли — влияние размеров

планеты на процессы, которые могут происходить в ее недрах. Когда мы рассматривали происхождение земного магнитного поля, то уже отмечали, что Земля, вероятно, обладает магнитным полем только благодаря большим размерам ее ядра, обеспечивающим достаточно длительное время затухания электрических токов и соответствующих магнитных полей. Процессы индукции имеют достаточно времени, чтобы вновь возродить токи до того, как необходимое для их возбуждения магнитное поле полностью исчезнет. Подобным же образом и конвекция становится важным механизмом переноса тепла в Земле только благодаря тому, что ее большие масштабы, отраженные величиной r в уравнении (11-12), делают кондуктивную теплопередачу относительно малоэффективной.

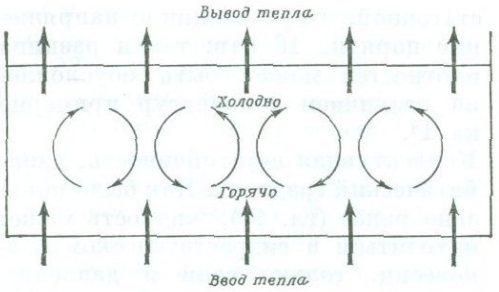
Влияние размера может быть показано и иным путем. Предположим, что мантия, как это, возможно, и есть в действительности, ведет себя как пластичное вещество, которое начинает течь только тогда, когда воздействующие на нее напряжения превышают определенный предел текучести X_0. Допустим, что небольшое различие температур δT обусловливает небольшую разницу в плотности $\delta\rho$. Тогда, если g — ускорение свободного падения, сила плавучести будет равна $g\delta\rho V$, где V — общий объем, на который влияет разница температур δT. Теперь напряжение — это сила, действующая на единицу площади. Сила, как мы только что видели, увеличивается пропорционально объему, или как куб линейного расстояния L; площадь, однако, растет только как квадрат линейного расстояния, а напряжение увеличивается пропорционально L. Допустим, что L достаточно велико, тогда напряжение может превысить предел текучести, даже если $\delta\rho$ и δT очень малы. Если, например, L — величина порядка 10^8 см, разница плотностей $\delta\rho = 10^{-4}$ г/см^3 будет достаточной, чтобы возникло напряжение порядка 10 бар; такая разница плотностей может быть обусловлена различием температур примерно на 1°.

Конвективная неустойчивость, адиабатический градиент. Как было показано ранее (гл. 10), жидкость может находиться в гидростатическом равновесии, только если и давление, и плотность постоянны на эквипотенциальных (горизонтальных) поверхностях. В однородной жидкости плотность является функцией давления и температуры, поэтому для равновесия необходимо, чтобы на эквипотенциальной поверхности температура также была постоянной. Так, жидкость в резервуаре, подогреваемом с одной стороны и охлаждаемом с другой (фиг. 11-4), не может находиться в равновесии. Разница в температурах между двумя сторонами резервуара обусловит различие в плотностях, что вызовет подъем горячей жидкости слева, распространение ее по поверхности до остывания и погружение справа. Если подача тепла непрерывна, непрерывной будет также и циркуляция, поскольку охлажденная жидкость, двигающаяся влево вдоль дна, становится все более горячей, поднимается и вновь перемещается вправо по поверхности.

Ситуация несколько усложняется, если температурный градиент направлен по вертикали, т. е. если жидкость подогревается снизу (фиг. 11-5). Придонный слой будет нагреваться первым и, становясь более легким, всплывать вверх, в то время как холодная и более плотная жидкость с поверх-



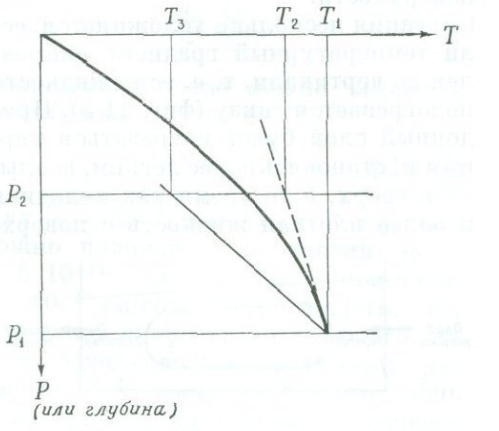
ФИГ. 11-4. Конвекция в резервуаре с горизонтальным температурным градиентом.



ФИГ. 11-5. Конвекция в резервуаре с вертикальным температурным градиентом.

ности будет погружаться. Таким образом, может установиться определенная структура восходящих и нисходящих течений. Интересно, однако, что сжимаемая жидкость может быть вовлечена в круговое движение, даже если вертикальный температурный градиент недостаточен, чтобы обеспечить уменьшение плотности с глубиной. Это можно показать следующим образом.

Представим себе сжимаемую однородную жидкость, в которой температура увеличивается от поверхности вглубь, как видно на фиг. 11-6, и напомним, что в гравитационном поле давление, а поэтому и плотность растут вниз. Рассмотрим небольшую часть жидкости с температурой T_1, находящуюся под давлением P_1, и исследуем ее устойчивость, предположив, что она немного смещается вверх. Если смещенная таким образом часть жидкости продолжает двигаться вверх, она расширяется, потому что попадает в область более низких давлений, и охлаждается. Если она движется, не обмениваясь теплом с окружающей жидкостью, охлаждение является адиабатическим и описывается уравнением (10-10). Пусть пунктирная линия на фиг. 11-6 отражает охлаждение, так что температура перемещенной жидкости снижается от T_1 до T_2, а давление одновременно падает от P_1 до P_2. Отметим, однако, что на уровне P_2 температура T_2 перемещенной жидкости выше, чем температура жидкости, первоначально находившейся под давлением P_2. Поэтому перемещенная жидкость легче, чем окружающая, и будет продолжать всплывать вверх. Эта система неустойчива.



ФИГ. 11-6. Неустойчивость, связанная с адиабатическим градиентом.

С другой стороны, система была бы совершенно устойчивой, если бы адиабатическое охлаждение на фиг. 11-6 было представлено тонкой сплошной линией. В этом случае температура T_3 перемещенной части жидкости на уровне P_2 меньше, чем температура окружающей жидкости, которая поэтому легче. Перемещенная жидкость, будучи более плотной, погрузится обратно к своему первоначальному уровню.

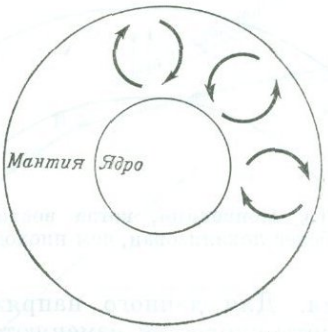
Таким образом, система является устойчивой или неустойчивой в соответствии с тем, больше или меньше действительный температурный градиент, т. е. наклон сплошной линии на фиг. 11-6, чем адиабатический градиент. Достоверно оценить адиабатический градиент для мантии невозможно, поскольку точно неизвестна сама температура [см. уравнение (10-11)], но, по-видимому, он все же вряд ли превышает доли градуса на километр. Поэтому весьма вероятно, что мантия или по крайней

мере какая-то ее часть может быть в существенной мере неустойчивой.

Число Релея. В особых случаях, когда достаточно однозначно определены граничные условия, обстоятельства возникновения конвекции могут быть описаны несколько более точно. Релей, например, обнаружил, что в тонком слое подогреваемой снизу жидкости конвективное движение начнется в том случае, если безразмерный параметр R (число Релея) превысит определенное значение, которое опять-таки зависит от специфических обстоятельств, но обычно равно примерно 1500. Эта безразмерная величина, которая является, по существу, отношением факторов, стремящихся усилить конвекцию, к факторам, обусловливающим торможение или предотвращение ее, равна

$$R = \frac{g\alpha\beta d^4}{h\nu},$$

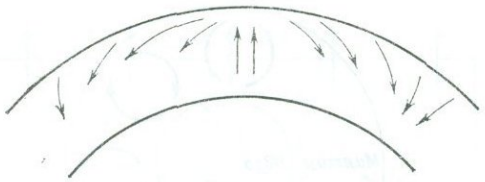
где g — ускорение свободного падения, α — коэффициент теплового расширения, β — температурный градиент, превышающий адиабатическую величину, d — толщина слоя жидкости, h — коэффициент температуропроводности и ν — кинематическая вязкость (отношение вязкости к плотности). Здесь опять следует обратить внимание на важность линейных размеров системы; R изменяется пропорционально четвертой степени толщины слоя d. Ясно, что при достаточно большой величине d конвекция может начаться даже в системе с очень большой вязкостью и очень низким температурным градиентом. Представим, что в мантии $g = 10^3$ см/с^2, $\alpha = 2 \cdot 10^{-5}$ град$^{-1}$, $h = 10^{-2}$ см^2/с. Положим, что $\beta = 0{,}1$ град/км, $d = 10^8$ см, а $\nu = 2 \cdot 10^{23}$, что несколько больше, чем вязкость, определенная по скорости изостатического поднятия Скандинавии, последовавшего за таянием позднеплейстоценовых ледников. При этих условиях $R = 10^3$. Если, однако, вязкость нижней мантии достигает 10^{26}, то для поддержания конвекции потребовались бы гораздо более высокие и практически маловероятные значения температурного градиента и коэффициента теплового расширения.



ФИГ. 11-7. Конвекция в сферической оболочке.

Структуры движения. Структура движения должна, по существу, сводиться к локализованным потокам горячего вещества, направленным вверх, и нисходящим течениям более холодного вещества. Поскольку общее количество участвующего в процессе вещества должно сохраняться, то должны существовать также и горизонтальные течения, как это показано на фиг. 11-7. Течения расходятся в верхней части воздымающихся потоков и в нижней части опускающихся, а сходятся в кровле опускающихся и подошве воздымающихся потоков. Однако точную картину движения предсказать весьма трудно.

В экспериментах, где изучалось поведение тонких слоев подогреваемой снизу жидкости, можно было наблюдать, что расстояние между восходящими и нисходящими течениями оказывалось соразмерным с толщиной вовлеченного в конвекцию слоя. Когда источники тепла находятся внутри самой жидкости (как и радиогенные источники тепла в мантии), рисунок движения растягивается в горизонтальной плоскости и возникают существенные горизонтальные



ФИГ. 11-8. Конвекция, когда восходящий поток более локализован, чем нисходящий.

течения. Для данного напряжения градиенты скоростей изменяются обратно пропорционально вязкости; если вязкость мала, жидкость может двигаться быстро, но в течение будет вовлечен относительно ограниченный ее слой (фиг. 11-8). При больших числах Релея может появиться конвективное течение, близкое к турбулентному; движение становится в определенной мере неупорядоченным, а на горизонтальной поверхности возникают очень крупные флуктуации температуры вещества, его плотности и скорости движения. Движение может быть также прерывистым и проявляться в виде перемещения вверх и вниз изолированных, неравномерных частей жидкости.

Очевидно, что структура конвекции в мантии будет зависеть от реологических свойств мантии; трудно ожидать, что картина будет одинаковой в жидкости с ньютоновской вязкостью и в пластичном веществе или в веществе, вязкость которого сама является функцией напряжения или скорости деформации. Структура конвекции будет отражать также условия на поверхности, так как они определяют скорость, с которой испускается тепло. Тепло может переноситься наверх относительно медленным процессом кондуктивной передачи через кору; поэтому движение в мантии будет, вероятно, совершенно различным под континентами, где земная кора мощная, и под океанами, где она тонкая. С другой стороны, тепло может передаваться в результате расплавления и выноса магмы на поверхность.

Пекерис, допустив устойчивый режим движения, при котором скорость в любой точке независима от времени, провел некоторые расчеты для ньютоновской жидкости с кинематической вязкостью $\nu = 10^{22}$ см^2/с. Полученные им скорости достигали величины порядка нескольких сантиметров в год, что хорошо совпадает с ожидаемой величиной. При этой скорости все вещество мантии полностью перешло бы из ее кровли в подошву и наоборот примерно за 10^8 лет. Однако ни одно из допущений, сделанных Пекерисом, не может считаться достоверным без дальнейших исследований. Свойства мантии, видимо, не точно соответствуют свойствам ньютоновской жидкости, а режим движения может и не быть устойчивым; более вероятно, что это движение представляет собой короткие и нерегулярные пульсации, следующие за периодами покоя.

Таким образом, можно заключить, что в каком-либо теле, размерами приближающемся к мантии, температурные (или плотностные) неоднородности, несовместимые с гидростатическим равновесием, вероятно, приводят к возникновению конвекции. В этой связи напомним, что нечетные гармоники гравитационного потенциала (J_3, J_5, . . .) недвусмысленно свидетельствуют в пользу негидростатического состояния Земли[1], на что, вероятно, указывает и различие между наблюдаемым и вычисленным значениями эллиптического сжатия Земли. Поэтому, если мантия не обладает достаточным сопротивлением (порядка 10 бар), чтобы выдержать негидростатическую составляющую напряжения, в ней должно возникнуть внутреннее движение. Нет никаких доказательств, что суще-

[1] Эти нечетные гармоники не могут быть обусловлены вращением Земли (как обусловлена J_2), поскольку вращение вокруг полярной оси не может привести к каким бы то ни было результатам, не симметричным относительно плоскости экватора.

ствуют какие бы то ни было вещества, обладающие таким сопротивлением по отношению к напряжениям большой длительности; ползучесть металлов, например, проявляется, видимо, даже если вызывающее ее напряжение мало, но воздействует на протяжении достаточно длительного времени. Если вязкость вещества мантии превышает 10^{25}—20^{26} см^2/с, то конвекция, по-видимому, не возникнет или скорость ее будет так мала, что этот процесс с точки зрения геологии не будет представлять никакого интереса. Поэтому нижняя мантия, возможно, не охвачена конвекцией. Конвекция в верхней мантии, где предполагаемая вязкость вещества составляет около 10^{22} см^2/с, по-видимому, очень неравномерна.

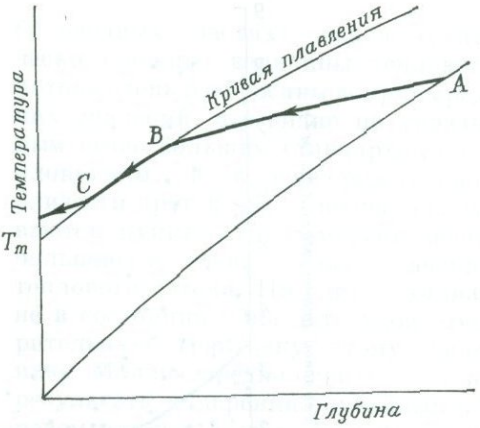
Некоторые геологические следствия конвекции. Конвективное движение в мантии может влиять на земную кору следующими путями:

1. *Тепловой поток.* Восходящее течение образовано более горячим и легким веществом, чем нисходящее. При прочих равных условиях тепловой поток через земную кору должен быть выше над восходящим течением вещества, чем над течением, опускающимся вниз.

2. *Поднятия и прогибы.* По той же самой причине можно ожидать, что над областями особенно горячей мантии в земной коре будут развиваться поднятия. Там же, где вещество мантии охлаждается и сжимается, и в районах нисходящих течений могут возникать прогибы.



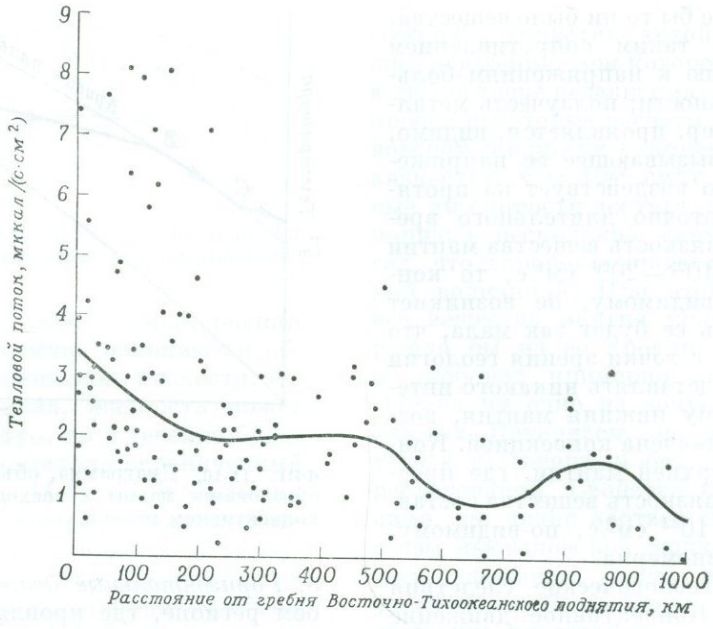
ФИГ. 11-9. Напряжения в твердой коре, покрывающей охваченную конвекцией жидкость.



ФИГ. 11-10. Диаграмма, объясняющая образование магмы в восходящем конвективном потоке.

3. *Горизонтальные движения.* В любом регионе, где кровля мантии испытывает горизонтальное течение, земная кора может увлекаться вместе с ней. В результате могут появляться как напряжения сжатия, так и напряжения растяжения, причем первые возникают над областями сходящихся, а вторые — над областями расходящихся течений в мантии (фиг. 11-9).

4. *Образование магмы.* Предположим, как это показано на фиг. 11-10, что в какой-то отрезок времени температурный градиент в мантии превышает адиабатическое значение и устанавливается конвективное течение. Вещество, поднимающееся из A, остывает по мере подъема, что отражено адиабатической линией AB, пересекающей кривую плавления в точке B. Так как плавление требует определенного количества скрытой теплоты, которая может быть получена только из самого вещества, то кривая пойдет далее вдоль кривой плавления, до тех пор пока остывание (от B до C) не обеспечит соответствующего количества скрытого тепла; затем расплавленный материал всплывет вверх. Это один из двух возможных способов, в результате которых в мантии



ФИГ. 11-11. Зависимость величины теплового потока от расстояния от гребня Восточно-Тихоокеанского поднятия между 50° ю. ш. и 20° с. ш.

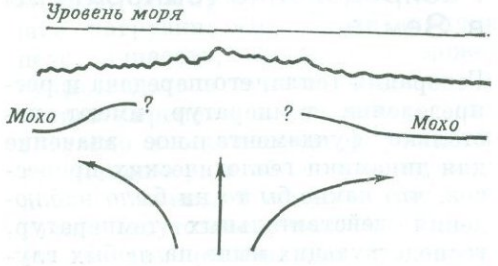
Кривая линия проведена таким образом, что одна половина точек лежит выше, а другая ниже ее (*Lee W. H. K., Uyeda S.*, Terrestrial Heat Flow, Am. Geophys. Union Monograph № 8, 1965).

могли образоваться значительные количества магмы; другой способ заключается в погружении низкоплавкого вещества (например, кристаллических пород) в более глубокие и горячие области. Образование магмы можно рассматривать как важное доказательство происходящих в мантии вертикальных (направленных вверх или вниз) перемещений вещества.

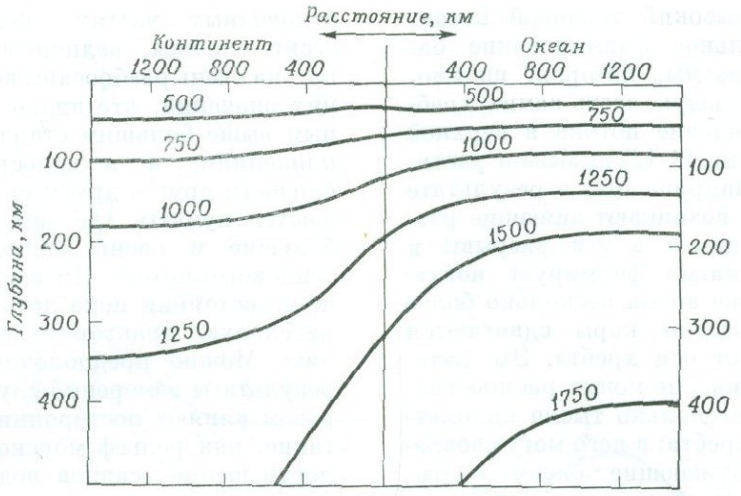
Конвекция и тепловой поток через океаническую кору. Вернемся к обсуждению данных о тепловом потоке на океаническом дне, своеобразные черты которого, по-видимому, можно интерпретировать для дальнейшего изучения механизма передачи тепла. Среднее из 913 измерений теплового потока в океанах равно 1,60 мккал/(с·см²) (стандартное отклонение 1,18), что ненамного отличается от среднего из 131 измерения на суше, равного 1,43 мккал/(с·см²) (стандартное отклонение 0,56). Однако тепловой поток в океанах очень неравномерен. Как видно из таблицы 11-2, среднее для океанических бассейнов составляет $1{,}28 \pm 0{,}53$, для глубоководных желобов — $0{,}99 \pm \pm 0{,}61$, для хребтов — $1{,}82 \pm 1{,}56$. Легко заметить совершенно отчетливое различие между желобами и хребтами. На гребнях Срединно-Атлантического хребта и Восточно-Тихоокеанского поднятия зафиксированы очень высокие значения теплового потока (до 8 мккал). Несмотря на некоторый разброс данных, в обоих этих случаях, а также на срединном хребте Индийского океана отмечается тенденция к снижению величин теплового потока по мере удаления от гребня хребта (фиг. 11-11).

Это можно объяснить следующим образом. Поднимающиеся в мантии течения образуют вертикальные пластовые тела, пересекающие поверхность Земли вдоль гребней хребтов. Эти восходящие потоки обусловли-

вают как высокий тепловой поток, так и обильное формирование базальтовой магмы, которая, видимо, образует большую часть самих хребтов. Расхождение потока в верхней его части (фиг. 11-12) вызывает растягивающие напряжения, в результате чего в коре возникают зияющие разрывы. Проникая в эти разрывы и застывая, магма формирует новую кору; в то же время несколько более древние участки коры сдвигаются в стороны от оси хребта. Это латеральное движение может распространяться на несколько тысяч километров от оси хребта; в него могут вовлекаться окружающие океан континенты; таким образом увеличивается ширина океана. В то же время можно полагать, что глубоководные желоба с их низким тепловым потоком представляют собой районы, где холодное вещество опускается вниз. Например, желоба, протягивающиеся вдоль западного побережья Южной Америки, вероятно, являются районами, где конвективное течение, восходящее под Восточно-Тихоокеанским поднятием и движущееся к востоку, вновь погружается под континент в виде гигантского поддвига. Это объяснение нашло серьезное подтверждение в открытии специфической структуры магнитных аномалий, описанной в гл. 12 (гипотеза раздвигания океанического дна). По-видимому, еще слишком рано судить о достоинствах этой гипотезы. Измерения теплового потока в глубоководных частях океана технически сложны, величины теплового потока очень разбросаны вокруг средних значений, что видно по указанным выше большим стандартным отклонениям, а в непосредственной близости друг к другу подчас оказываются пункты, где замерены очень большие и очень малые значения теплового потока. Ни один механизм не в состоянии пока дать удовлетворительную трактовку этому явлению. Можно предположить, что на результаты измерений случайным образом влияют посторонние факторы, такие, как рельеф морского дна или перемещение осадков водными течениями (которые могут воздействовать в таком направлении, что перепады теплового потока на поверхности увеличиваются, а замеренные величины его будут выше действительных). Результаты замеров могут искажаться также локальным увеличением мощности осадков, возникшим в результате их оползания. Но независимо ни от каких помех тепловой поток на поверхности, как на суше, так и в море, далеко не однообразен, а величины его связаны с характером геологической структуры. Из этого положения вытекает, что источники тепла распределены неравномерно, а скорость теплопередачи различна в разных местах. Следовательно, температура не везде одинаково изменяется с глубиной. На фиг. 11-13, например, видно, как может отличаться распределение температуры под континентами и океанами при определенных (до некоторой степени произвольных) значениях радиогенного тепла и непроницаемости. Такие латеральные изменения температуры на каком-либо конкретном уровне (500° С на глубине 300 км в случае, показанном на фиг. 11-13), конечно, несовместимы с гидростатическим равновесием. Даже если под их влиянием и не возникает конвекции из-за реологических свойств мантии (конвекция



ФИГ. 11-12. Поток под срединно-океаническим хребтом.



ФИГ. 11-13. Распределение температуры под океанами и континентами для мантии со средним содержанием урана $3{,}3 \cdot 10^{-8}$ г/г.

Непроницаемость ε равна 10 см$^{-1}$ (*MacDonald G. J. F.*, Terrestrial Heat Flow, Am. Geophys. Union Monograph № 8, 1965).

обязательно возникла бы в ньютоновской жидкости), они должны вызвать довольно значительные напряжения, особенно на границах континентов и океанов. Этими напряжениями можно объяснить большую часть разрывов и деформаций, наблюдаемых на поверхности.

Региональные различия температур в верхней мантии при условии однородности слагающего ее вещества должны обусловить также заметные различия плотностей, которые обязательно найдут свое отражение в гравитационном поле. С подобными различиями могут быть связаны ундуляции поверхности геоида, описанные в гл. 10, поэтому сами ундуляции должны сопоставляться с колебаниями величины теплового потока: там, где гравитация велика, а поверхность геоида поднимается, тепловой поток должен быть низким. Сопоставления такого рода пока невыполнимы, поскольку для большого числа обширных областей мы располагаем лишь единичными замерами теплового потока (например, почти вся Азия между Уралом и Японским морем). Корреляция между этими величинами, если она и осуществима, может быть, однако, сильно затруднена из-за того, что гравитация отражает сегодняшнее распределение плотностей, в то время как величины поверхностного теплового потока ввиду замедленности кондуктивной теплопередачи через кору, возможно, отвечают распределению температур и источников тепла в некоторый прошедший момент времени. И наконец, плотность мантии может изменяться в латеральном направлении не столько из-за различия в температурах, сколько из-за изменения состава слагающего ее вещества.

Распределение температуры в Земле

Генерация тепла, его передача и распределение температур имеют настолько фундаментальное значение для динамики геологических процессов, что какие бы то ни было наблюдения действительных температур, господствующих ныне на любых глубинах, представляют, видимо, чрезвычайный интерес. Определить тем-

пературы, существующие на больших глубинах, пытались не раз, однако успешность таких попыток сомнительна. Рассмотрим некоторые использованные для этого методы и некоторые обещающие быть плодотворными пути решения этой проблемы.

Верхняя мантия

Сейсмологические данные. В гл. 10 упоминалось, что скорость распространения поперечных волн V_S в верхней мантии слегка уменьшается с глубиной, достигая минимума где-то вблизи 100- или 200-километровой глубины (слой пониженных скоростей). Характер изменения скорости меняется от места к месту, как, например, между океаническими и некоторыми континентальными регионами. Скорость V_P волн P на этих глубинах, по-видимому, увеличивается лишь незначительно или остается постоянной, однако известны некоторые области (например, запад США), где V_P может с глубиной также несколько уменьшаться. Действительно, было бы удивительно, если бы V_P везде уменьшалась с глубиной, поскольку из корреляции между V_P и плотностью следует, что тогда плотность тоже должна с глубиной снижаться. При этих условиях верхняя мантия была бы гравитационно неустойчива. Такая общая и постоянная особенность Земли на самом деле едва ли существует, особенно если учесть ту легкость, с которой мантия, видимо, реагирует даже на небольшие нагрузки. Но гравитационная неустойчивость, несомненно, может существовать в течение каких-то отрезков времени в регионах, где, согласно геологическим наблюдениям (например, в областях современной орогении), и впрямь предполагается отсутствие равновесия.

Рассмотрим регион, где V_S уменьшается с глубиной, а V_P остается постоянной или увеличивается; вспомним, что на твердость μ температура влияет в большей мере, чем на модуль объемной деформации K и на плотность ρ (при точке плавления μ уменьшается до нуля, в то время как K и ρ изменяются всего на несколько процентов). Можно считать, что слой пониженных скоростей обусловлен влиянием температуры, и можно установить пределы температурного градиента. Температура должна расти с глубиной со скоростью, достаточной, чтобы преодолеть воздействие давления на μ и обеспечить ее уменьшение, но в то же время градиент не должен быть настолько большим, чтобы привести к уменьшению ρ и V_P. Проведенные исходя из этого рассуждения расчеты, конечно, очень приблизительны, поскольку нам неизвестны ни действительный состав мантии, ни точное влияние T и P на μ, ρ и K. Использовав в расчете величины, которые представляются наиболее обоснованными, удалось получить значение температурного градиента примерно 10—15 град/км для мантии под океанами и 5—10 град/км под континентами (в континентальных областях, где V_P также уменьшается с глубиной, градиент обязательно будет больше, чем приведенный). Полученные цифры несколько отличаются от тех, которые можно вывести на основании анализа фиг. 11-13, но это вряд ли может удивить, если учесть ряд предположений, касающихся генерации тепла, непроницаемости и других параметров, необходимых для расчета. Однако по мере накопления фактических данных методика расчета должна быть усовершенствована.

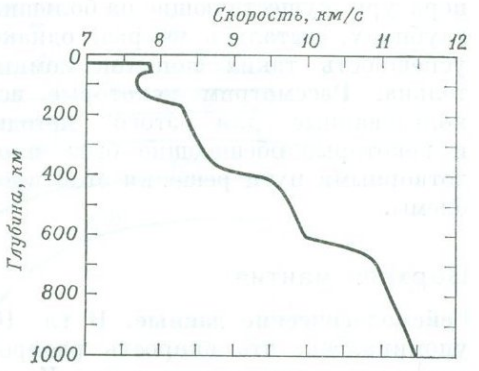
Плавление. Поскольку верхняя мантия допускает распространение поперечных волн, она должна быть твердой, а потому ее температура не может быть намного выше температуры начала плавления [1] при гос-

[1] Хотя она может быть настолько близка к температуре плавления, что небольшие

подствующем при данных условиях давлении. Исключение могут составлять локальные участки — вулканические области, которые, однако, в каждый конкретный момент времени занимают лишь небольшую часть общей поверхности Земли, или отдельные этапы геологической истории (вулканические этапы в каком бы то ни было регионе вряд ли могут продолжаться намного дольше 50—100 млн. лет). В то же время, если бы состав мантии был точно известен, то можно было бы экспериментально установить, каковы при данном давлении возможные вариации температур плавления, и определить верхний предел действительной температуры. Отсутствие широко развитого плавления вещества мантии указывает на изменение механизма передачи тепла выше 200 км. В общем из того, что известно сейчас о влиянии давления на температуру плавления пород такого типа, какими может слагаться верхняя мантия, следует, что температура едва ли может превышать 1300° С на глубине 100 км и 1600° С на глубине 200 км.

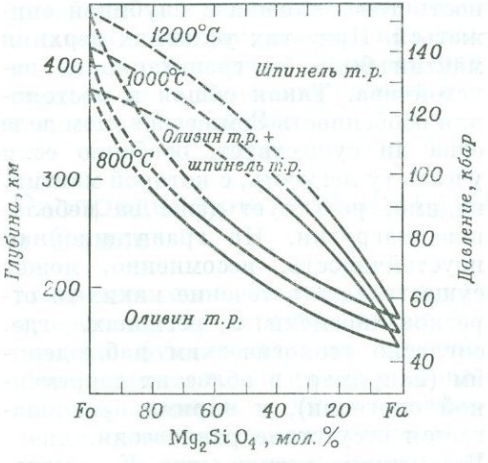
Фазовые изменения. В современных сейсмологических исследованиях, описанных в гл. 10, предполагается, что скорость сейсмических волн в зоне *C* мантии увеличивается с глубиной особенно быстро в двух слоях, располагающихся соответственно вблизи глубин 400 и 650 км. Это хорошо видно на фиг. 11-14, на которой обобщены результаты выполненных в Аризоне наблюдений за землетрясениями; здесь отражены данные о мантии под западной половиной Северо-Американского континента. Эти два слоя быстрого роста скорости (и, возможно, плотности) могут

нарушения равновесия могут обусловить плавление вещества в локальных участках. Низкая скорость *S*-волн (а местами также и *P*-волн) в слое пониженных скоростей может, вероятно, быть обусловлена присутствием в этом слое небольших количеств межзерновой жидкости, указывающей на начало плавления.

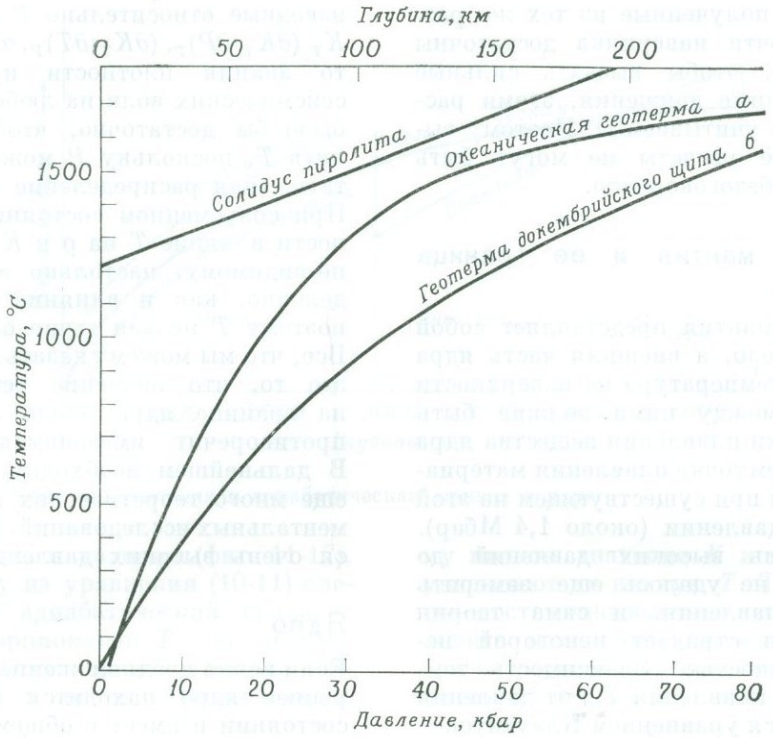


ФИГ. 11-14. Скорость волн *P* в верхней мантии (*Johnson L. R.*, J. Geophys. Res., **72**, p. 6318, 1967).

интерпретироваться как зоны, в которых происходят фазовые переходы. По мнению Фугисавы, слой на глубине 400 км соответствует переходу оливина в шпинель. Если это верно, то подходящая фазовая диаграмма, полученная экспериментальным путем, будет такой, какая показана на фиг. 11-15. В ней имеются, конечно, некоторые неопределенности, связанные с тем, что отношение Fe/Mg в оливинах для верхней мантии точно неизвестно. Если принять, что это отношение равно 1/9, а давление



ФИГ. 11-15. Фазовая диаграмма для перехода оливин — шпинель (*Fujiyama H.*, J. Geophys. Res., **73**, p. 3282, 1968).



ФИГ. 11-16. Расчетное распределение температуры под океанической областью (*а*) и под устойчивым щитом с низким тепловым потоком (*б*) (*Ringwood A. E.*, in: *Hurley P. M.*, ed., Advances in Earth Sciences, M.I.T. Press, Cambridge, Mass., 1966).

в кровле зоны фазового перехода на глубине 370 км достигает 125 кбар, то температуру можно оценить в пределах 1150—1530° С (здесь неопределенность связана главным образом с возможными экспериментальными ошибками). Этот результат приводится в основном для того, чтобы показать подход к решению задачи, который может оказаться очень полезным.

На фиг. 11-16 показан итог некоторых расчетов, проделанных Кларком и Рингвудом. Эти расчеты основаны на данных измерения теплового потока и предполагаемых величинах образующегося радиогенного тепла, теплопроводности и ее зависимости от температуры (включая передачу тепла излучением). Примечательная особенность этих кривых зависимости температуры от давления (или геотерм) — различие между океаническими областями и устойчивыми щитами с низким тепловым потоком, что уже было продемонстрировано на фиг. 11-13. Сильная кривизна океанической геотермы отражает важную роль передачи тепла излучением, приводящей к уменьшению градиента, в результате чего геотерма не пересекает кривую плавления. Кривые на фиг. 11-16, если их экстраполировать до глубины 400 км, дают температуры намного более высокие, чем те, на которые указывает переход оливина в шпинель. Эти геотермы, однако, рассчитаны исходя из предположения об установившемся тепловом режиме. Однако большие горизонтальные градиенты между океанами и конти-

нентами, полученные из тех же расчетов, почти наверняка достаточны для того, чтобы вызвать сильные конвективные движения, этими расчетами не учитываемые. Поэтому выполненные расчеты не могут быть приняты безоговорочно.

Нижняя мантия и ее граница с ядром

Так как мантия представляет собой твердое тело, а внешняя часть ядра жидкая, температура на поверхности раздела между ними должна быть выше точки плавления вещества ядра и ниже, чем точка плавления материала мантии при существующем на этой глубине давлении (около 1,4 Мбар). Для столь высоких давлений до сих пор не удалось еще замерить точку плавления, и сама теория плавления страдает некоторой неопределенностью. Зависимость температуры плавления T_m от давления выражается уравнением Клаузиуса—Клапейрона (гл. 5)

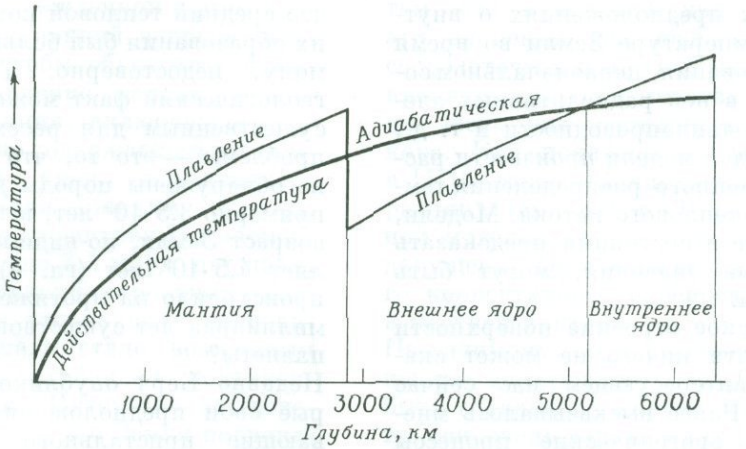
$$\frac{dT_m}{dP} = \frac{\Delta V}{\Delta S},$$

где ΔV и ΔS — изменения соответственно объема и энтропии при плавлении. Проблема состоит в том, чтобы определить, как эти последние величины изменяются с ростом температуры и давления. Вряд ли давление в большой мере влияет на ΔS, но от него, вероятно, сильно зависит ΔV. Поскольку, кроме того, ни состав ядра, ни состав мантии точно не известны, то при расчетах неизбежно большое количество недостаточно обоснованных предположений. Сейчас можно лишь сказать, что температура на границе ядра, вероятно, заключена между 2500 и 5000° С.

В принципе температуру можно было бы достоверно определить, если бы было точно известно уравнение состояния вещества мантии или ядра (гл. 10). Если бы была известна плотность и ее первая и вторая производные относительно P и T, т. е. K_T $(\partial K_T/\partial P)_T$, $(\partial K_T/\partial T)_P$, α, $(\partial\alpha/\partial T)_P$, то знания плотности и скорости сейсмических волн на любой глубине было бы достаточно, чтобы определить T, поскольку P можно рассчитать, зная распределение плотности. При современном состоянии изученности влияние T на ρ и K в мантии, по-видимому, настолько же неопределенно, как и влияние самого P, поэтому T нельзя точно определить. Все, что мы можем сказать сегодня,— это то, что значение температуры на границе ядра около 3000° С не противоречит имеющимся данным. В дальнейшем необходимо провести еще много теоретических и экспериментальных исследований, касающихся очень высоких давлений.

Ядро

Если верно предположение, что внутреннее ядро находится в твердом состоянии и имеет в общем такой же состав, как и жидкое внешнее ядро, то температура на границе между ними должна быть в точности равна точке плавления при господствующих там давлениях (около 3,2 Мбар). Различные экстраполяции температуры плавления чистого железа в эту область давлений дают значения, изменяющиеся от 2500 до 6000° С, но, так как ядро не состоит из чистого железа, точка плавления его вещества, вероятно, ниже. Если внешнее ядро охвачено конвективным движением, как обычно предполагается в теориях происхождения земного магнитного поля, то величина температурного градиента в нем должна быть больше адиабатического значения, но, вероятно, не намного, поскольку вязкость очень невелика. С другой стороны, температурный градиент должен быть ниже, чем градиент точки плавления, если, конечно, внутреннее ядро твердое, так как температура внешнего и внутреннего ядер соответственно выше и ниже



ФИГ. 11-17. Кривая плавления и адиабатическая кривая в ядре.

температуры плавления (фиг. 11-17). Поскольку из уравнения (10-11) следует, что адиабатический градиент сам пропорционален T, оказывается возможным установить пределы действительного распределения температуры.

Основываясь на общих соображениях, кажется маловероятным, чтобы температура ядра могла быть очень высокой, и вот по какой причине. Внешнее ядро — это основной источник магнитного поля Земли. Если для образования магнитного поля необходима конвекция, то удельная теплопроводность K должна быть скорее небольшой (см. выше раздел о числе Релея); действительно, если бы она была высокой, слабые источники тепла не могли бы поддерживать величину градиента, большую адиабатического значения. С другой стороны, ядро должно обладать высокой электропроводностью σ, чтобы мы могли допустить существование сильных электрических токов и в отличие от тепла свести к минимуму их рассеяние. В металлах электроны являются носителями и электрического тока, и тепла; отношение K к σ оказывается в них пропорциональным абсолютной температуре T (отношение Видеман — Франца). Поэтому низкое значение K и высокое σ указывают на низкую T. Температуры, достаточно высокие, чтобы обусловить изменение плотности более, чем на несколько процентов, видимо, исключаются.

Тепловая история Земли

Тепловая история Земли тесно связана с ее структурной эволюцией. Поверхностный тепловой поток и распределение температур сильно зависят, как мы уже видели, от интенсивности и распространения источников тепла и механизма его переноса. Любое крупное событие, вызывающее перераспределение источников тепла, их изменение или каким-либо путем влияющее на скорость теплопередачи, обязательно должно оставить свой след в распределении температур.

Заметим, однако, что сам характер уравнения теплопередачи, при участии конвекции или без нее, не дает возможности для экстраполяций назад во времени; прошедшие этапы истории нельзя однозначно восстановить, основываясь на современном состоянии Земли. Лучшее, что мы можем сделать,— это предложить ряд моделей, которые основаны на

различных предположениях о внутренней температуре Земли во время ее формирования, первоначальном содержании в ней радиоактивных элементов, ее теплопроводности и т. д., и для каждой модели произвести расчет современного распределения температур и теплового потока. Модели, которые не в состоянии предсказать правильные значения, могут быть отброшены.

Геологическое строение поверхности Земли почти ничего не может сказать об интересующем нас сейчас предмете. Ранее высказывалось мнение, что орогенические процессы можно без труда объяснить, если предположить, что Земля остывала с достаточной скоростью. Однако согласно другим более поздним концепциям нет необходимости прибегать к идее об остывании земного шара (гл. 12). Размах орогенических деформаций на любом этапе истории должен, конечно, быть связан со скоростью передачи тепла, измеряемой, скажем, интенсивностью конвекционной циркуляции, но пока нет несомненных доказательств, свидетельствующих об увеличении или уменьшении этой интенсивности во времени. Наиболее вероятным кажется предположение, что активность орогении на протяжении последних двух или трех миллиардов лет оставалась примерно постоянной. Частое присутствие в докембрийских, и только в докембрийских, толщах метаморфических пород особого типа — кордиеритовых гранулитов, указывающих на высокую температуру и низкое давление (т. е. малую глубину) в период их перекристаллизации, свидетельствует, что по крайней мере в некоторых районах интенсивность теплового потока в прошлом могла быть больше, чем в настоящее время. Но современный тепловой поток сильно (в 2—3 раза) колеблется от одной геологической провинции к другой, поэтому основанное на находках кордиеритовых гранулитов заключение, что средний тепловой поток в период их образования был больше, по-видимому, недостоверно. Только один геологический факт может оказаться существенным для рассматриваемой проблемы — это то, что до сих пор не обнаружены породы древнее, чем примерно $3{,}5 \cdot 10^9$ лет, в то время как возраст Земли, по-видимому, составляет $4{,}5 \cdot 10^9$ лет (гл. 4). А что же происходило на протяжении первого миллиарда лет существования нашей планеты?

Недавно Берч опубликовал некоторые свои предположения, заслуживающие пристального внимания [1]. Его данные относятся главным образом к области геохимии. Берч основывался на том, что Земля образовалась путем уплотнения холодных частиц, происходившего с такой скоростью, что гравитационная энергия могла рассеиваться в виде излучения с поверхности. Первоначальная температура, вероятно, нигде не превышала 1000° С, так что Земля была скорее теплой, чем горячей. Радиоактивных элементов тогда было, конечно, больше, чем ныне, когда они в значительной мере подверглись распаду, так что скорость генерации тепла была, по всей вероятности, в несколько раз больше современной. Радиогенного тепла, а также, возможно, тепла, образованного приливным трением (если Луна уже вращалась вокруг Земли или была захвачена в то время и находилась ближе к Земле, чем сейчас), могло быть достаточно, чтобы внутренняя температура планеты за 500 млн. лет поднялась до точки плавления железа. Поэтому железо, первоначально, видимо, равномерно распределенное во всей Земле, ввиду своей большей плотности начало опускаться вниз и концентрироваться в центре, образовав около 4,5 млрд. лет назад ядро

[1] *Birch F.*, Speculations on the earth's thermal history, Geol. Soc. Am. Bull., 76, pp. 133—154, 1965.

планеты. Освобожденной в этом процессе гравитационной энергии было достаточно, чтобы обусловить фракционное плавление мантии; низкоплавкая фракция, включавшая весь первоначально содержавшийся в Земле калий и уран, перемещалась вверх, оставляя нижнюю мантию, лишенную радиоактивных элементов. И примерно 3,5 млрд. лет назад после этого фракционирования вещества Земли и дальнейшего радиоактивного распада стало возможным образование устойчивой континентальной коры. Интересно заключение Берча о том, что Земля первоначально не могла иметь состав, аналогичный обычным хондритам, так как последние содержат слишком много калия относительно урана. Действительно, хондритовая Земля вряд ли могла иметь достаточное количество урана, чтобы можно было объяснить его высокое современное содержание в коре; отношение $^{86}Sr/^{87}Sr$ в хондритах по сравнению с базальтами также слишком велико, чтобы допустить, что базальты образовались из хондритовой мантии. По-видимому, единственное известное вещество метеоритной природы, имеющее подходящие отношения K/U и Th/U и надлежащее количество этих элементов,— это метеорит Оргёй — представитель относительно редких карбонатных хондритов. (Однако карбонатные хондриты характеризуются довольно высокой степенью окисленности, так как они содержат магнетита Fe_3O_4 больше, чем металлического железа. Если считать, что первоначальный состав Земли точно соответствовал составу карбонатных хондритов, то следует искать объяснение механизму восстановления железа и удаления соответствующего количества кислорода.) Равенство теплового потока на континентах и в океанах объясняется в модели Берча тем, что общее количество радиоактивных элементов в вертикальной колонке везде одинаково; отличие состоит лишь в том, что в океанических областях эти элементы все еще полностью сосредоточены в верхней мантии, в то время как на континентах большая их часть уже сконцентрирована в коре. Как показано на фиг. 11-13 и 11-16, такое отличие обусловливает разницу температур. В рассмотренной модели отсутствуют какие-либо допущения возможности латерального конвективного переноса тепла — в верхней мантии.

По-видимому, единственное несомненное заключение, которое может быть сделано сегодня,— это то, что мы еще очень далеки от действительного понимания термальной истории Земли. Образование Земли и ее разделение на ядро, мантию и кору должны были быть весьма сложными процессами, детали которых не совсем ясны. Совершенно очевидно, что Земля не находится сейчас и никогда ранее не находилась в состоянии установившегося теплового режима, но все же за последние 2 млрд. лет средние термические условия в верхних нескольких сотнях километров вряд ли претерпели очень существенные изменения; это могло произойти, видимо, лишь в отдельных участках. Ранее этого времени обстановка могла быть существенно иной.

Рекомендуемая литература

Общие работы по теплопроводности: *Carslaw H. S.*, *Jaeger J. C.*, Conduction of Heat in Solids, 2nd ed. , Oxford, New York, 1959.

Краткое изложение основного содержания этой главы: *Coulomb J.*, *Jobert G.*, The Physical Constitution of the Earth, Hafner, New York, chap. 6, pp. 240—280, 1963; *Jacobs J. A.*, *Russel R. D.*, *Wilson J. T.*, Physics and Geology, McGraw-Hill, New York, chap. 5, pp. 101—116, 1959; *Takeuchi H.*, *Uyeda S.*, *Kanamori H.*, Debate about the Earth, Freeman, San Francisco, 1967; *Stacey F. D.*, Physics of the Earth, Wiley, New York, 1969.

Тепловое состояние Земли: *Любимова Е. А.*, Теория теплового состояния мантии Земли,

в кн.: The Earth's Mantle, ed. by T. F. Gaskell, Acad. Press, New York, 1967.
Тепловой поток: *Lee W. H. K.*, Terrestrial Heat Flow, Am. Geophys. Union Monograph № 8, Washington, D. C., 1965; *von Herzen R. P.*, Surface heat flow and some implications for the mantle, chap. 9, in: *Gaskell T. F.*, ed., The Earth's Mantle, Acad. Press, New York, 1967.
Состав мантии: *Clark S. P., Ringwood A. E.*, Density distribution and constitution of the mantle, Rev. Geophys., 2, pp. 35—88, 1964; *Ringwood A. E.*, Mineralogy of the mantle, in: *Hurley P. M.*, ed.. Advances in Earth Sciences, M.I.T. Press, Cambridge, Mass., 1966.
Конвекция: *Elsasser W. M.*, Thermal structure of the upper mantle and convection, in: *Hurley P. M.*, ed., Advances in Earth Sciences, M.I.T. Press, Cambridge, Mass., 1966; *Elder J. W.*, Convection—the key to dynamic geology, Sci. Prog., 56, pp. 1—33, 1968; *Tozer D. C.*, Towards a theory of thermal convection in the mantle, in: *Gaskell T. F.*, ed., The Earth's Mantle, Acad. Press, New York, 1967; *Runcorn S. K.*, ed., Mantles of the Earth and Terrestrial Planets, sect. IX, Interscience, New York, 1967; *Pekeris C. L.*, Thermal convection in the interior of the earth, Monthly Notices Roy. Astron. Soc., Geophys. Suppl., 3, pp. 343—367, 1935.
Оценка сейсмических скоростей и температурного градиента в верхней мантии: *Thomsen L.*, On the distribution of density and temperature in the low-velocity zone, J. Geophys. Res., 72, pp. 5649—5653, 1967.

Глава 12

СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ

В настоящей главе будут рассмотрены некоторые данные о процессах, в результате которых континенты и океаны получили свои современные очертания. Всегда ли континенты были такими, какими мы их видим сегодня? Всегда ли у них были такие же размеры и форма? В какой мере их внутренние области были затронуты деформациями? Какие механизмы ответственны за их эволюцию?

На эти и многие другие подобные вопросы все еще нет определенного ответа. Разные геологи могут придерживаться различных точек зрения на такие, например, проблемы, как относительная роль вертикальных (поднятия и опускания) и горизонтальных (сжатие и растяжение) деформаций в тектонической истории континентов. И, надо сказать, в таком различии воззрений нет ничего удивительного. Здесь, как и при исследовании многих других геологических проблем, мы располагаем главным образом лишь косвенными данными, а имеющиеся наблюдения обычно допускают возможность различных толкований. Геологическая летопись отличается большой неполнотой, и все, что можно в ней видеть,— всего лишь отдельные разбросанные детали общей картины. Чтобы представить себе картину целиком, все детали нужно правильно скомпоновать, но эта работа требует от исполнителя совершенного владения столь огромным количеством частных сведений (например, стратиграфических), что лишь очень немногие геологи могут надеяться на успех. Здесь поставленная проблема может быть рассмотрена лишь в основных чертах.

Мысли большинства геологов, по-видимому, вращаются в основном вокруг следующих нескольких кардинальных проблем:

1) рост континентов;
2) механика внутриконтинентальных деформаций;
3) дрейф континентов;
4) происхождение морского дна.

Родственная проблема роста океанов и происхождения морской воды будет рассмотрена в следующей главе. А сейчас начнем с исследования некоторых особенностей распределения континентов на земном шаре.

Распределение континентов

Континенты вместе с прилегающими к ним континентальными шельфами (фигура 1-1) и мелководными окраинными морями образуют немногим более трети поверхности земного шара, остальная, большая часть которой занята океанами со средней глубиной около 4,8 км. Современное распределение континентов отличается асимметрией, поскольку большинство их сконцентрировано примерно в одном полушарии. Всего около 4% поверхности Земли представлено сушей, причем суше на одной стороне земного шара соответствует суша на его противоположной стороне. Если бы распределение континентов было случайным, то вероят-

ность того, что наугад выбранный радиус Земли попадет в сушу, составляла бы одну треть, а вероятность того, что суша находилась бы на обоих концах произвольного диаметра, равнялась бы соответственно $1/3 \cdot 1/3 = 0{,}11$, а не 0,04, как наблюдается в действительности. Такое различие, однако, может и не быть значимым, поскольку мы имеем дело лишь с одним земным шаром и потому не можем применить статистическое исследование случайности. Распределение континентов не отражает симметрии (выраженной специфической гармоникой P_2, см. гл. 10), присущей вращению Земли. При наличии такой симметрии континенты должны были бы быть распределены равномерно по долготе и симметрично относительно экватора, что не соответствует действительности [1].

К настоящему времени накопилось много данных, которые, как будет показано ниже, доказывают, что континенты перемещались относительно друг друга (дрейф континентов). Реконструкции их положения в геологическом прошлом, которые, однако, все еще не отличаются достаточной точностью, указывают, что на определенном этапе, вероятно в раннем мезозое, все они были частями единого огромного материка (Пангея) или, возможно, двух крупных материков (Лавразия и Гондвана). Разошедшиеся обломки этих огромных материков прошлого и представляют собой современные континенты. Существуют также предположения, правда пока мало подтвержденные фактическими данными, что эти первобытные материки могли быть образованы в результате соединения еще более древних континентов, не идентичных современным. Трудно установить, что является причиной континентального дрейфа и определяет его размах. Даже если принять, скажем, точку зрения, согласно которой возникновение Атлантического океана и относительное перемещение обрамляющих его континентов обусловлено поднятием материала мантии вдоль гребня Срединно-Атлантического хребта (гл. 3), то местоположение и форма самого хребта все равно требуют своего объяснения. Можно лишь предполагать, что наблюдаемая сегодня картина отражает первоначальную неоднородность мантии. Возможно, ничего похожего на случившееся не произошло бы, если бы мантии первоначально была бы свойственна сферическая симметрия в том смысле, что ее свойства в любой точке зависели бы только от расстояния до центра Земли и не зависели бы от широты и долготы. Различия в химическом составе и физических свойствах могли быть первоначально несколько меньшими, но со временем они должны были скорее усиливаться, нежели сглаживаться в результате воздействия тех самых геологических процессов, начало которым они положили. Достаточно было бы, например, в какой-либо специфической точке однородной в других от-

[1] Существует сила, известная обычно под названием «Polfluchtkraft» (что можно перевести как «бегство от полюса»), которая способствует концентрации континентов вдоль экватора. Эта сила возникает следующим образом. Эквипотенциальные поверхности не строго параллельны, они значительно более сближены у полюсов (где g больше), чем у экватора (где g меньше). Высоко поднятый, как бы плавающий континент испытывает воздействие двух сил: направленной вниз силы тяготения, приложенной к его центру тяжести, и направленной вверх силы плавучести, возникающей из закона Архимеда. Последняя приложена к центру тяжести жидкости, вытесненной плавающим телом. Центр тяжести континентальной массы лежит выше центра тяжести вытесненной жидкости. Обе силы — тяжести и плавучести — направлены по нормали к различным эквипотенциальным поверхностям, которые, как мы уже видели, непараллельны. Поэтому эти две разнонаправленные силы не строго параллельны, а их результирующая — Polfluchtkraft — направлена в сторону экватора. Однако эта результирующая очень мала и, можно полагать, не оказывает значительного влияния на геологические процессы.

ношениях мантии начаться процессу плавления, как фракционирование расплава и выжимание магмы навсегда нарушили бы тепловой режим, распределение источников тепловой энергии (^{40}K), плотность и распределение массы не только на глубине, но и на поверхности Земли. Геологическая и геофизическая неоднородности должны были, таким образом, со временем возрастать. Современная гетерогенность земной поверхности и, в частности, нынешнее распределение континентов могли возникнуть в результате, скорее всего, весьма незначительной первоначальной неоднородности, возможно, сравнимой с неоднородностью, возникающей в месте появления первого пузырька в жидкости в момент ее закипания.

Постоянство континентов

Осадочные породы на суше, как правило, существенно отличаются от илов, выстилающих в настоящее время дно глубоководных частей океана. Нигде в пределах океанов до сих пор не обнаружена земная кора, по мощности и составу подобная континентальной [1].

Таким образом, океаны и континенты, вероятно, не взаимозаменяемы; океаническое дно никогда не поднималось выше уровня моря, как дно эпиконтинентальных морей, а континенты в общем не погружались на океанические глубины. Вот почему прежде обычно полагали, что океаны и континенты представляют собой неизменные структуры.

Однако некоторые наблюдения противоречат взглядам о постоянстве континентов и океанов. Осадки огромной мощности, накопившиеся в палеозойское время в структуре, образующей ныне Аппалачские горы, по-видимому, сносились с размываемой суши, которая располагалась юго-восточнее, на месте современного Атлантического океана. Подобным же образом верхнемезозойские отложения побережья Калифорнии (Франciсканская формация), вероятно, частично сносились с запада, а характер их метаморфизма позволяет предполагать, что они могли накапливаться в структуре, представлявшей собой в то время глубоководный океанический желоб. На месте океана могли ранее существовать и другие материковые массивы. Палеонтологи, пытаясь объяснить сходство ископаемых наземных фаун и флор на далеко расположенных материках (например, Африки и Южной Америки), высказали предположение, что в прошлом между ними существовали исчезнувшие ныне континенты или цепи островов — некие «сухопутные мосты», по которым новообразованные виды наземной флоры могли мигрировать в новые места обитания, отделенные в современную эпоху непреодолимыми океаническими барьерами.

Скорость осадконакопления на дне океана оценивалась путем измерения мощности осадков между слоями, возраст которых можно установить либо по изменению характера ископаемой фауны, связанному с датированными климатическими флуктуациями в плейстоцене, либо по изменениям полярности земного магнитного поля, либо какими-нибудь другими методами, основанными на количественном определении короткоживущих продуктов радиоактивного распада урана и тория, осажденных вместе с осадками из морской воды. Установленная таким способом скорость седиментации, по-видимому, весьма изменчива как во времени, так и по площади, но порядок ее величины обычно составляет все же несколько миллиметров за тысячу лет. Если средняя скорость равна, скажем, 0,5 см за тысячу лет, то

[1] Строение земной коры, подобное континентальному, обнаружено, однако, на некоторых океанических островах (например, Сейшельских в северо-западной части Индийского океана).

общая мощность осадков, накопившихся за все (геологическое) время (примерно $4 \cdot 10^9$ лет) в неизменно сохраняющихся океанах, должна была бы быть около 20 км. Однако проведенные до сих пор сейсмические исследования в океанах обнаружили, что мощность отложений в разрезе дна, которые по характерным для них скоростям распространения сейсмических волн могут рассматриваться как осадочные, лишь изредка превышает 1 км. Несоответствие этих цифр очень велико, поэтому можно с уверенностью заключить, что осадки не накапливались на дне океана на протяжении слишком длительного времени, или, иными словами, океаническое дно должно быть относительно молодым. До сих пор на дне океана *не обнаружены породы* древнее верхнеюрских.

Рост континентов

Вулканическая деятельность непрерывно поставляет на континенты материал, источники которого, вероятно, находятся в верхней мантии (гл. 6). Эрозия, с другой стороны, непрерывно перемещает материал с суши; часть его захороняется на континентальных шельфах (и таким образом остается в пределах континентов), но часть выносится в океан в виде раствора или осаждается на океаническом дне и, следовательно, покидает континенты. Неясно, теряют ли континенты в целом материал или получают его в результате этих процессов.

Структура континентов. Анализ структуры Северной Америки и Евразии (Европы + Азии) привел некоторых геологов к мысли, что континенты действительно растут. Как было показано в гл. 3, континенты состоят из щитов, платформ и складчатых *поясов*.

1. Щиты представляют собой территории, сложенные докембрийскими *метаморфическими породами*; эти структуры оставались в существенной мере стабильными со времени последнего этапа их метаморфизма 1 млрд. лет или более назад. Такая стабильность позволяет считать эти структуры крайне жесткими и неспособными к деформации. Почти всегда на определенной стадии своего развития они были областями осадконакопления и вулканизма; позже слагающие их породы были интенсивно деформированы (орогения) и метаморфизованы с одновременными интрузиями магмы, главным образом гранитной. Такие щиты могут обладать довольно сложной структурой и слагаться несколькими стратиграфически разновозрастными комплексами пород; эти комплексы, например, как было показано в гл. 4, *образуют отдельные провинции* Канадского щита. На Канадском щите возраст пород омолаживается к внешним его частям *от одного или двух* очень древних ядер. В Евразии имеются три таких щита: вокруг Балтийского моря (так называемый Фенноскандинавский), на Украине и на севере Средней Сибири.

2. Платформы — это территории, покрытые в настоящее время горизонтально залегающими отложениями последокембрийского возраста. Они отличаются от щитов только тем, что на протяжении части (иногда большей части) своей геологической истории после последней эпохи метаморфизма они находились ниже уровня моря. Если не говорить о широко развитых вертикальных подвижках, платформы, по-видимому, не испытали современных деформаций. В качестве примера можно назвать Русскую платформу, охватывающую большую часть европейской *территории СССР* и простирающуюся примерно от арктических морей до Кавказа и от 30° в. д. до Урала.

3. Складчатые пояса последокембрийского возраста в общем обрамляют щиты и платформы, как, например,

Аппалачи (поздний палеозой) на восточной окраине Северо-Американского континента и Кордильеры на его западе.

В Европе четко распознаются три основных этапа последокембрийских деформаций. Это соответственно каледонская (ранний — средний палеозой), герцинско-варисцийская (поздний палеозой) и альпийская (кайнозой) орогении. Первая из них наблюдается на западном обрамлении Балтийского щита в Норвегии, а также в Великобритании. Герцинский складчатый пояс протягивается в целом с запада на восток от Западной Европы до Тихого океана с крупным меридиональным ответвлением в виде Уральских гор. Пояс альпийской складчатости также простирается в широтном направлении, располагаясь в основном южнее герцинского и частично перекрывая его. В Сибири также отмечается упорядоченное, более или менее концентрическое расположение складчатых поясов того же самого возраста вокруг щита; при этом возраст складчатости омолаживается по мере удаления от щита.

Разрастание континентов. Такая в определенной мере упрощенная картина упорядоченного распространения складчатых зон, по мнению некоторых геологов, указывает на разрастание континентов от первичных ядер путем последовательного причленения к ним орогенных поясов.

Согласно этой точке зрения, каждый из подобных поясов представлял собой вначале седиментационный бассейн или геосинклиналь, которая затем подверглась складчатости. Большая часть испытавших складчатость отложений была затем эродирована и смыта с метаморфического основания, пронизанного множеством глубинных интрузий, что обусловливало причленение его к соседнему разрастающемуся щиту. Последующая орогения развивалась вокруг этого уже расширившегося щита. Постоянно увеличивающаяся масса континентов может быть объяснена поступлением вулканического материала из мантии, особенно интенсивным на ранней (седиментационной) стадии процесса.

Рассмотренную гипотезу, которая, вероятно, содержит некоторые элементы действительности, также трудно доказать. Хотя несомненно, что орогенные пояса имеют тенденцию располагаться на прилегающих к океанам окраинах континентов (возможно, потому, что именно здесь, как было показано в гл. 11, наблюдается максимальная интенсивность теплового потока), нарисованная выше картина разрастания континентов отмечается далеко не повсеместно. Во-первых, очевидно, что последовательные орогенные пояса перекрывают один другой: герцинский пояс Западной Европы, например, содержит нижнепалеозойские толщи, деформированные более ранней каледонской орогенией, а в ядре центральной части Альп залегают породы, метаморфизованные в герцинский этап и вновь подвергшиеся метаморфизму в альпийскую орогению (глава 9).

Имеются данные о среднепалеозойской орогении в северной части Калифорнии и позднепалеозойской орогении в Неваде; обе эти области лежат внутри пояса более поздней (юрской) орогении и западнее, а потому за пределами внешней границы позднемезозойского орогенного пояса Скалистых гор. В областях, подвергшихся относительно поздним орогениям, более древний фундамент редко выходит на поверхность; поэтому невозможно доказать, что кайнозойские Кордильеры на западе Северной Америки, например, не подстилаются породами столь же или даже еще более древними, чем наиболее древние породы, обнаженные на Канадском щите. Действительно, радиометрические исследова-

ния позволили определить возраст некоторых пород Техаса и западного побережья в горах Сан-Габриель Калифорнии, оказавшийся равным 1,5 млрд. лет. Вдоль тихоокеанского побережья Чили палеозойские метаморфические и изверженные породы слагают западное (внешнее) обрамление Андской геосинклинали, заполненной лавами, вулканогенными и осадочными породами юрского и мелового возраста. Очень древние возрасты обнаружены в льюисских породах Шотландии на самой западной окраине Европы. Если современные радиометрические определения возраста ультрамафической интрузивной толщи Стиллуотер в Монтане верны, то это занимающее периферическое положение геологическое тело сложено самыми древними (3,6 млрд. лет) породами, известными на Северо-Американском континенте. Ясно также, что последний по времени метаморфизм затушевывает все особенности строения и состава породы, по которым может быть определен возраст запечатленных в ней более ранних событий геологической истории. Поэтому на базе имеющихся данных трудно решить, действительно ли континенты, как это предполагается, разрастались, увеличиваясь в размерах.

Видимо, все же объем континентов должен либо оставаться постоянным, либо увеличиваться. В настоящее время количество вулканогенного материала, поступающего на поверхность Земли, составляет в среднем около 1 км^3 (10^{15} см^3) в год; частично этот материал может возникнуть в результате расплавления континентальной коры, но часть его должна поступать из мантии. При таких темпах вся кора континентов, объем которой оценивается примерно в 10^{24} см^3, может образоваться за счет продуктов извержений за немногие миллиарды лет. Современный же объем ежегодно сносимых с континентов в океан осадков вряд ли может достигать такой величины [1]. К тому же, поскольку объем осадков, залегающих ныне на океаническом дне, относительно мал, перемещаемые со дна осадки, по-видимому, тем или иным образом вновь включаются во внутренние части континентальной коры или же в подкоровые участки в результате процесса расширения морского дна, который будет описан ниже. Конечно, приведенные здесь величины слишком неопределенны, чтобы можно было сделать достоверные выводы, и все же впечатление таково, что общий объем континентальной коры не уменьшался на протяжении геологического времени и мог даже существенно увеличиваться.

Внутриматериковые деформации

Вертикальные движения

Вероятно, уже самое раннее обобщение, которое может быть доступно каждому студенту-геологу,— это то, что любой участок земной поверхности с течением времени неоднократно испытывал восходящие и нисходящие тектонические движения. Некоторые данные по этому вопросу были приведены в гл. 7, большая часть их будет рассмотрена ниже. Но прежде следует отметить, что хотя относительные движения отдельных участков Земли выявляются без труда, абсолютную величину и причину этих подвижек в настоящее время очень

[1] Площадь океанического дна равна примерно $3 \cdot 10^{18}$ см^2. Если современная скорость осадконакопления составляет в среднем $5 \cdot 10^{-4}$ см/год, объем отлагающихся осадков может быть оценен величиной $1{,}5 \cdot 10^{15}$ см^3. Плотность глубоководных осадков существенно ниже, чем лав, и часть их может поступать из источников, расположенных вне континентов (например, из вулканов на океаническом дне). Таким образом, общая масса ежегодно отлагающихся глубоководных осадков, вероятно, меньше массы поступающего в кору вулканогенного материала.

трудно установить из-за отсутствия удобной для определения точки отсчета. Такой подходящей точкой отсчета мог бы быть центр тяжести Земли, от которого по радиусу можно было бы измерять изменение расстояния до любого пункта на поверхности, но подобные измерения нам недоступны. Обычно вертикальную амплитуду смещения оценивают относительно уровня моря (что соответствует поверхности геоида), но положение уровня само подвержено изменениям. Вода может поступать в океаны при извержениях вулканов, а может удаляться из них в виде ледников; при этом уровень моря соответственно поднимается и падает. Положение его могло измениться также в результате вертикальных подвижек крупных участков океанического дна. Как уже упоминалось выше, имеются данные о погружении обширных районов дна в юго-западной части Тихого океана. Однако колебания уровня моря можно, по крайней мере теоретически, отделить от вертикальных тектонических движений, поскольку если он вообще колеблется, то это происходит повсеместно и с одинаковой амплитудой. Локализованное по площади поднятие (относительно уровня моря) нельзя связывать с общим падением этого уровня. Рассмотрим доказательства происходивших вертикальных тектонических смещений.

1. *Изменения характера осадконакопления.* Трансгрессия моря, начавшаяся вследствие погружения суши, приводит к накоплению морских осадков на эрозионной поверхности Земли. Регрессия отражается сменой морского осадконакопления континентальным или же просто прекращением морского осадконакопления с последующей эрозией. В стратиграфических разрезах запечатлено множество событий подобного рода. Многократно море заливало целые области только для того, чтобы покинуть их спустя некоторое время. Максимальная амплитуда вертикальных тектонических движений, отраженных максимальной мощностью морских отложений на погружавшихся участках земной поверхности, может достигать 20 км и более.

2. *Крутопадающие сбросы со смещением по падению сбрасывателя.* Любые разрывы со смещением слоев по падению или восстанию плоскости сбрасывателя (гл. 3) свидетельствуют о вертикальных тектонических смещениях. Эти смещения относительны, и данных об абсолютной направленности движения, как правило, нет. Смещались ли оба крыла сброса вниз (или взброса вверх), но на разную величину? Или одно крыло двигалось вверх, а другое вниз? Или же перемещалось только одно крыло, а второе не двигалось вовсе? И если так, то какое именно?
Сбросы встречаются весьма часто. Максимальное относительное смещение по одной плоскости может достигать 1 км.

3. *Поднятия.* Морские отложения достаточно часто можно обнаружить высоко в горах. Они накапливались первоначально ниже уровня моря, но позже так или иначе были выведены на большую высоту. Амплитуда подъема в ряде случаев может достигать 10 км.

4. *Метаморфизм.* На поверхности Земли широко распространены метаморфические породы, которые, судя по образующим их минералам, были перекристаллизованы при давлениях до 10 кбар и более. Такие давления достигаются на глубинах порядка 20—30 км, характерных, в частности, для пород глаукофан-лавсонит-сланцевой фации (гл. 9). Степень перекристаллизации этих пород, ныне обнаженных на поверхности, свидетельствует о том, что в процессе геологической истории эрозией была уничтожена мощная перекрывавшая их толща обнажений, а амплитуда поднятия составляет 20—30 км.

Всеобъемлющего правила, однозначно связывающего вертикальные тектонические движения с другими геологическими процессами, не существует. В ряде случаев медленное погружение и накопление мощной толщи отложений, например в геосинклинали, сопровождается обширным вулканизмом и последующей интенсивной деформацией, но это не всегда обязательно. Поднятия могут происходить с деформацией или без деформации слоев, как, скажем, в области современного плато Колорадо, где на протяжении палеозойской и мезозойской эр шло спокойное осадконакопление. Воздымание территории на несколько километров произошло в раннем кайнозое и не сопровождалось заметной деформацией слоев, которые в районе Большого каньона в Колорадо залегают совершенно горизонтально. Поднятия гораздо более поздние, чем последние проявления тектонической активности, устанавливаются в горных цепях. Докембрийский щит Западной Австралии был поднят вдоль хорошо выраженного разлома, проходящего по западной окраине континента; этот разлом, которому в рельефе поверхности соответствует уступ, отличается сейсмической активностью. Вызывает удивление тот факт, что в мире имеется мало районов с поверхностью, располагающейся на таком уровне (вблизи уровня моря), к какому их должен был бы привести процесс эрозии; очевидно, что континенты ныне стоят выше, чем на протяжении большей части геологического времени (гл. 7). Поднятия — это всеобщее и широко распространенное явление.

Как это ни странно, видимо, именно потому, что вертикальные движения так обычны, они привлекали к себе относительно мало внимания, и только очень немногие геологи пытались установить их причины. В некоторых случаях вертикальные перемещения могут обусловливаться стремлением к изостатическому равновесию. Если, например, эрозией уничтожается часть толщ, создающих нагрузку в горном хребте, остаток хребта воздымается, а если на морском дне отлагаются осадки, оно может прогибаться под их тяжестью. Однако, сравнивая плотность воздымающихся или опускающихся отложений земной поверхности с плотностью материала мантии в тех районах, где имеются компенсационные движения, легко установить, что стремлением к изостатическому равновесию можно объяснить только очень небольшую часть вертикальных перемещений.

Горизонтальные напряжения

Сжатие. Собранные в складки осадочные слои, которые так хорошо видны в районах, подвергшихся деформациям, таких, как складчатые горные хребты, указывают на уменьшение горизонтальных расстояний между отдельными точками, происходившее перпендикулярно осям складок. Исходя из предпосылки, что такое уменьшение предполагает сжатие, часто признавали преобладание в земной коре усилий сжимающего характера. А поскольку это объяснение складкообразования казалось весьма очевидным, важность горизонтальных сжатий часто преувеличивалась. В то же время на механизмы растяжения геофизики обращали относительно мало внимания. Объяснение сжатия основывалось на наблюдающейся потере Землей тепла и возможном ее остывании, что должно обусловливать сокращение ее объема. Такое сокращение объема должно происходить на глубине, где находятся источники тепла и откуда оно исходит. В то же время земная кора, как полагали, имеет постоянную температуру и поэтому должна сжиматься, заполняя образующиеся внутренние полости.

Эта простая концепция должна быть сейчас тщательно пересмотрена. Во-

первых, как отмечалось в гл. 11, невозможно доказать, что Земля остывает, не имея достаточных данных о распространении и интенсивности внутренних источников тепла и первоначальной температуре Земли. Она может остывать, может, наоборот, разогреваться, а может одновременно остывать и разогреваться на разных глубинах. Во-вторых, уменьшение горизонтальных размеров земной коры не объясняет ни локальных растяжений, ни вертикальных перемещений, ни каких-либо тангенциальных движений, о которых речь пойдет ниже при рассмотрении гипотез континентального дрейфа и раздвигания океанического дна. И, наконец, сейчас обычно считают, что складки и покровные структуры в осадочных слоях, которые, как думали раньше, доказывают общий сжимающий характер напряжений в земной коре, могут образовываться под воздействием в существенной мере вертикальных движений и последующего скольжения крупных блоков осадочных пород, начинающих сминаться в складки в ходе этого процесса (гравитационная тектоника). То, что определенные сжимающие усилия и уменьшение размеров коры сопровождают образование складчатых горных хребтов, таких, например, как Альпы, представляется очевидным и доказывается увеличением мощности земной коры, образующей корни гор (гл. 10). Однако, по-видимому, сжатие коры в складчатых горных цепях может быть существенно меньшим, чем указывает смятие осадочного покрова. Как мы увидим ниже, очевидно также, что размеры земного шара могли не уменьшаться вообще.

Расширяющаяся Земля? Действительно, исходя из различных данных, предполагали, что земной шар не сжимается, а, наоборот, расширяется. По этой концепции континенты, обладая в целом такой же площадью, как и сегодня, первоначально покрывали весь тогда еще меньший по размерам земной шар радиусом R_0, равным примерно 0,57 современного. (Если континенты занимают ныне 1/3 поверхности Земли радиусом R, то R_0 должен быть таким, что $4\pi R_0^2 = 4\pi R^2/3$, откуда $R_0 = 0{,}57\ R$.) Поскольку Земля расширяется, площадь континентальной коры становиться слишком малой, чтобы покрыть всю ее поверхность. В результате в коре возникают бреши, которые и представляют собой современные океаны. Эта идея привлекательна тем, что она позволяет избавиться от необходимости объяснить, что привело к столь несимметричному распределению континентов по поверхности. Действительно, что может быть более симметричным, чем однородная континентальная кора, покрывающая всю Землю? В то же время гипотеза расширяющейся Земли устраняет сложные механические проблемы, вытекающие из концепции дрейфа континентов, так как из нее следует, что континенты могли бы начать отделяться друг от друга без перемещения относительно подстилающей мантии.

Если исходить из того, что размер каждого континента не меняется во время расширения Земли, оказывается возможным определить ее древний радиус при помощи палеомагнитных измерений, поскольку наклонение i поля в любой точке поверхности является простой функцией углового расстояния p до полюса: $\operatorname{tg} i = 2 \operatorname{ctg} p$. Предположим, что наклонение измерено в породах данного возраста в двух точках одного и того же континента, а L — расстояние по меридиану (магнитному) между этими двумя точками. Разница в наклонении отражает различие в угловом расстоянии до магнитного полюса, в то время как L измеряет разницу в линейном расстоянии. Линейное расстояние на сфере радиусом R в R раз больше соответствующего углового расстояния, следовательно

R может быть определено [1]. Имеющиеся на сегодня палеомагнитные измерения указывают, что начиная с пермского периода радиус Земли существенно не изменялся, хотя следует отметить, что эти измерения недостаточно точны, чтобы по ним можно было установить изменение радиуса на несколько процентов в такой промежуток времени.

Другие аргументы говорят о крайне малой вероятности таких крупных изменений радиуса Земли, как вдвое или около того. Если при постоянной массе радиус уменьшается вдвое, то средняя плотность Земли должна возрасти в 8 раз. Любое изменение радиуса и плотности влияет на g, а потому и на давление внутри земного шара. Как было показано выше, по расчетам для гомогенной Земли давление в ее центре должно увеличиться при этих условиях в $2^4 = 16$ раз. Твердые тела настолько несжимаемы, особенно при высоких нагрузках, что шестнадцатикратное увеличение давления не может обусловить увеличение плотности в 8 раз, разве что произойдут непредсказуемые фазовые изменения совершенно неизвестной природы. Небольшое же изменение радиуса Земли, вообще говоря, возможно, хотя возникающая при этом проблема источника гравитационной энергии, необходимой для расширения, кажется весьма сложной.

Предполагалось, что расширение Земли могло обусловливаться уменьшением во времени гравитационной постоянной G, с которой величина g связана прямо пропорциональной зависимостью. Космологические доказательства, на которых базируется это предположение, по-видимому, довольно слабы. Кроме того, имеются веские доводы, главным образом астрономические, чтобы считать, что если G вообще изменялось, то скорость этого процесса должна была быть крайне мала и общее изменение за все геологическое время могло достигать лишь нескольких процентов. Такое изменение G могло вызвать увеличение земного радиуса, но лишь на очень небольшую величину.

На основании изучения колец роста кораллов имеется возможность определить вероятное изменение G и среднего радиуса Земли R начиная с девонского времени. На механизм роста кораллов, по-видимому, каким-то образом влияет как солнечный, так и лунный свет; в результате толщина ежедневного прироста колец изменяется одновременно с периодом в год и в лунный месяц. Подсчитывая количество колец между последовательными максимумами, можно определить количество дней в девонском лунном месяце ($30{,}59 \pm 0{,}13$) и в девонском году (398 ± 7). На уменьшение количества дней в году могло повлиять приливное трение или изменение радиуса и момента инерции Земли либо же обе причины, вместе взятые. В первом случае должно наблюдаться соответствующее изменение продолжительности лунного месяца, поскольку эффект приливного трения таков, что он должен перенести угловой момент с вращения Земли на орбитальное движение Луны. Напомним, что угловой момент вращения Земли выражается как $C\omega$, где C — момент инерции относительно оси вращения, а $\omega = 2\pi/T$ — угловая скорость, соответствующая дню продолжительностью T секунд. Таким образом, если C изменяется, в то время как угловой момент остается постоянным, ω должно изменяться, но это не влияет на продолжительность месяца и года. Изменение G обусловливает длительность как года, так и лунного

[1] Например, разница в наклонении в 90°, как между экватором и полюсом, соответствует на современном земном шаре линейному расстоянию $\pi R/2$, или 10 000 км. Если бы различие в наклонении в 90° было обнаружено в древних породах в точках, отстоящих на 5000 км, то древний радиус Земли должен был бы составлять половину современного.

месяца. Эта проблема была недавно рассмотрена Ньютоном, установившим, что если исходить из постоянства G, то момент инерции, а поэтому, по-видимому, и радиус Земли также должны были оставаться в основном неизменными. Если же, с другой стороны, допустить изменение G, то результаты изучения кораллов вместе с данными о замедлении скорости вращения Земли, полученными по расчетам времени затмений, зафиксированных в истории человечества, и возмущениям в движении спутников, позволяют оценить изменения и C, и G. Ньютон обнаружил, что все эти данные согласуются с увеличением C (примерно на 10%) и уменьшением G (со скоростью 1 часть за 10^{10} лет) начиная с девонского времени. Неопределенность расчета возникает не только из-за неуверенности в данных изучения кораллов, но также из-за неучитываемого влияния некоторых посторонних факторов, таких, как планетарные изменения вращения Земли, соотношение замедления приливов, обусловленных Солнцем и Луной, и возможное влияние атмосферных приливов на изменение скорости вращения Земли. Заметим, что уменьшение G привело бы и к повсеместному на Земле снижению величины g, а вследствие этого уменьшению внутреннего давления и плотности, что в свою очередь обусловило бы возрастание земного радиуса. Полученное из расчетов изменение G, однако, слишком мало, чтобы объяснить все увеличение C; поэтому часть массы Земли должна была бы быть выброшена наружу в радиальном направлении.

Из всего сказанного вытекает, что в настоящее время отсутствуют доказательства уменьшения размеров земной коры, как того требует контракционная теория орогении. С другой стороны, существуют, хотя и скудные, данные о том, что радиус Земли мог увеличиваться со скоростью не более чем около 0,1 см в год.

Растяжение. Под растяжением коры мы понимаем такой тип тектонических деформаций, преимущественно связанный со сбросами, который характерен для рифтовых долин или блоковых структур гор, известных, например, на западе США и во многих других районах мира. Сбросы не обязательно указывают на воздействие сил растяжения, но они отражают тот факт, что составляющая силы, перпендикулярная земной поверхности, является наибольшей по сравнению с другими; при этом все три составляющие могут быть силами сжатия. Во всех случаях имеется компонент вертикального смещения, связанный с растяжением.

В некоторых случаях величину растяжения можно измерить. Излияния базальтов в бассейне Параны на юге Бразилии и в соседних странах покрывают площадь более 1 млн. км^2. На обрамлении бассейна обнажаются тысячи подводящих даек. Средняя их ширина около 50 м, а некоторые достигают ширины 100 м и при этом протягиваются более чем на 1000 км. Все вместе они занимают около 5% общей обнаженной площади. Это указывает на латеральное расширение (перпендикулярное простиранию даек) на 5% во время излияния базальтовой магмы, длившегося около 25 млн. лет в раннемеловую эпоху. Аналогичным образом Исландия, расположенная на гребне Срединно-Атлантического хребта, образована мощными толщами лавовых потоков, поступавших из многочисленных даек. Только в одном разрезе длиною 53 км было обнаружено 1000 даек общей мощностью 3 км. Путем сравнения общей мощности этих даек с объемом поступившей из них лавы было установлено, что если общая мощность лавовой толщи составляет 30 км, то латеральное расширение Исландии могло достигать 400 км. По-видимому, это указывает на процесс, благодаря которому на гребне океанического хребта формируется

новая кора, как это и следует из теории раздвигания океанического дна. При растяжении возникают трещины, через которые на поверхность поступает огромное количество базальтовой магмы, образующей дайки и потоки. Но растяжение коры не обязательно ограничивается областями активного вулканизма.

И вновь очень трудно сделать какие-либо общие заключения относительно того, где и когда возникает этот тип деформаций. По-видимому, рифтовые долины Африки также связаны с деформациями такого же, а не какого-то другого вида. Вдоль них известны проявления вулканизма, и хотя рифты все еще сейсмически активны и поэтому, вероятно, находятся сейчас в процессе развития, на всем их огромном протяжении разбросано лишь очень немного активных вулканов. В пермский период в Западной Европе вслед за крупной герцинской орогенией складчатого типа последовало широкое развитие сбросовых движений. Неизвестно, связаны ли таким же образом глыбовые горы на западе Кордильер в США с ларамийской (позднемеловой) орогенией Скалистых гор.

Подобная же картина растяжения и образования сбросов, по-видимому, типична для срединно-океанических хребтов. Во многих местах вдоль гребня хребта имеется узкий трог, по размерам и форме напоминающий рифтовые долины Африки, которые так же, как их аналоги на океаническом хребте, располагаются на гребне очень широкого поднятия (фиг. 3-71). Однако аналогия между срединно-океаническими хребтами и рифтовыми долинами Африки, по-видимому, не так уж велика, чтобы эти долины считать частью глобальной системы срединно-океанических хребтов, как это показано на некоторых картах. К примеру, срединно-океанические хребты характеризуются (см. ниже раздел о раздвигании океанического дна) широким развитием процесса латерального расширения, проявления которого отмечаются и в Африканских рифтах, но в слабой степени. Если эти рифты расширяются, как срединно-океанические хребты, то скорость расширения здесь значительно меньшая.

Поперечные разломы. Только в самые последние годы геологам удалось обнаружить, что для поперечных разломов, наиболее известным из которых является разлом Сан-Андреас в Калифорнии, характерны крупные горизонтальные смещения, достигавшие величины порядка нескольких сотен километров. В настоящее время смещение вдоль разлома Сан-Андреас или по крайней мере его части происходит со средней скоростью нескольких сантиметров в год, так что это тектоническое нарушение, видимо, развивалось около 10^8 лет. К нарушениям подобного же рода относятся Альпийский разлом в Новой Зеландии, разлом Атакама в Чили и Филиппинский разлом (фиг. 3-71); все они примерно параллельны границе Тихого океана. Смещение вдоль зоны разломов Мендосино на дне северо-восточной части Тихого океана, по-видимому, превышает 1000 км. Направление движения во многих фокусах землетрясений, как устанавливается по сейсмическим данным (гл. 8), заставляет предполагать, что горизонтальные смещения весьма обычны для многих активных в настоящее время разломов.

Сжатие и растяжение земной коры можно, вероятно, объяснить с позиций гипотезы механического взаимодействия континентов с конвективными потоками в мантии. При этом сжатие возникает над потоками, опускающимися под край континента, а растяжение — над потоками, расходящимися и поднимающимися вверх (фиг. 11-9). Казалось бы, можно предположить, что поперечные разломы должны возникать вблизи границы между горизонтальными потоками противоположного направле-

ния. Однако эта очень упрощенная картина не выдерживает сопоставления с другими данными. Исходя из такого механизма, например, надо было бы считать, что разлом Атакама возник под влиянием потока, параллельного границе Тихого океана. Однако образование глубоководного Перуанско-Чилийского желоба, простирающегося параллельно разлому Атакама и на небольшом от него расстоянии, приписывают обычно воздействию потока, двигающегося под прямым углом к оси желоба от Восточно-Тихоокеанского поднятия к Южно-Американскому континенту. Горизонтальные смещения еще большего масштаба, чем в поперечных разломах, по-видимому, проявляются в виде континентального дрейфа и расширения морского дна. Рассмотрим теперь эти глобальные тектонические процессы.

Дрейф континентов

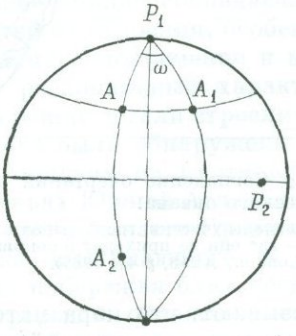
Совпадение противоположных побережий Атлантического океана

Мысль о том, что все континенты или некоторые из них перемещались относительно друг друга, не нова; первые предположения такого рода были высказаны уже в XVII в. Первое всестороннее изложение проблемы, называемой ныне теорией континентального дрейфа, принадлежит Вегенеру; оно было сделано им в 1911 г.

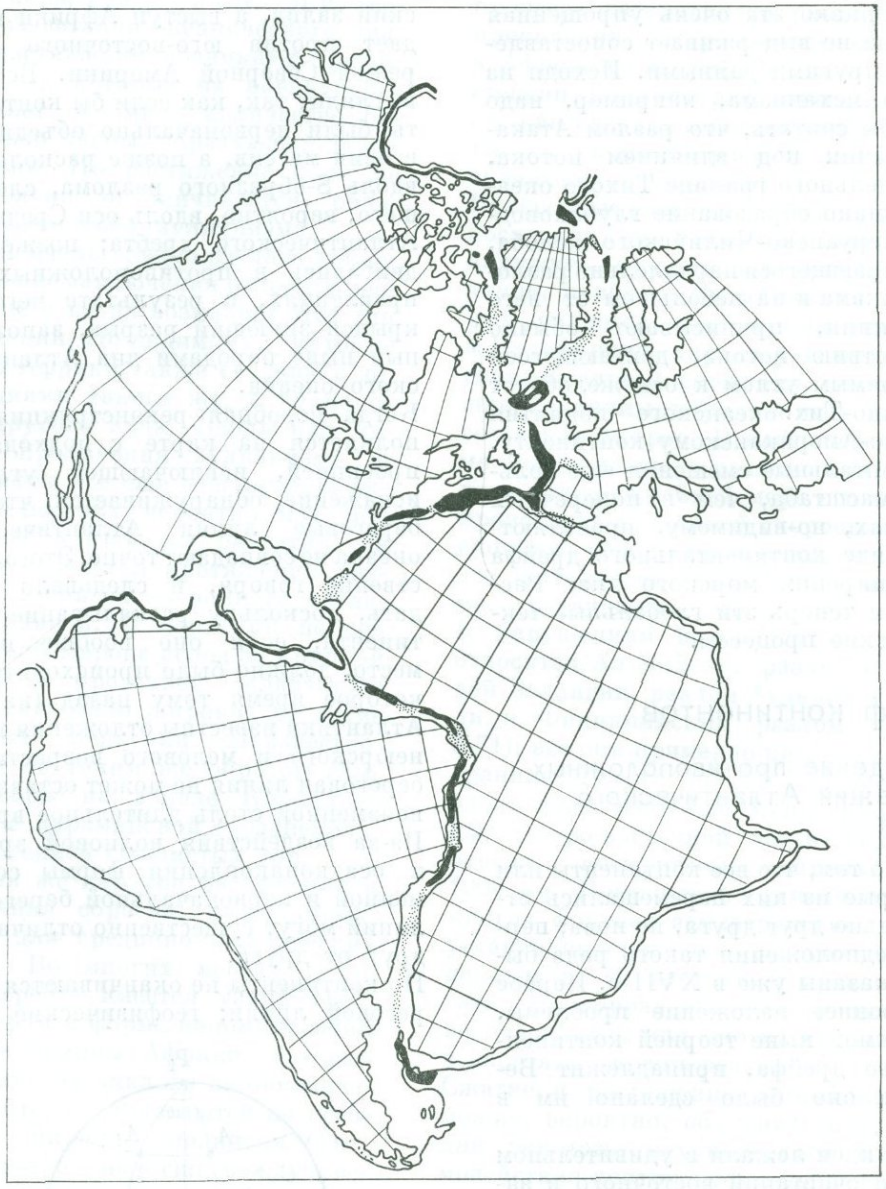
Истоки идеи лежали в удивительном подобии очертаний восточного и западного побережий Атлантического океана. Даже беглый взгляд на карту достаточен, чтобы увидеть, что эти два берега, оба выгнутые приблизительно в виде латинской буквы S, можно совместить, передвигая Американский континент к востоку или, что то же самое, Европу и Африку к западу. Выступ Бразилии можно поместить, например, в Гвинейский залив, а выступ Африки попадает против юго-восточного побережья Северной Америки. Все это выглядит так, как если бы континенты были первоначально объединены в один массив, а позже раскололись вдоль S-образного разлома, следующего, вероятно, вдоль оси Срединно-Атлантического хребта; позже они двигались в противоположных направлениях, в результате чего открылся зияющий разрыв, заполненный ныне породами дна Атлантического океана.

Когда подобная реконструкция выполняется на карте с подходящей проекцией, исключающей угловое искажение, обнаруживается, что две береговые линии Атлантического океана не совпадают точно. Этого, собственно говоря, и следовало ожидать, поскольку раскалывание континента, если оно вообще имело место, должно было происходить некоторое время тому назад (на дне Атлантики известны отложения позднеюрского и мелового возраста), а береговая линия не может оставаться неизменной столь длительное время. Из-за воздействия волновой эрозии и осадконакопления формы современной и первоначальной береговых линий могут существенно отличаться друг от друга.

Но континенты не оканчиваются у береговой линии; геофизические дан-



ФИГ. 12-1.
Перемещение из A в A_1 эквивалентно вращению вокруг P_1. Перемещение из A в A_2 эквивалентно вращению вокруг P_2.



ФИГ. 12-2. Совпадение очертаний континентов на противоположных сторонах Атлантического океана.

Черным показаны участки, где по изобате 500 фатомов противоположные стороны Атлантики перекрываются, а крапом — где они не приходят в соприкосновение (*Bullard E. C., Everett J. E., Smith A. G.*, Phil. Trans. Roy. Soc. London, A258, p 41, 1965).

ные указывают, что кора материков простирается в море по крайней мере до края континентального шельфа и склона. Поэтому о совпадении противоположных сторон Атлантического океана следует судить на основании сравнения края континентального шельфа, основания континентального склона или же некоторой промежуточной между ними линии,

а не современного побережья, поскольку все они, вероятно, значительно меньше подвержены изменениям, чем береговая линия. И действительно, Кэри обнаружил хорошее совпадение краев Африки и Южной Америки по 200-метровой изобате.

Буллард, Эверетт и Смит рассмотрели недавно проблему совпадения берегов континентов с несколько иной точки зрения. В геометрии есть теорема, известная как теорема неподвижной точки. Из нее следует, что любое перемещение сферической поверхности по себе, при котором какая-либо ее точка остается неподвижной, может рассматриваться как вращение вокруг некоторой точки поверхности. Например, перемещение точки A на фиг. 12-1 вдоль параллели в положение A_1 эквивалентно вращению ее с углом ω вокруг точки P_1, а перемещение из A в A_2 равнозначно вращению вокруг P_2. Использовав метод проб и ошибок, Буллард, Эверетт и Смит определили, какие вращательные перемещения нужно было бы произвести, чтобы прийти к совмещению противоположных сторон Атлантического океана по изобате 500 фатомов. Полученное таким путем совпадение действительно исключительно точное (фиг. 12-2). Интересная деталь этой реконструкции: Испания должна была быть сначала повернута относительно остальной Европы, в противном случае она перекрывает Северную Африку. Как мы скоро увидим, имеются и другие независимые геологические и палеомагнитные данные о таком перемещении Испании.

Геологические доказательства

Если отдельные материковые глыбы являлись когда-то единым континентом, впоследствии расколовшимся, то геологические структуры и более древние события геологической истории, отмечающиеся на противоположных сторонах разрыва, должны соответствовать друг другу. Так, если Африка и Южная Америка действительно представляют собой обломки одного континента, то побережье Южной Америки по своему геологическому строению должно определенным образом совпадать с побережьем Африки вплоть до времени разделения этих континентов. В соответствующих их частях, для которых геологическая история до времени раскола должна была быть идентичной, можно было бы обнаружить, например, древние метаморфические провинции или массивы изверженных пород одного и того же возраста. То же самое удобнее, пожалуй, сформулировать несколько иначе: если две области имели различную геологическую историю, то естественно предположить, что они никогда не соприкасались. Если же они имели похожую историю развития, то относительно их прежней близости нельзя сделать однозначного вывода, поскольку магматизм одного и того же характера может одновременно проявляться в очень отдаленных районах мира, а однотипные осадки, однотипные деформации или метаморфизм также можно обнаружить в областях, никогда не соседствовавших друг с другом. Чтобы доказать, что две области некогда близко соприкасались, нужно исключительное обилие совпадающих особенностей их строения, особенностей, возникших одновременно и носящих сугубо региональный характер.

Совпадающие детали строения подобного рода были обнаружены в некоторых пунктах на противолежащих побережьях Южной Атлантики. В северо-восточной части Бразилии выше и ниже выступающего к востоку участка побережья близ Ресифи почти непрерывно обнажающиеся породы докембрийского щита образуют две разновозрастные по радиометрическим данным провинции. Одна из них, почти целиком располагающая-

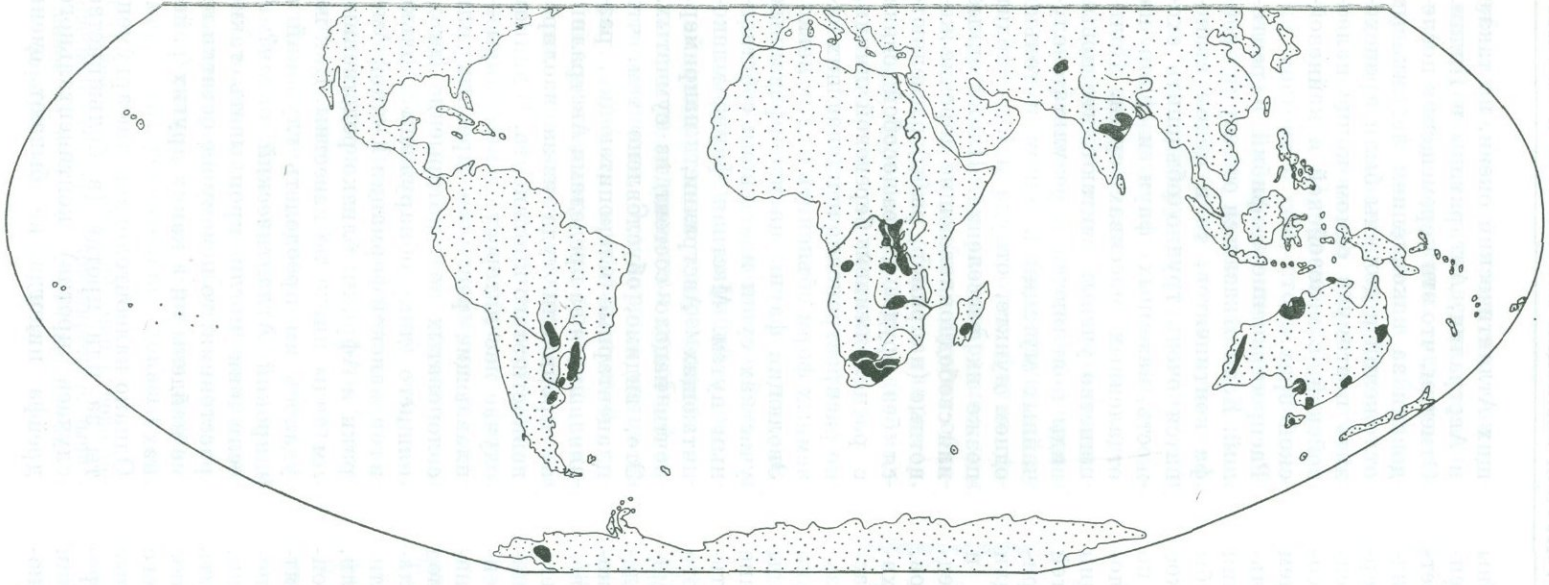
ся в северной части побережья, сложена породами возраста 2000 млн. лет. В другой, приуроченной к южному сектору побережья, на поверхность повсеместно выходят толщи верхнего докембрия. Значения возраста слагающих их пород закономерно колеблются между 700 и 450 млн. лет в зависимости от того, на каком материале проводился анализ (амфибол, биотит, вся порода). Провинции, образованные породами совершенно такого же возраста, имеются и на противолежащем побережье океана — в Западной Африке. На фиг. 12-2 видно, что границы между двумя этими разновозрастными провинциями в Бразилии и Африке точно совмещаются. Точно так же хорошо совпадают и структурные простирания в докембрии.

Аналогичное совпадение геологических структур и возраста слагающих их пород можно обнаружить в областях суши, обрамляющих северную часть Атлантического океана (Северная Америка, Гренландия, Европа, Северная Африка). По характеру простирания и структурной истории палеозойские складчатые системы на востоке Северной Америки совпадают с соответствующими системами Европы и Северной Африки. Время метаморфизма и интрузивной деятельности в Гренландии точно такое же, как в Северной Америке и на северо-западе Европы.

Гондванские формации и позднепалеозойские оледенения. В Индии широко распространена мощная толща осадочных отложений с возрастным диапазоном от позднего палеозоя до позднего мезозоя, известная под названием гондванской системы. Она сложена в основном неморскими образованиями, включающими прослои каменного угля; известно лишь небольшое число мелководных морских отложений. Толща содержит характерную так называемую глоссоптерисовую ископаемую флору с типичными родами папоротников. Аналогичные формации с такой же флорой были обнаружены в Австралии, на Мадагаскаре, в Африке (где они известны как формация Карру), в Антарктиде, на Фолклендских островах и на части Южной Америки (главным образом на юге Бразилии и севере Уругвая); обо всех этих территориях говорят как об обломках единого материка Гондваны. Одновозрастные флоры в других частях мира совершенно отличны.

Где бы ни находили гондванскую формацию, в основании ее разреза всегда располагаются мощные тиллитовые образования; во многих местах можно видеть, что тиллиты залегают на выпаханной ледниками поверхности докембрийских пород. Эти гляциальные отложения, местами содержащие морские пласты, развиты на огромной территории к северу и югу от современного экватора (до 30° с. ш. в Индии) (фиг. 12-3). Точный их возраст определить трудно, потому что заключенная в них фауна и флора свойственны только этим территориям и с трудом сопоставляются со стратиграфической шкалой, основанной на эволюции негляциальных фаун остальной части мира. Обычно полагают, что эпоха оледенения или ряда оледенений началась в среднем карбоне и продолжалась в перми.

Распространение этих ледниковых отложений с точки зрения современной географии действительно крайне необычно. Если климат был настолько холодным и влажным, чтобы обусловить развитие оледенений у уровня моря по обе стороны от экватора, то он тем более должен был бы быть достаточно холодным и влажным, чтобы подобные оледенения возникли в средних широтах северного полушария — в Северной Америке, Европе и центральной Сибири. Между тем в этих регионах пермские отложения (эвапориты, красноцветы) указывают на сухой и теплый, а местами и пустынный климат, существовавший во время их накопления.



ФИГ. 12-3. Распределение ледниковых отложений гондванской формации.

Современные климатические зоны располагаются в основном концентрически вокруг полюсов и симметрично относительно экватора. Позднепалеозойская зональность совершенно иная; высказывались предположения, что ее отличие от современной обусловлено изменением положения Земли в целом относительно оси ее вращения (перемещения полюсов). Поэтому можно было бы считать, что в позднепалеозойское время полюса были смещены по сравнению с сегодняшним их положением таким образом, что один из них находился вблизи областей оледенения, а экваториальные и прилегающие к ним аридные зоны были севернее и охватывали Европу и Северную Америку. Поскольку предположения о перемещении полюсов, по-видимому, отчасти верны (механизм такого перемещения будет рассмотрен на стр. 766), а область, захваченная ледниками, действительно чрезвычайно велика — от Антарктиды до 30° с. ш. в Индии, то оледенение должно было бы распространяться на 60° по меридиану от одного из полюсов. Из симметрии климатических зон следует, что оледенение должно было охватывать аналогичный по размерам ареал и вокруг другого полюса, однако ничего подобного в действительности не наблюдается. Единственное предложенное доныне разумное объяснение наблюдаемой картины таково: в период оледенения подвергшиеся ему области располагались значительно ближе друг к другу и образовывали, возможно, единый континент — Гондвану. Этот континент был, вероятно, гораздо ближе к одному из полюсов, чем его фрагменты сегодня. Отсутствие симметрии может быть связано с тем, что другой полюс располагался в пределах древнего океана. Интересно, что приведенные палеоклиматические данные с определенностью говорят о перемещении не только континентов, обрамляющих Атлантический океан, но также и Австралии, Антарктиды и Индии. Отметим, что эти перемещения последовали за накоплением ледниковых отложений и должны были происходить поэтому в самом конце палеозойской, в мезозойской и кайнозойской эрах.

Распространение амфибий и рептилий. Если отказаться от теории дрейфа континентов, то в целом становится очень трудно объяснить схожесть наземных фаун и флор на отдаленных массивах суши. Большинство ученых считают, что новые виды появляются в результате случайных мутаций в одном и только одном пункте, откуда и происходит позже их расселение. Планктонные или свободноплавающие морские животные (например, рыбы) расселяются без труда и без особой связи с расположением береговой линии, но распространение неплавающих наземных форм объяснить не так легко. Эволюция фауны на изолированных участках суши идет своим собственным путем. Местная фауна млекопитающих Австралии, например, почти нацело состоит из сумчатых. Это, видимо, обусловлено тем, что плацентарные млекопитающие, развивавшиеся за пределами Австралии, не проникали туда из-за изолированности этого континента. В данном случае нас интересуют мезозавры — плавающие рептилии пресных или солоноватых вод, которые до сегодняшнего дня обнаружены только в гондванской формации Южной Америки и Африки; близко родственные им виды нигде не известны. Как же удалось им преодолеть глубокий и широкий Атлантический океан? А если они могли проплывать такие расстояния, то почему же остатки их не найдены ни в каких других районах?

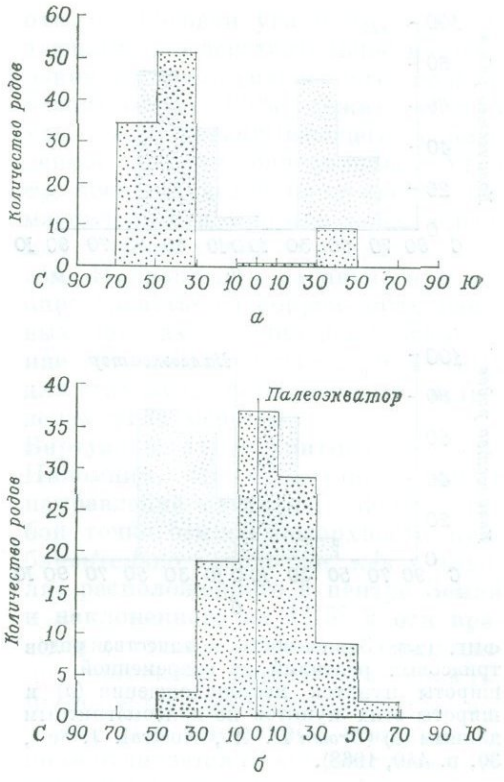
Однако палеонтологические аргументы за или против (в большинстве случаев против) континентального дрейфа никогда не бывают очень

убедительными, потому что они зависят от оценки сходства и различий между фаунами отдаленных пунктов. Такие фауны и сейчас никогда не бывают совершенно одинаковыми даже на одном и том же континенте. Проблема, следовательно, состоит в том, чтобы правильно решить, достаточно ли близки две фауны, чтобы считать необходимой сухопутную связь между пунктами, где они обнаружены, или же эти фауны достаточно отличаются, чтобы такой связи могло и не быть.

Недавно эта проблема была всесторонне рассмотрена Брауном. Хорошо известно, что в современную эпоху в тропических широтах фауна гораздо обильнее и разнообразнее, чем в каких бы то ни было других областях; в тропиках обитает, например, гораздо больше видов и родов моллюсков, чем в высоких широтах. Такая закономерность справедлива также и для наземной фауны.

Брауну удалось установить, что распространение позднепалеозойских и раннемезозойских амфибий и рептилий относительно современного экватора не подчиняется подобной закономерности. Это хорошо видно на фиг. 12-4, *а*, представляющей собой гистограмму, на которой показана зависимость количества родов от современной широты местонахождений фауны. Разнообразие фауны не дает здесь ни максимума у экватора, ни симметрии относительно него. Если же, с другой стороны, построить график зависимости количества родов от палеошироты [1], как это сделано на фиг. 12-4, *б*, то на гистограмме выявляется отчетливый максимум между 10° с. ш. и 10° ю. ш. и примерно симметричное распространение в обоих полушариях. Установленные Брауном закономерности убедительно доказывают,

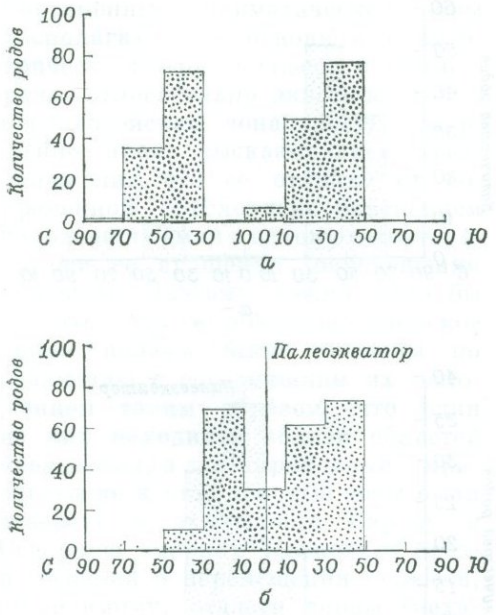
[1] Палеоширота равна 90° минус дополнение палеогеографической широты p, вычисленное из палеомагнитного наклонения i по формуле: $\operatorname{tg} i = 2 \operatorname{ctg} p$.



ФИГ. 12-4. Зависимость количества родов позднепалеозойских амфибий от современной широты пунктов местонахождения (*а*) и широты этих пунктов по палеомагнитным данным (*б*) (*Brown D. A.*, Austral. J. Sci., 30, p. 439, 1968).

что в позднепалеозойское время пункты, где были обнаружены ископаемые амфибии, находились на иной по сравнению с современной широте. Тем самым явно подразумевается большая роль континентального дрейфа.

В распространении триасовых рептилий (фиг. 12-5, *а*, *б*) наблюдаются те же особенности. Количество родов оказывается минимальным у экватора, что подтверждает представление о дрейфе континентов. Если же современные широты заменить полученными из палеомагнитных данных, максимума у экватора все равно не обнаруживается, но зато становится хорошо заметным значительное



ФИГ. 12-5. Зависимость количества родов триасовых рептилий от современной широты пунктов местонахождения (*а*) и широты этих пунктов по палеомагнитным данным (*б*) (*Brown D. A.*, Austral. J. Sci., 30, p. 440, 1968).

увеличение разнообразия фауны между 30° с. ш. и 30° ю. ш. Рассмотрев аналогичным образом распространение позднепалеозойских рептилий и триасовых амфибий, можно увидеть, что количество родов между 0° и 30° увеличивается от 17% (если нанести их против современных широт) до 71% (против палеоширот) от общего числа родов [1].

[1] Исключением являются терапсидные — прогрессивная группа рептилий, представленная формами, похожими на млекопитающих. Вероятно, были неизвестные нам, но веские причины, почему эти животные предпочитали, как, например, в наше время пингвины, более низкие температуры. Следует напомнить также, что на статистические данные подобного рода искажающее влияние оказывает неравномерность фактического материала. Содержащие ископаемые остатки отложения данного возраста распространены неповсеместно и не во всех широтах, а там, где эти отложения развиты, они охарактеризованы фаунистически с разной степенью полноты.

Распространение типов осадочных пород. Ирвинг систематизировал обширный фактический материал относительно распространения осадочных пород, накопление которых было обусловлено климатом, а следовательно, и широтой. Эвапориты, например, отлагаются в современную эпоху только в широтах от 10 до 50°. Карбонатные породы, как обычно полагают, указывают на теплый климат; область развития современных коралловых рифов, например, ограничена широтой 30°, а 75% их не заходит севернее и южнее 20-й параллели. В отличие от них ископаемые коралловые рифы известны между 40° ю. ш. и 80° с. ш., а максимальное их количество приурочено примерно к 60° с. ш. Однако, если совместить местонахождения ископаемых коралловых рифов с палеоширотами, то оказывается, что 90% их попадают между 30° с. ш. и 20° ю. ш. и только 10% между 30 и 50° с. ш. Гораздо более закономерным — ограниченным по широте, более симметричным относительно экватора, а потому и легко объяснимым — становится распространение и других карбонатных пород, а также эвапоритов, красноцветов, пустынных терригенных осадков, если рассматривать его относительно палеоширот, а не современной широты. Здесь мы опять сталкиваемся с серьезными свидетельствами того, что континенты не всегда находились на тех широтах, где мы их видим сегодня.

Палеомагнитные доказательства

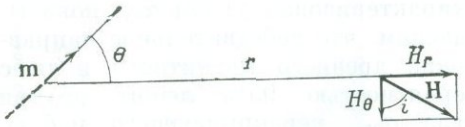
Намагничивание пород. Некоторые породы во время их образования приобретают постоянную, или остаточную, намагниченность. Направление ее, если породы магнитно изотропны, параллельно земному магнитному полю в данном пункте и в данный момент времени. Намагниченность присуща немногим магнитным минералам, главным образом окислам

железа и титана, таким, как магнетит Fe_3O_4, твердые растворы магнетита и ульвошпинели Fe_2TiO_4, гематит α-Fe_2O_3 и твердые растворы гематита и ильменита $FeTiO_3$, маггемит γ-Fe_2O_3, гётит α-FeOOH и некоторые другие минералы. Остаточная намагниченность может возникнуть в результате нескольких различных процессов, из которых не все достаточно полно изучены. Термальная остаточная намагниченность, например, приобретается изверженными породами во время первичного остывания магмы. Ее интенсивность и устойчивость (т. е. сопротивление размагничиванию) зависят от наличия дефектов различного типа внутри магнитных зерен и особенно от наличия высоко напряженных участков вокруг дислокаций. Кроме первоначальной остаточной намагниченности, большинству пород свойственны и другие компоненты намагниченности, приобретенные позже, например «вязкая» намагниченность, возникшая в геологически недавнее время под воздействием современного магнитного поля Земли. Эта дополнительная намагниченность обычно менее устойчива к искусственному размагничиванию, чем первичная остаточная намагниченность, поэтому в лабораторных условиях при аккуратной обработке образца ее часто можно снять и выявить первоначальное направление магнитного поля. Измерения проводятся на тщательно отобранных образцах, для которых известна их ориентировка относительно географических координат. В результате в пункте отбора определяется наклонение i и склонение δ древнего магнитного поля. Измерения дублируются на целом ряде образцов (например, на 8—10 образцах одного лавового потока или пласта осадочных пород), на которых определяется среднее направление поля. При этом применяется соответствующая методика усреднения: разброс данных наблюдения может быть охарактеризован углом α_{95}, показывающим, что действительное направление древнего магнитного поля с вероятностью 95% лежит внутри угла α_{95}, перекрывающего наблюденное среднее направление. Угол α_{95} невелик, когда направления намагниченности в нескольких образцах хорошо совпадают друг с другом. Направления магнитного поля, определенные на современных лавовых потоках, обычно дают отклонение от действительных известных для этих пунктов направлений в пределах угла менее 5°.

Виртуальные геомагнитные полюсы. Напомним, что в настоящее время направление магнитного поля в любой точке земной поверхности приблизительно таково же, как у диполя, расположенного в центре Земли и наклоненного на 11,5° к оси вращения; точки, в которых ось диполя пересекает земную поверхность, представляют собой геомагнитные полюсы. Действительное направление поля отличается от соответствующего наклоненному диполю лишь на небольшой угол (всегда меньший 25°), изменяющийся во времени (вековые колебания). Эти колебания таковы, что поле, усредненное за несколько тысячелетий, вероятно, является точно диполярным; к тому же ось самого среднего диполя, по-видимому, совпадает с осью вращения Земли (осевой диполь). Пока еще нет несомненных доказательств того, что это всегда справедливо; имеются лишь результаты сферического гармонического анализа палеомагнитных данных для четвертичного периода, который для неосевых составляющих диполя и недипольных членов дает небольшие и статистически незначащие величины.

Вспомним интересную особенность дипольного магнитного поля (фиг. 12-6). Соответствующий магнитный потенциал W равен

$$W = \frac{m \cos \theta}{r^2},$$



ФИГ. 12-6.
Поле дипольного момента m таково, что $\operatorname{tg} i = 2 \operatorname{ctg} \theta$.

где $\mathbf{m}$ — момент диполя. Составляющие H_r и H_θ поля соответственно равны

$$H_r = -\frac{\partial W}{\partial r} = \frac{2m \cos \theta}{r^3},$$

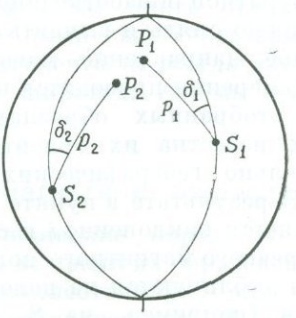
$$H_\theta = -\frac{1}{r}\frac{\partial W}{\partial \theta} = \frac{m \sin \theta}{r^3}.$$

Следовательно, угол i, который поле **H** образует с перпендикуляром к радиусу-вектору **r**, выражается как

$$\operatorname{tg} i = \frac{H_r}{H_\theta} = 2 \operatorname{ctg} \theta.$$

Направление палеомагнитного поля для данного времени определяется обычно или по образцам из осадочных толщ, характеризовавшихся низкой скоростью накопления, или по разрезам лавовых потоков, излившихся в какой-то временной интервал, или же по образцам из медленно остывавших интрузивных тел. Таким образом, среднее направление магнитного поля, установленное по ряду образцов, имеет характер среднего во времени; в идеале это среднее направление для отрезка времени, на протяжении которого происходили либо аккумуляция осадков, либо излияние лав, либо остывание плутона. Если среднее во времени магнитное поле Земли действительно дипольно, то с этой позиции можно рассматривать и палеомагнитные данные. Тогда, если δ и i являются соответственно измеренными склонением и наклонением в пункте S_1, проведем через S_1 большую окружность, образующую с меридианом угол δ, и отмерим на ней дугу p так, чтобы $\operatorname{tg} i = 2 \operatorname{ctg} p$ (фиг. 12-7). Найденный таким образом пункт P_1 представляет собой точку пересечения земной поверхности с осью проходящего через ее центр диполя, который образует в точке S_1 поле со склонением δ и наклонением i; эта точка называется виртуальным геомагнитным полюсом для S_1. Предположение, что земное магнитное поле было действительно дипольным, может быть проверено на образцах, отобранных в другом пункте из отложений того же возраста. Найденный здесь виртуальный полюс P_2 должен совпадать с полюсом P_1. Однако виртуальные полюсы редко совпадают точно, и это происходит по нескольким причинам:

1. Во-первых, на измерения в пунктах S_1 и S_2 влияют ошибки различного типа (в ориентации образцов, в определении направления намагниченности каждого образца, в снятии нежелательных вязких компонентов намагниченности и т. п.), а потому усредненные направления поля в S_1 и S_2 в определенной мере неточны. Разброс результатов отдельных измерений в какой-либо точке оценивается, положим, углом α_{95}, которому соответствует возможная ошибка в положении виртуального полюса. Следовательно, вокруг этого полюса может быть обрисован некий «овал достоверности», такой, для которого существует определенная ве-



ФИГ. 12-7.
Виртуальный геомагнитный полюс P_1, соответствующий измеренным склонению δ_1 и наклонению i_1 в пункте S_1 ($\operatorname{tg} i_1 = 2 \operatorname{ctg} p_1$). Виртуальный геомагнитный полюс P_2, соответствующий склонению δ_2 и наклонению i_2, измеренный в породах того же возраста, должен точно совпадать с P_1, если поле дипольно и в измерениях не было допущено никаких ошибок.

роятность (скажем, 95%), что виртуальный полюс, соответствующий действительному направлению магнитного поля в данной точке, попадает внутрь этого овала. Если овалы достоверности для P_1 и P_2 перекрывают друг друга, то имеется определенная вероятность того, что P_1 и P_2 действительно совпадают.

2. Кроме ошибок в проведении самого эксперимента, P_1 и P_2 могут не совпасть из-за того, что образцы, отобранные в пунктах S_1 и S_2, не характеризуют в точности одинаковый стратиграфический интервал, а земное магнитное поле, возможно, изменялось в пределах соответствующего отрезка геологического времени.

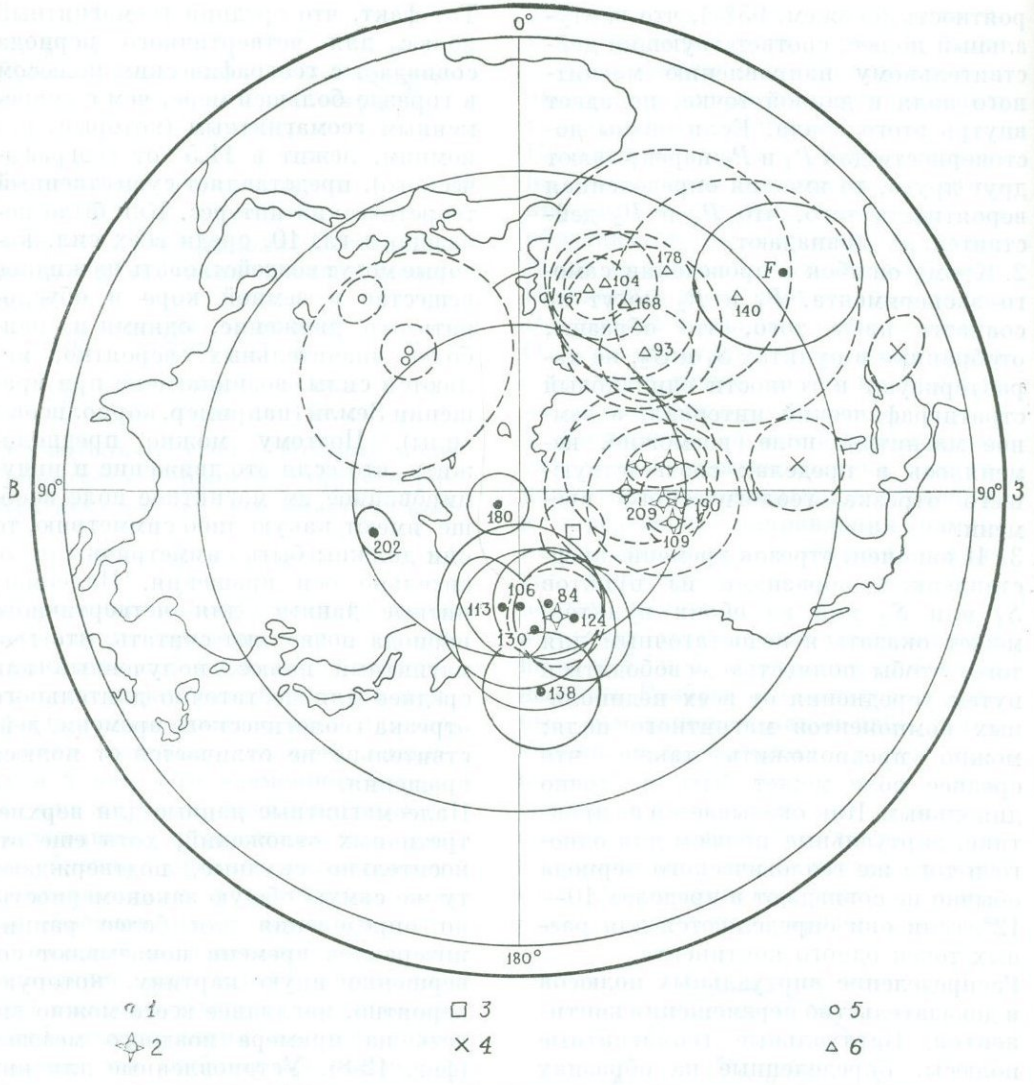
3. И наконец, отрезок времени, представленный образцами из пунктов S_1 или S_2 или из обоих пунктов, может оказаться недостаточным для того, чтобы полностью освободиться путем усреднения от всех недипольных компонентов магнитного поля; можно предположить также, что среднее поле может быть не точно дипольным. Как оказывается на практике, виртуальные полюсы для одного и того же геологического периода обычно не совпадают в пределах 10—12°, если они определяются для разных точек одного континента.

Распределение виртуальных полюсов и доказательство перемещения континентов. Виртуальные геомагнитные полюсы, определенные на образцах пород четвертичного возраста из всех частей мира, тесно группируются вокруг современного географического полюса. Создается впечатление, что среднее геомагнитное поле для этого периода как бы действительно неотличимо от поля, образуемого проходящим через центр Земли осевым диполем. К такому же заключению, как упоминалось выше, приводит сферический гармонический анализ, который вовсе не исходит из предположения о дипольной природе магнитного поля.

Тот факт, что средний геомагнитный полюс для четвертичного периода совпадает с географическим полюсом в гораздо большей мере, чем с современным геомагнитным (который, напомним, лежит в 11,5° от географического), представляет существенный теоретический интерес. Как было показано в гл. 10, среди всех сил, которые могут воздействовать на жидкое вещество в земной коре и обусловить его движение, одними из наиболее значительных, вероятно, являются силы, возникающие при вращении Земли (например, кориолисовы силы). Поэтому можно предположить, что если это движение и индуцированное им магнитное поле вообще имеют какую-либо симметрию, то они должны быть симметричны относительно оси вращения. Палеомагнитные данные для четвертичного периода позволяют считать, что геомагнитный полюс, полученный как среднее для достаточно длительного отрезка геологического времени, действительно не отличается от полюса вращения.

Палеомагнитные данные для верхнетретичных отложений, хотя еще относительно скудные, подтверждают ту же самую общую закономерность, но определения для более ранних интервалов времени показывают совершенно иную картину, которую, вероятно, нагляднее всего можно видеть на примере позднего мезозоя (фиг. 12-8). Установленные для них полюсы обычно значительно отклоняются от современного географического полюса; кроме того, существенно отличаются местоположения полюсов, определенные для одновозрастных пород разных континентов. На фиг. 12-8, например, хорошо видно, как полюсы, найденные по палеомагнитным данным для Северной Америки, Африки и Австралии [1],

[1] До сих пор, к сожалению, крайне скудны палеомагнитные данные для Европы и Южной Америки. В Европе неметаморфизованные породы мелового возраста пред-



ФИГ. 12-8. Позднемезозойские полюсы по измерениям на нескольких континентах.

Там, где возможно, показан возраст (в млн. лет) по радиометрическим данным. Окружности и овалы вокруг каждого полюса проведены так, что с вероятностью 95% действительный полюс лежит внутри очерченной ими площади. Там, где круги перекрывают друг друга, соответствующие полюсы, видимо, не могут существенно не совпадать. Полюс, обозначенный как *F*, расположен намного в стороне от других полюсов (по данным североамериканских геологов); он получен по данным измерения образцов из Францисканской формации Калифорнии; место отбора образцов находится в тектонически сильно деформированном районе. *1* — Северная Америка; *2* — Африка; *3* — Южная Америка; *4* — Индия; *5* — Антарктида; *6* — Австралия (*Grommé C. S., Merrill R. T., Verhoogen J.*, J. Geophys. Res., 72, pp. 5661—5177, 1967).

группируются вокруг далеко отстоящих друг от друга средних полюсов [1]. Такое несовпадение, по-видимому, не связано с несостоятельно-

ставлены главным образом известняками и писчим мелом, в которых устойчивая остаточная намагниченность отсутствует или очень мала.

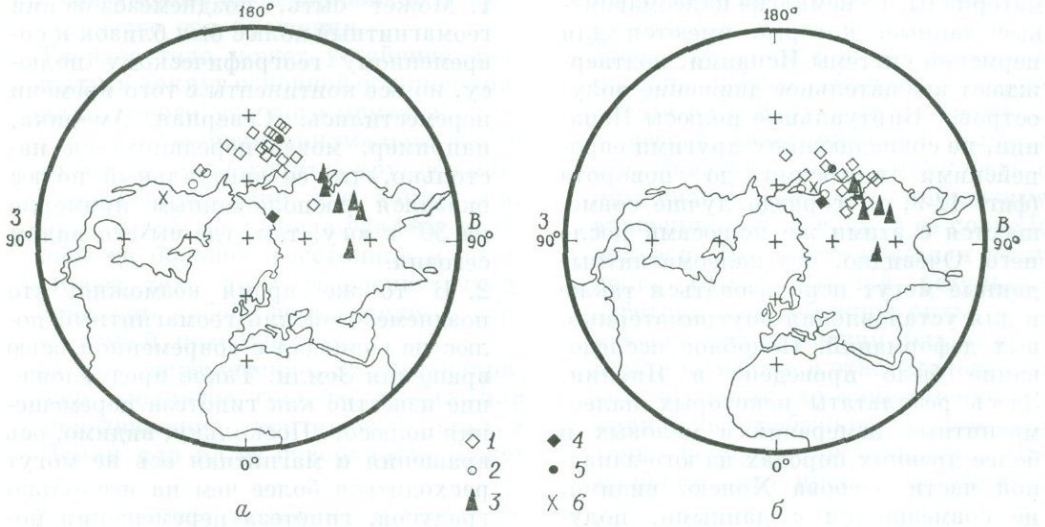
[1] Единственное интересное исключение наблюдается для виртуального полюса Мадагаскара, который гораздо ближе совпадает с североамериканской, чем с афри-

стью диполярной гипотезы, на которой основывается представление об виртуальных полюсах, так как последние совпадают друг с другом, когда определения делаются для пород одного континента. Этого не было бы, если бы магнитное поле было многополюсным. Наиболее простым объяснением несовпадения полюсов для разных континентов представляется следующее: некоторые континенты или все они передвигались уже после того, как слагающие их породы подверглись намагничению в дипольном поле. Каким образом происходит смещение полюсов, установленных для разных континентов, при их передвижении, понять легко: поскольку наклонение в какой-либо точке представляет собой угловое расстояние между ней и полюсом во время намагничения пород, любое смещение этой точки к полюсу или от него приведет и к равному по величине смещению ее виртуального полюса.

К настоящему времени получено довольно большое количество палеомагнитных данных для осадочных красноцветных отложений и изверженных пород пермского возраста. Разброс виртуальных полюсов для каждого из материков (внутриконтинентальное рассеяние) несколько больше, чем соответствующий разброс меловых полюсов, но существенно меньше, чем разброс, выявляющийся при сравнении полюсов нескольких материков (межконтинентальный разброс) (фиг. 12-9, *а*).

Данные по пермским породам континентов, обрамляющих Атлантический океан, позволяют провести важный теоретический анализ. Вспомним, что согласно выводам, полученным при изучении древних оледенений, начиная с пермского периода многие, если не все, континенты испытали перемещение. Предположим, что эти перемещения точно таковы, как их рассчитали Буллард, Эверетт и Смит (фиг. 12-2), и соответствующим обра-

канской группой. На этом основании можно предположить, что в меловое время Мадагаскар был уже отделен от Африки и передвигался независимо от нее.



ФИГ. 12-9.

а — пермские виртуальные геомагнитные полюсы; *б*— пермские полюсы после такого поворота континентов, который закрывает Атлантический океан. *1* — Европа и Азия, кроме Испании; *2* — Испания; *3* — Северная Америка; *4* — Южная Америка; *5* — Гренландия; *6* — Африка (см. фиг. 11-2) (*Wells J. M., Verhoogen J.*, J. Geophys. Res., 72, pp. 1777—1781, 1967).

зом повернем в обратную сторону виртуальные полюсы, определенные для пермских пород. Если гипотеза образования Атлантического океана в результате движения материков верна, то межконтинентальный разброс при таком вращении должен существенно уменьшиться. И действительно, при обратном повороте материков межконтинентальный разброс полюсов снижается до уровня внутриконтинентального (фиг. 12-9, *б*). Трудно поверить, что такой результат чисто случаен; авторы этой книги рассматривают его как подтверждение гипотезы дрейфа континентов.

Интересно отметить следующее. Реконструкция, показанная на фиг. 12-2, требует, чтобы Испания была повернута относительно остальной Европы таким образом, чтобы северная часть атлантического побережья Испании вплотную придвинулась к южному берегу Бретани, а Бискайский залив оказался закрытым. Ранее подобный поворот Испании предполагал Кэри, в распоряжении которого были только тектонические материалы. Те немногие палеомагнитные данные, которые имеются для пермской системы Испании, подтверждают вращательное движение полуострова. Виртуальные полюсы Испании, не совпадающие с другими европейскими полюсами до поворота (фиг. 12-9, *а*), гораздо лучше совмещаются с этими же полюсами после него. Очевидно, что палеомагнитные данные могут использоваться также и для установления внутриматериковых деформаций. Подобное исследование было проведено в Японии. Здесь результаты некоторых палеомагнитных измерений в меловых и более древних породах из юго-западной части острова Хонсю, видимо, не совмещаются с данными, полученными на крайнем северо-востоке того же острова. Создается впечатление, что остров был изогнут и приобрел свою современную дугообразную форму уже в послемеловое время.

Из реконструкции, приведенной на фиг. 12-9, *б*, следует, что Северная Америка оставалась неподвижной, в то время как все другие континенты перемещались относительно нее. Это только одна из бесконечно большого количества возможностей, поскольку, если двигались все континенты, то невероятно, чтобы это не касалось Северной Америки. А потому совсем необязательно, чтобы геомагнитный полюс пермского времени действительно располагался в той западной части Тихого океана, где, видимо, группируются полюсы всех континентов после их поворота в первоначальное положение.

Перемещение полюсов

Как показано на фиг. 12-8, ни один из позднемезозойских полюсов не совпадает с географическим, что резко противоречит результатам, полученным для четвертичного периода. Такое противоречие может проистекать из двух причин:

1. Может быть, позднемезозойский геомагнитный полюс был близок к современному географическому полюсу, но все континенты с того времени переместились. Северная Америка, например, могла передвинуться настолько, что ее виртуальный полюс оказался расположенным примерно на 30° к югу, там, где мы его видим сегодня.

2. В то же время возможно, что позднемезозойский геомагнитный полюс не совпадал с современной осью вращения Земли. Такое предположение известно как гипотеза перемещения полюсов. Поскольку, видимо, ось вращения и магнитная ось не могут расходиться более чем на несколько градусов, гипотеза перемещения полюсов признает перемещение также и оси вращения Земли.

Если полюсы действительно смещались во времени, то, следовательно,

обязательно передвигались и все континенты, кроме одного (поскольку для всех них установлены отличающиеся виртуальные полюсы), но могли также двигаться и все континенты. Поэтому при отсутствии дополнительных данных невозможно установить действительное положение древнего полюса.

Механизм перемещения полюсов

Вопрос о том, существует ли механизм, обеспечивающий перемещение полюсов, до сих пор остается предметом дискуссии. В центре обсуждения находятся реологические свойства Земли. Рассмотрим эту проблему в основных чертах.

Пока к земному шару извне не приложить момент вращения, вектор углового момента, который практически неотличим от оси вращения, остается неподвижным в пространстве [1]. Однако положение самого шара относительно неподвижной оси может изменяться. Следует напомнить, что перемещение полюсов связывают с движением Земли в целом относительно ее неподвижной в пространстве оси вращения.

Твердое тело может устойчиво вращаться вокруг основной оси инерции; для данного углового момента кинетическая энергия минимальна, когда вращение происходит вокруг оси максимальной инерции, т. е. вокруг оси, от которой масса тела удалена в общем на большее расстояние (*C*-ось). Полюс тела по определению представляет собой пересечение *C*-оси с земной поверхностью.

Любое перемещение массы (например, поднятие горного хребта или передвижение континента) внутри Земли или на ее поверхности может привести к изменению положения *C*-оси, которая после этого уже не будет совпадать с осью вращения. Можно показать, что в этом случае *C*-ось будет описывать в пространстве конус вокруг оси вращения [1], соответствующий «колебаниям» Земли, до тех пор пока рассеяние энергии в результате внутреннего трения вновь не приведет к совмещению *C*-оси и оси вращения. Теоретически эти колебания могут иметь любую амплитуду; Земля может сразу повернуться даже на 90°, если перераспределение массы достаточно велико и по своему характеру таково, что старая ось минимальной инерции стала новой осью максимальной инерции.

Однако невероятно, чтобы это когда-либо случалось в действительности, и вот почему. Положение современной *C*-оси определяется почти исключительно сплющенностью Земли у полюсов и ее выпуклостью у экватора. До тех пор, пока эта выпуклость остается на месте, по-видимому, не может произойти никаких мыслимых геологических процессов, по своим масштабам достаточных, чтобы сдвинуть *C*-ось более, чем на доли градуса. Это обусловлено ничтожной массой любого обычного горного хребта на поверхности по сравнению с массой экваториальной выпуклости. Экваториальная выпуклость одним своим размером стабилизирует вращение Земли вокруг ее современной оси. Но экваториальная выпуклость сама является результатом действия центробежной силы, возникающей при вращении Земли, и если Земля колеблется относительно своей оси вращения, то направление и величина центробежной силы в любой точке не будут постоянными. Предположим, что произошло очень не-

[1] Это вытекает из законов Ньютона, поскольку скорость изменения углового момента во времени равна приложенному моменту вращения, точно так же как скорость изменения линейного момента равна приложенной силе.

[1] Аналогичным образом полюс этого геометрического тела будет описывать круги вокруг полюса вращения. Движение такого рода фиксируется в наблюдениях как изменение широты (гл. 4).

большое смещение оси C; поэтому, когда ось C вновь совпала с осью вращения R, Земля слегка повернулась относительно R. Направление центробежной силы в любой точке, всегда перпендикулярное R, также слегка изменилось. Если бы Земля была *совершенно твердым и недеформируемым* телом, то ничего бы больше не произошло. Но если Земля сильно подвержена деформациям, экваториальная выпуклость прореагирует на слабое изменение центробежной силы и также передвинется. Таким *образом, стабилизирующая роль* выпуклости сводится к нулю, и Земля ведет себя так, как если бы ее вообще не было. В результате сравнительно небольшое перераспределение массы на земной поверхности может вызвать довольно значительное перемещение *земного шара относительно* оси вращения R, которая, напомним, остается неподвижной в пространстве.

Следовательно, значительное по масштабу (десятки градусов) перемещение полюсов на твердой недеформируемой *Земле по существу невозможно*, но оно возможно на Земле достаточно нетвердой и невязкой, чтобы ее выпуклость приходила в соответствие с положением оси вращения в данный момент времени.

Как же Земля ведет себя в действительности? В *дискуссии на эту тему* верх брала поочередно то одна, то другая точка зрения. Сейчас, по-видимому, пришли к единодушному мнению, что значительные перемещения полюсов невероятны из-за кажущейся очень высокой вязкости нижней мантии, что следует из различия между действительно существующей и рассчитанной гидростатической сплющенностью Земли. Однако, как отмечалось выше, возможны и другие толкования.

Палеомагнитные данные могут в *определенной мере подтвердить* стабильность земной оси. Оказалось, что в Австралии все изученные до *сих пор породы от пермского до ран*некайнозойского возраста характеризуются очень крутым и почти неизменным наклонением. Если на протяжении этого интервала времени полюс перемещался, то Австралийский континент должен был двигаться *с точно такой же скоростью* и в таком направлении, чтобы сохранить постоянным угловое расстояние от полюса. Результаты палеомагнитного изучения пород Африки (фиг. 12-8) также указывают на почти неизменное наклонение от триасового *или даже еще более раннего* времени до позднего мела. Подобное постоянство видимого положения полюса во время мелового периода (140—80 млн. лет) характерно, как указывают палеомагнитные данные, для Северной Америки. Такое исключительное *совпадение*, предусматривающее движение всех трех континентов с нужной скоростью и в единственно нужном направлении, соответствующем смещению полюсов, кажется крайне маловероятным. Гораздо проще предположить, что ни *полюс, ни континенты не передвигались* в указанные промежутки времени. Поскольку, однако, между пермским и меловым периодами полюс все же перемещался относительно Северной Америки, в то время как данные по Австралии свидетельствуют *о его неподвижности в этот* промежуток времени, то такое перемещение полюса должно быть целиком отнесено за счет движения Северо-Американского континента. Следовательно, континенты, несомненно, передвигались, тогда как полюсы, возможно, оставались неподвижными. Если полюсы действительно не перемещались, то из палеомагнитных данных можно определить скорость движения континентов по направлению к этим неподвижным полюсам и от них. При расчетах оказывается, *что эта скорость обычно равна долям* градуса за миллион лет, или нескольким сантиметрам в год. Обра-

щает на себя внимание совпадение в целом порядка величин скорости дрейфа, определенных из палеомагнитных данных и иными методами (например, по современной ширине Атлантического океана). Выясняется также, что отдельные континенты двигались, очевидно, прерывисто и в различное время; периоды относительно быстрого передвижения чередовались с периодами покоя. Австралия, например, по-видимому, испытала значительные перемещения в нижнем карбоне и в кайнозое, но находилась в покое внутри этого временно́го интервала. Африка, как указывают палеомагнитные данные, также оставалась неподвижной на протяжении примерно 150 млн. лет в мезозое. Для того чтобы нарисовать достоверную и согласованную картину движения континентов, не хватает еще очень много информации, однако представляется, что необходимые данные можно будет получить при дальнейших палеомагнитных исследованиях.

Большинство выполненных на сегодня палеомагнитных работ направлено на восстановление истории нескольких континентов уже после распада Гондваны в конце перми или в более позднее время и образования северной части Атлантического океана. Палеомагнитные данные указывают на значительное перемещение Африки относительно полюса (или наоборот) в докембрии. Интересно, будут ли согласовываться картины движения для Африки и других обломков Гондваны. Если окажется, что они не согласуются, то можно будет сделать вывод о независимом движении континентов или их частей до образования единого материка Гондваны. И действительно, Уилсон на основании геологических материалов высказал предположение, что древний Атлантический океан мог закрыться перед тем, как он вновь образовался вдоль несколько иных границ. В этом смысле Северная Америка могла захватить части, принадлежавшие ранее Европе, а Северная Африка, возможно, включает в себя фрагменты бывшей Северной Америки.

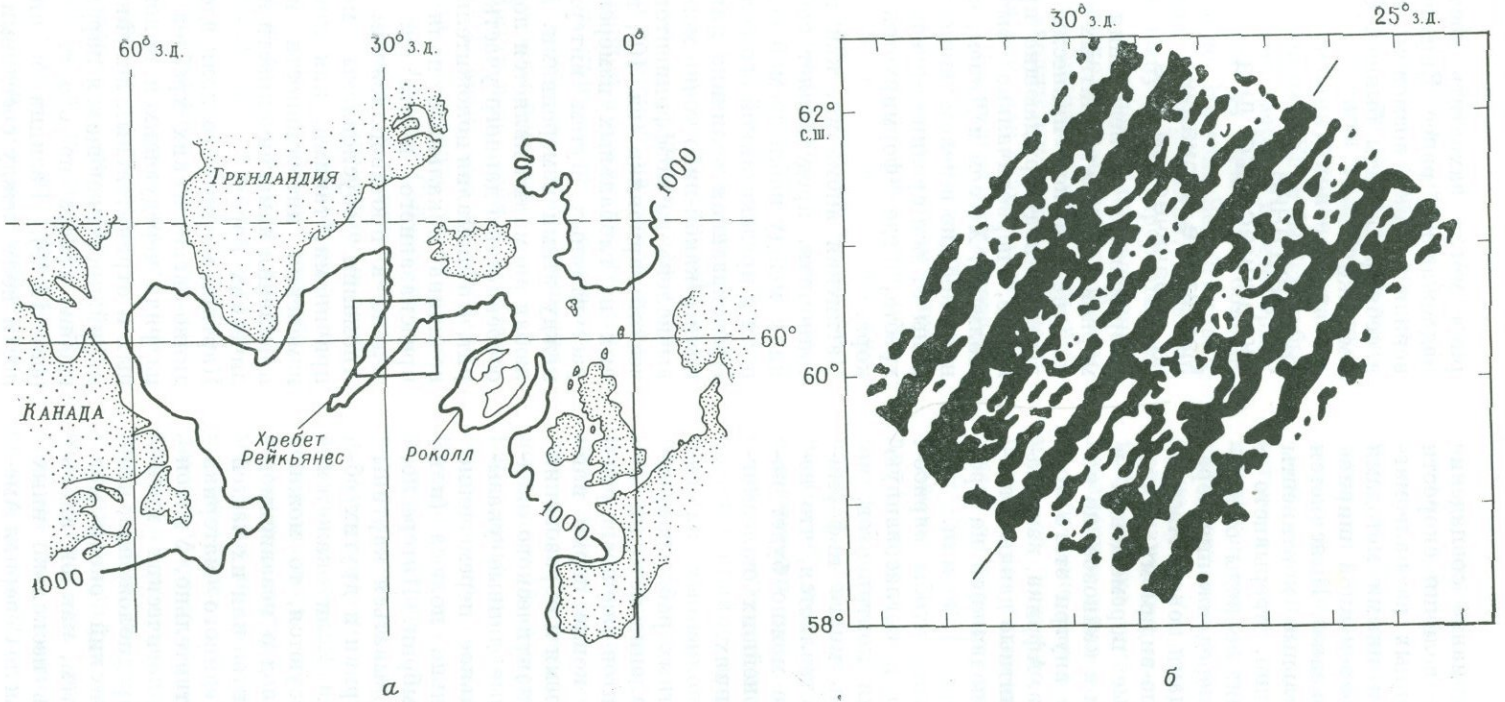
Раздвигание океанического дна

Магнитные аномалии на океаническом дне

Современные исследования закономерной картины магнитных аномалий на дне океанов принесли важные данные, подтверждающие предположение, первоначально выдвинутое Холмсом, Хессом и Дицем, что океаническое дно в целом движется в стороны от оси срединно-океанического хребта, где формируется новая кора.

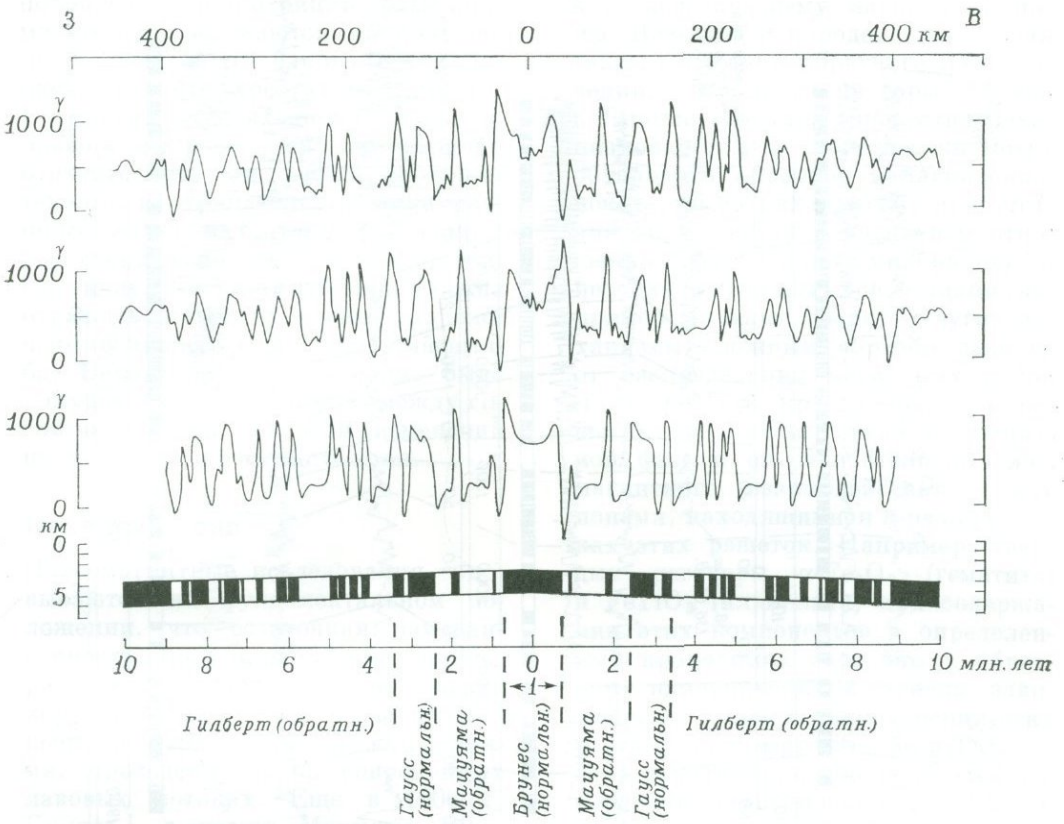
Магнитная аномалия, как и гравитационная, представляет собой разницу между наблюдаемой величиной поля и предсказанной его величиной. Предсказанная величина магнитного поля в какой-либо точке может быть вычислена из коэффициентов сферической гармоники (гл. 10), полученных из глобальных измерений или рассчитанных путем интерполяции между этими измерениями. Поэтому любая аномалия является локальной особенностью данного участка. Говорят, что аномалия положительна, если величина локального поля больше предсказанного, и что она отрицательна в противоположном случае. Аномалии обусловлены местными причинами, такими, как локальные изменения интенсивности или направления намагниченности кристаллических пород.

Картина магнитного поля вдоль срединно-океанических хребтов состоит из ряда чередующихся положительных и отрицательных линейных аномалий, простирающихся параллельно гребню хребта по обе его стороны (фиг. 12-10). Разница в интенсивности поля между соседними линия-



ФИГ. 12-10.

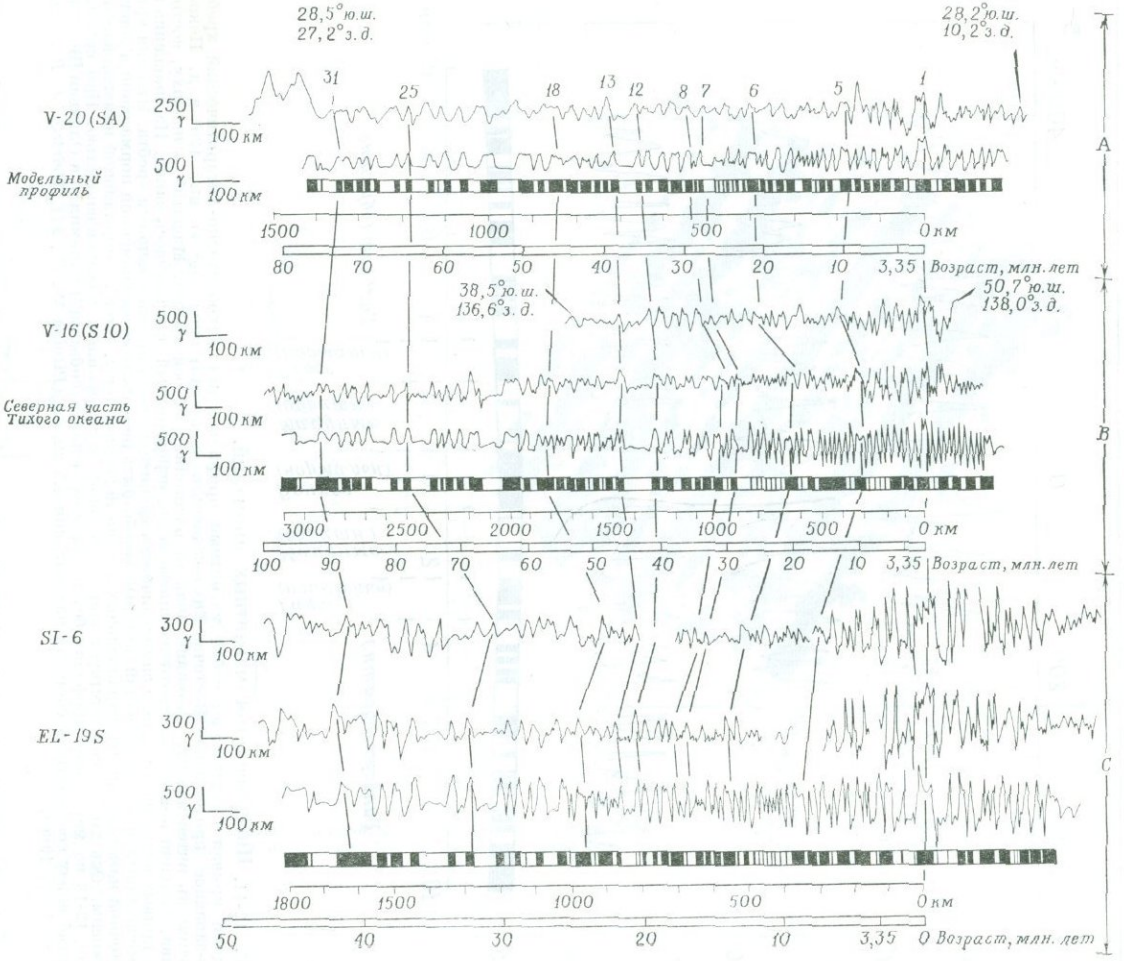
а — схематическая карта расположения хребта Рейкьянес (*часть Северо-Атлантического* хребта к юго-западу от Исландии); *б* — структура магнитного поля. Темные участки — положительные магнитные аномалии. Черточками показана ось хребта и центральная *положительная* аномалия (*Vine F. J.*, Science, 154, p. 1407, 1966).



Фиг. 12-11. Интерпретация магнитных аномалий.

Средняя кривая представляет собой магнитный профиль через Тихоокеанско-Антарктический хребет (юго-западное продолжение Восточно-Тихоокеанского поднятия) около 50° ю. ш., 120° з. д. Показана зависимость интенсивности аномалий поля от расстояния от оси хребта. Масштаб — наверху, восток — справа. Верхняя кривая — это тот же профиль, но перевернутый, справа здесь запад. Из сравнения этих двух кривых видна почти точная симметричность магнитного поля относительно оси хребта. Нижняя кривая —рассчитанный профиль аномалий, который мог бы быть результатом попеременной нормальной и обратной остаточной намагниченности параллельных зон океанической коры. Блоки с нормальной намагниченностью затемнены. Ось хребта соответствует широкому блоку с нормальной намагниченностью. При сравнении с фиг. 12-13 на магнитных профилях без труда можно найти события Джарамилло и Олдувай. Временной масштаб внизу соответствует скорости раздвигания 4,5 см/год (*Pitman W. C., III, Heirtzler J. R.*, Science, 154, p. 1166, 1966).

ми обычно достигает на уровне моря величины порядка нескольких сотен гамм. Аномалии, видимо, обусловлены чередованием вытянутых блоков или зон, в которых кристаллические породы (потоки базальтовых лав или дайки) намагничены попеременно в направлении современного магнитного поля Земли и в противоположном направлении (фиг. 12-11, 12-12). Подобное строение магнитного поля известно во многих обширнейших областях. Оно установлено, к примеру, в Атлантическом океане по обе стороны от срединного хребта и почти до основания континентального склона (но не до самого основания). Аналогичная картина обнаружена вдоль Восточно-Тихоокеанского поднятия, Тихоокеанско-Антарктического хребта, в Индийском океане и на северо-востоке Тихого океана, где линейные аномалии простираются параллельно хребтам Хуан-де-Фука и Горда. Чередованию аномалий свойственна чрезвычайно правильная последовательность и непрерывность в плане, поскольку перемежающиеся



ФИГ. 12-12. Сравнение магнитных профилей через несколько хребтов.

Верхний профиль *SA* пересекает Южную Атлантику; средний — *S10* — —южную часть Индийского океана; нижний профиль *EL-19S* — тот же профиль, что показан на фиг. 12-11; профиль *SI-6* расположен в той же области. Оси хребтов показаны вертикальной штриховой линией справа. Закономерности соотношения нормально и обратно намагниченных блоков шириной свыше 2 км одинаковы во всех случаях, изменяется лишь горизонтальный масштаб в связи с разной скоростью расширения дна. Легко заметить повторяемость определенных характерных участков на всех полученных в действительности и рассчитанных профилях. Тонкими линиями показан возможный вариант корреляции (*Heirtzler J. R., Dickson G. O., Herron E. M., Pitman W. C., III, LePichon X.*, J. Geophys. Res., 73, p. 2120, 1968).

положительные и отрицательные аномалии прослеживаются на большие расстояния и от одного срединно-океанического хребта до другого. Во многих случаях аномалии расположены исключительно симметрично относительно оси хребта, положительные и отрицательные пики равной высоты находятся на равных расстояниях по обе стороны от оси. Очевидно, что такая картина должна отражать какой-то очень упорядоченный процесс глобального масштаба. Вероятное ее объяснение было получено из несвязанных между собой наблюдений инверсий (изменений полярности) магнитного поля.

Инверсии поля

Палеомагнитные исследования основываются на фундаментальном положении, что остаточная намагниченность пород параллельна индуцировавшему ее полю. Это положение хорошо подтверждается лабораторными экспериментами и измерениями, проведенными на современных лавовых потоках. Еще в 1906 г. Брунес [1], а позже Мацуяма обнаружили, что некоторые породы могут иметь остаточную намагниченность, повернутую на 180° к ожидаемому ее направлению. Такие обратно намагниченные породы, как выяснилось в настоящее время, широко распространены в толщах почти любого геологического возраста.

Проще всего такие инверсии объясняются тем, что земное магнитное поле время от времени изменяет свою полярность на обратную, т. е. порождающие его электрические токи в ядре временами меняли направление на обратное по отношению к современным. Однако экспериментально можно показать, что некоторые вещества могут приобретать намагниченность, повернутую на 180° к воздействующему магнитному полю. Известна и порода, обладающая таким свойством обратного намагничения,— это дацит из горы Харуна в Японии. Имеется множество механизмов, которые теоретически могут обусловить обратное намагничение; некоторые из них требуют присутствия двух разных в магнитном отношении фаз (или минералов) с несколько отличными свойствами (например, точками Кюри). Другие механизмы сложным образом зависят от распределения магнитных ионов (Fe^{2+}, Fe^{3+}) в кристаллических решетках различного типа в магнитной фазе и от относительной силы магнитного взаимодействия между ионами, находящимися в разных точках этих решеток. Например, твердые растворы α-Fe_2O_3 (гематита) и $FeTiO_3$ (ильменита) при содержании этих компонентов в определенных пропорциях способны к обратному намагничению в степени, зависящей от степени упорядочения этих растворов относительно Fe и Ti.

Есть изящный способ показать, что обратная намагниченность всех пород не связана со свойством обратного намагничения и что инверсии магнитного поля действительно существуют. Инверсия поля — это явление, которое должно воздействовать на весь земной шар. Поэтому все породы (за исключением тех, которые обладают способностью к обратному намагничению), приобретающие намагниченность в периоды, когда полярность поля противоположна, вне зависимости от места их залегания должны быть обратно намагниченными. Поскольку, с другой стороны, способность к обратному намагничению представляет собой свойство, зависящее от физических и химических особенностей пород и их термальной истории (влияющей, например, на степень упорядочения), то нет причины, по которой все породы какого-либо возраста должны быть обратно намагниченными. Одно-

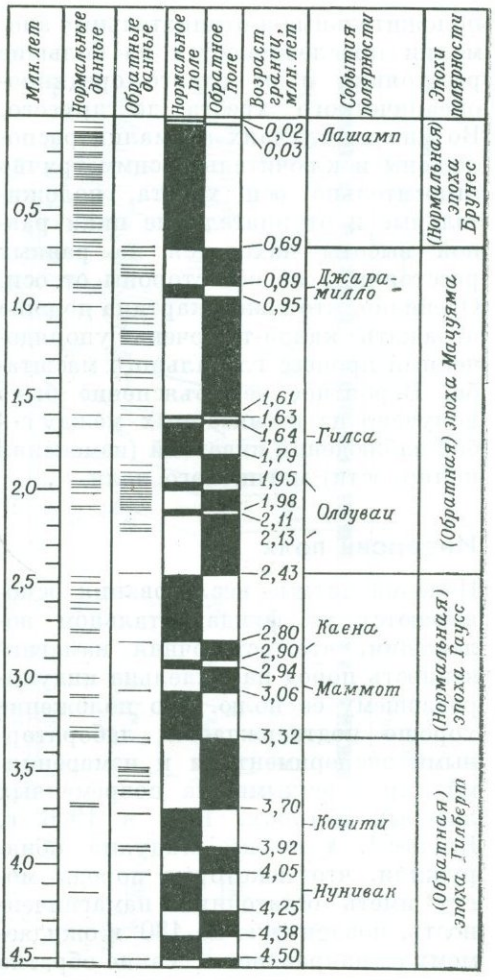
[1] Александр фон Гумбольдт в 1797 г. описал обратную намагниченность одной из вершин в горах Фихтель.

возрастность обратно намагниченных пород могла бы быть достаточным доказательством инверсий поля.

Доказать синхронность пород практически весьма трудно, так как для этого требуется точное определение их возраста. На основании палеомагнитных данных можно сказать, что если магнитное поле испытало инверсию хоть однажды, то оно испытывало инверсию многократно. Это доказывается тем, что в вертикальном разрезе мощной толщи, образованной лавовыми потоками, можно обнаружить несколько зон, состоящих из одного или нескольких потоков, для которых характерно чередование нормальной и обратной намагниченности. Интервал времени, на протяжении которого образовались все лавовые слои одной зоны, точно неизвестен, но он может быть очень коротким, порядка 10^5 лет и менее. Поэтому, чтобы доказать синхронность обратно намагниченных слоев лавы в различных частях мира, потребовалось датировать возраст потоков в пределах отрезка времени не более 10^5 лет. Для молодых пород наибольшая точность определения возраста, достижимая калий-аргоновым методом, всего около 3%. Трудно, кроме того, найти породы, благоприятные одновременно для точного датирования (т. е. невыветрелые) и для определения их первоначальной остаточной намагниченности, т. е. породы «магнитоустойчивые» и обладающие таким составом и магнитными свойствами, которые исключают возможность их обратно намагничиваться.

Однако многие тщательно выполненные работы дали некоторые важные результаты и продемонстрировали существование инверсий магнитного поля. Оказалось, например, что все породы моложе $7 \cdot 10^5$ лет характеризуются нормальной полярностью [1],

[1] С возможным исключением для очень короткого интервала времени примерно 30 000 лет назад.



ФИГ. 12-13. Временна́я шкала для смены геомагнитной полярности (*Cox A.*, Science, 163, p. 240, 1969).

все породы возраста от $1{,}0 \cdot 10^6$ до $1{,}6 \cdot 10^6$ лет имеют обратную намагниченность и т. д. В итоге появилась возможность установить хронологию инверсий поля (фиг. 12-13).

Из фиг. 12-13 видно, что длительность интервалов времени, когда магнитное поле сохраняло определенную полярность, изменчива; есть относительно длительные эпохи, порядка 10^6 лет (например, нормальная эпоха Брунес), и относительно кратковременные события, порядка 10^4—10^5 лет (например, событие Джара-

милло). Нечего и говорить, что события меньшей длительности могли остаться незамеченными, главным образом потому, что не были обнаружены благоприятные для исследования породы нужного возраста. Как показано на фиг. 12-13, за последние 3 млн. лет поле меняло свою полярность около 20 раз, но частота инверсий не оставалась постоянной. Насколько мы знаем, на протяжении примерно 50 млн. лет начиная с позднего карбона полярность магнитного поля сохранялась неизменной.

Время, которое требуется, чтобы поле изменило свою полярность на обратную, по-видимому, очень коротко, порядка 10^3—10^4 лет. Поэтому так редки лавовые потоки, излившиеся в эти промежутки времени. Обычно в таких потоках отмечаются изменчивые направления намагниченности и резко уменьшается ее интенсивность. Таким образом, во время смены направления главный дипольный момент Земли до смены знака, видимо, действительно приближается к нулю, и при этом остается только неправильное многополюсное поле, вероятно, все же более интенсивное, чем многополярная (или не диполярная) часть современного магнитного поля.

Причина инверсий поля понята нами не в большей степени, чем природа самого поля (гл. 10). Общие соображения, а также характер уравнений, описывающих поле (уравнение Максвелла в применении к частному случаю ядра), позволяют сказать, что оно может иметь любой знак. Если $H(x, y, z, t)$ — решение этих уравнений, то равноправным решением будет и $-H$. Поскольку обе полярности, по крайней мере теоретически, равновероятны, то, видимо, обе они должны существовать в действительности. Было сконструировано простое электрическое устройство, создававшее поле, которое постоянно колебалось между двумя противоположными полярностями.

Хронологическая картина инверсий магнитного поля, полученная при изучении лавовых потоков (фиг. 12-13), во всех своих основных чертах была подтверждена данными по намагниченности глубоководных осадков. В кернах скважин, поднятых со дна океана, можно обнаружить последовательность зон чередующейся прямой и обратной полярности. Кое-какие керны в точности подтверждают последовательность эпох и событий, показанных на фиг. 12-13, в то время как в других разрезах некоторые события, по-видимому, отсутствуют, что связано, вероятно, с перерывами в осадконакоплении. Описаны керны, указывающие на короткие этапы, еще не обнаруженные на суше. Хорошо известно, что датирование глубоководных осадков связано с большими трудностями, но для тех разрезов, где имеются определенные палеонтологические материалы (например, чередование теплолюбивых и холодноводных фаун, отражающих климатические изменения), временна́я шкала для инверсионных этапов, основанная на седиментационных данных, по-видимому, приблизительно верна. И наоборот, временна́я шкала, представленная на фиг. 12-13, может быть использована для определения возраста осадков в том случае, конечно, если корреляция эпох и событий не вызывает сомнения. Поскольку мощности магнитных зон легко измерить, то отсюда можно подсчитать скорость осадконакопления. Оказалось, что она весьма неравномерна и изменяется в 2—3 раза от одной колонки керна к другой или даже в одном разрезе.

Раздвигание океанического дна

Вернемся теперь к картине магнитных аномалий на дне океана. Предположим, что положительные и отрицательные аномалии обусловлены соответственно нормально и обратно

намагниченными блоками океанической коры. Тогда последовательность положительных и отрицательных аномалий вдоль профиля, перпендикулярного оси срединного хребта, отражает последовательное распределение в пространстве N (нормально) и R (обратно) намагниченных пород. Подобная же последовательность, но во времени, представляет собой магнитную стратиграфическую колонку, показанную на фиг. 12-13. В 1963 г. Вайн и Мэтьюз высказали предположение, что эти две последовательности могут быть сопоставлены следующим образом.

Допустим, что раскаленный материал мантии поднимается к поверхности в гребне хребта, где он остывает и приобретает остаточную намагниченность, соответствующую полярности поля в данный временной интервал, скажем, N. Положим, этот материал оттесняется затем вбок по обе стороны хребта новым, непрерывно поступающим материалом. Если в момент времени T_0 магнитное поле испытывало инверсию, то весь материал, излившийся после T_0, будет обладать намагниченностью R; более поздняя инверсия и возвращение нормальной полярности во время T_1 вновь обусловят появление нормально намагниченных пород. Еще через некоторое время обратно намагниченные породы, образовавшиеся в интервале от T_0 до T_1, можно будет обнаружить на определенном расстоянии от оси хребта, где они создадут отрицательную линейную магнитную аномалию. И если скорость движения материала постоянна, то ширина аномальной полосы будет пропорциональна промежутку времени $T_0 - T_1$.

Это как раз картина, которая наблюдается в действительности (фиг. 12-11 и 12-12). Аномалия над гребнем хребта положительна (+), что соответствует N полярности современного поля. По обе стороны от гребня располагаются узкие полосы отрицательных аномалий, которые хорошо сопоставляются с кратковременным событием Джарамилло. Далее от оси простираются узкие положительные полосы, за которыми следуют широкие отрицательные, возможно представляющие эпоху Мацуяма. Хорошо выражена N полярность события Олдувай и т. д. Действительно, подобие временно́го и пространственного распределения N и R полярностей крайне впечатляюще.

Сущность данной гипотезы состоит в предположении, что в гребне хребта непрерывно формируется новая земная кора, которая непрерывно оттесняется или растаскивается в стороны от него.

Скорость движения может быть определена с помощью магнитной хронологии: так, если этап, отделенный от нас временем t лет, обнаруживается ныне на расстоянии x от оси хребта, то скорость движения составляет x/t. Рассчитанная таким образом скорость расширения, как оказалось, достигает порядка нескольких сантиметров в год, хотя и изменяется от одного хребта к другому и даже вдоль того же хребта. В Северной Атлантике она составляет около 1 см/год, а на Восточно-Тихоокеанском поднятии — 6 см/год.

Такая картина магнитных аномалий прослеживается от оси хребта на гораздо большие расстояния, чем те, которые должны были бы соответствовать $3 \cdot 10^6$ лет магнитной стратиграфической шкалы; в некоторых случаях она протягивается на несколько тысяч километров. Если скорость расширения не менялась во времени, так же как это, по-видимому, было в четвертичном периоде, то океаническое дно содержит полную магнитную запись инверсий поля за последние 10^8 лет, т. е. вплоть до мелового периода. Предположение о постоянной скорости расширения не может, однако, рассматриваться как достоверное без дополнительных доказательств.

Формирование новой коры в гребнях океанических хребтов означает, что либо Земля расширяется, либо же эквивалентное количество древней коры где-то подвергается разрушению. Первая из этих возможностей, судя по современной асимметрии в распространении и активности хребтов, невероятна. Общая длина хребтов и скорость движения коры в них гораздо больше в южном полушарии, нежели в северном; кроме того, преобладающим является движение от оси хребта в направлении восток — запад. Следовательно, длина всех окружностей с центром, совпадающим с центром Земли, не увеличивается с одинаковой скоростью, и Земля была бы асимметрично искривлена по отношению к плоскости экватора. Поэтому выглядит более предпочтительным допущение, что материал коры перемещается также и вниз примерно с такой же скоростью, с какой формируется новая кора. Такими местами погружения коры могут быть регионы сжатия (например, современные складчатые горные сооружения), где сходятся движущиеся вниз конвективные потоки, или зоны глубинных разломов (называемые также зонами Бениоффа и Гутенберга), вдоль которых располагаются средне- и глубокофокусные землетрясения. Эти зоны, как будет показано ниже, падают примерно под углом 45° под континенты или островные дуги, плоскость их вверх по восстанию пересекает поверхность Земли примерно в районе глубоководных океанических желобов.

Замечательно, что на обеих сторонах Атлантического океана желоба и складчатые горные пояса, параллельные береговой линии, отсутствуют (за исключением желоба Пуэрто-Рико). Это позволяет предположить, хотя и не доказывает, что в Атлантическом океане движение морского дна вниз отсутствует. Поэтому, видимо, обрамляющие его континенты движутся вместе с морским дном как единое целое, что объясняет дрейф континентов и прогрессивное расширение Атлантического океана. Возможно также, что одна сторона Атлантического океана (например, его восточная сторона) остается неподвижной, в то время как ось хребта сама мигрирует к западу точно с такой же скоростью, с какой новая кора возникает к востоку от хребта. Согласно обеим этим гипотезам, Северная и Южная Америки в настоящее время дрейфуют к западу по дну Тихого океана. Отсюда следует, что движение континентов охватывает не только саму континентальную кору; более вероятно, что в этом движении участвует значительная толща (мощностью 100—200 км и более) верхней мантии.

Гипотеза непрерывного формирования океанической коры объясняет малую мощность осадков на дне океана. По этой гипотезе накапливающиеся осадки непрерывно уносятся движущейся корой (так называемый механизм конвейерной полосы с магнитной записью). Мощность осадков и возраст наиболее древних из них должны постепенно нарастать с увеличением расстояния до оси ближайшего хребта. В общих чертах такая картина в действительности и наблюдается, хотя весьма быстрое увеличение мощности осадков на коротком расстоянии от оси Срединно-Атлантического хребта, возможно, указывает скорее на прерывистое, чем на непрерывное движение. Обращает на себя внимание также то обстоятельство, что движение коры может происходить без заметной деформации залегающих над ней осадков, которые, как известно, везде лежат совершенно горизонтально, даже в Перуанско-Чилийском желобе, где кора, видимо, поддвигается под Южную Америку.

Недавно Морган и Ле-Пишон впервые нарисовали интереснейшую картину, вероятно, происходящего в наши дни процесса. Они выдвинули предполо-

жение, что внешняя оболочка[1] Земли, возможно, разделена на небольшое количество (шесть, согласно Ле-Пишону) устойчивых блоков, которые, смещаясь относительно друг друга, двигаются более или менее независимо; они сталкиваются, как гигантские плавучие льдины. Там, где два блока двигаются в разные стороны, образуются срединно-океанические хребты и формируется новая кора; там, где они двигаются навстречу, либо в результате сокращения коры и сжатия возникают складчатые горные пояса, либо же происходит разрушение коры, так как один блок поддвигается под другой. Очертания этих блоков показаны на фиг. 12-14. Геометрия движения блоков представляется в следующем виде. Вспомним, что любое перемещение на сфере эквивалентно вращению вокруг вертикальной или радиальной оси, пересекающей поверхность сферы в точке, называемой центром вращения. Если два блока движутся друг от друга, их относительное движение может быть описано как вращение одного блока относительно другого или же как вращение обоих блоков в противоположном направлении. Центр вращения, соответствующий движению, при котором возникает срединно-океанический хребет, может быть определен двумя способами:

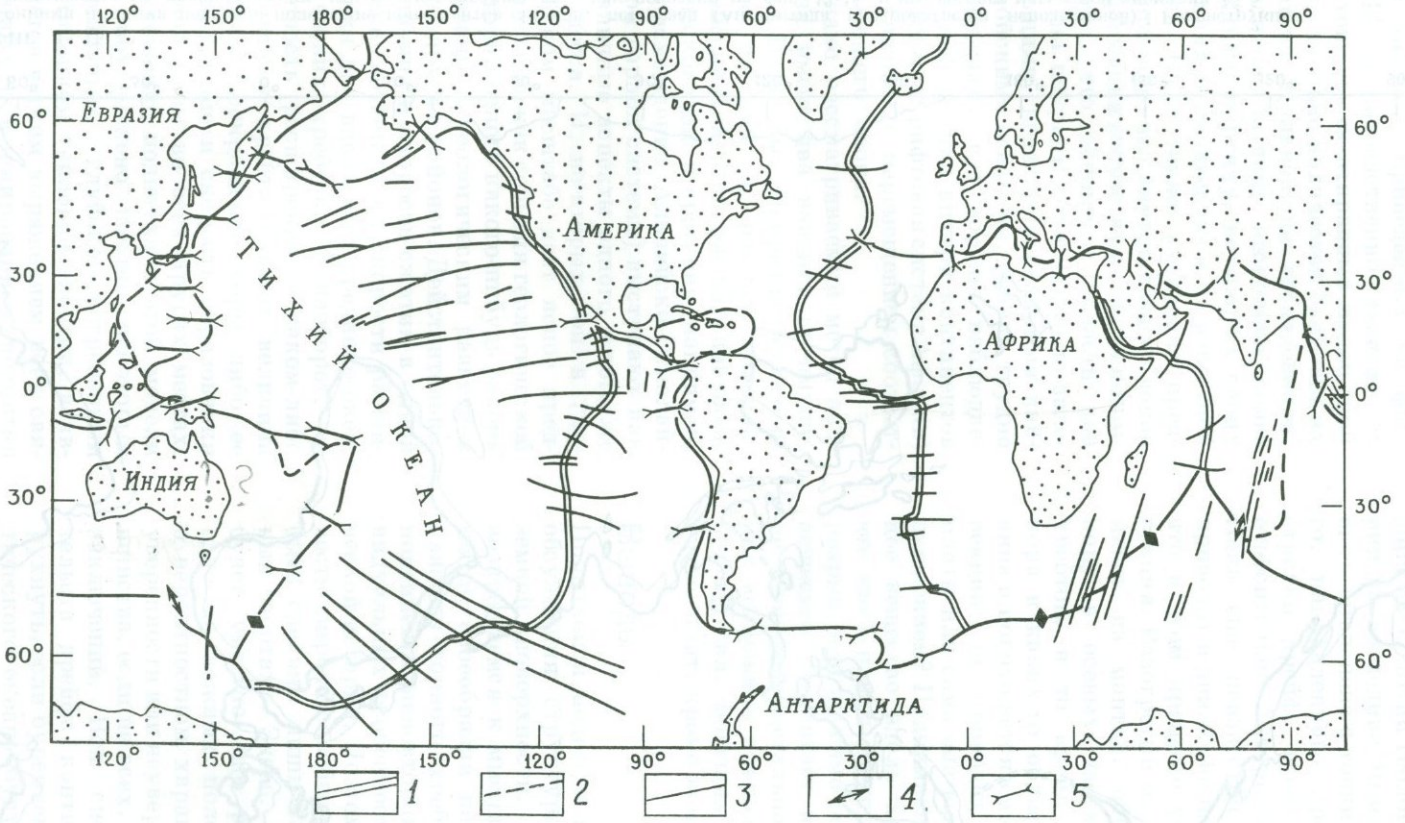
1. Поскольку трансформные разломы, пересекающие хребет, простираются в направлении расширения коры в стороны от оси хребта, все они должны лежать на окружностях, центры которых находятся в центре вращения.

2. Скорость расширения в какой-либо точке вдоль хребта должна изменяться как синус углового расстояния от центра вращения до этой точки. Везде, где скорости расширения, рассчитанные по хронологии инверсий магнитного поля, достаточно хорошо известны, хорошо совпадают и центры вращения, определенные этими двумя методами. Угловые скорости вращения блоков, установленные таким путем, составляют около одного градуса или даже менее за миллион лет.

Определив таким путем угловую скорость, с которой, скажем, Тихоокеанский блок отодвигается от Американского, а Американский от Евразиатского, относительно несложно с помощью сложения векторов рассчитать скорость, с которой Евразиатский и Тихоокеанский блоки движутся навстречу друг другу. Аналогичные расчеты могут быть выполнены и для всех других блоков. Направления относительного движения в нескольких точках показаны на фиг. 12-14, на которой длина каждой стрелки пропорциональна рассчитанной современной скорости перемещения. Все установленные величины скоростей заключены между 1 и 10 см/год.

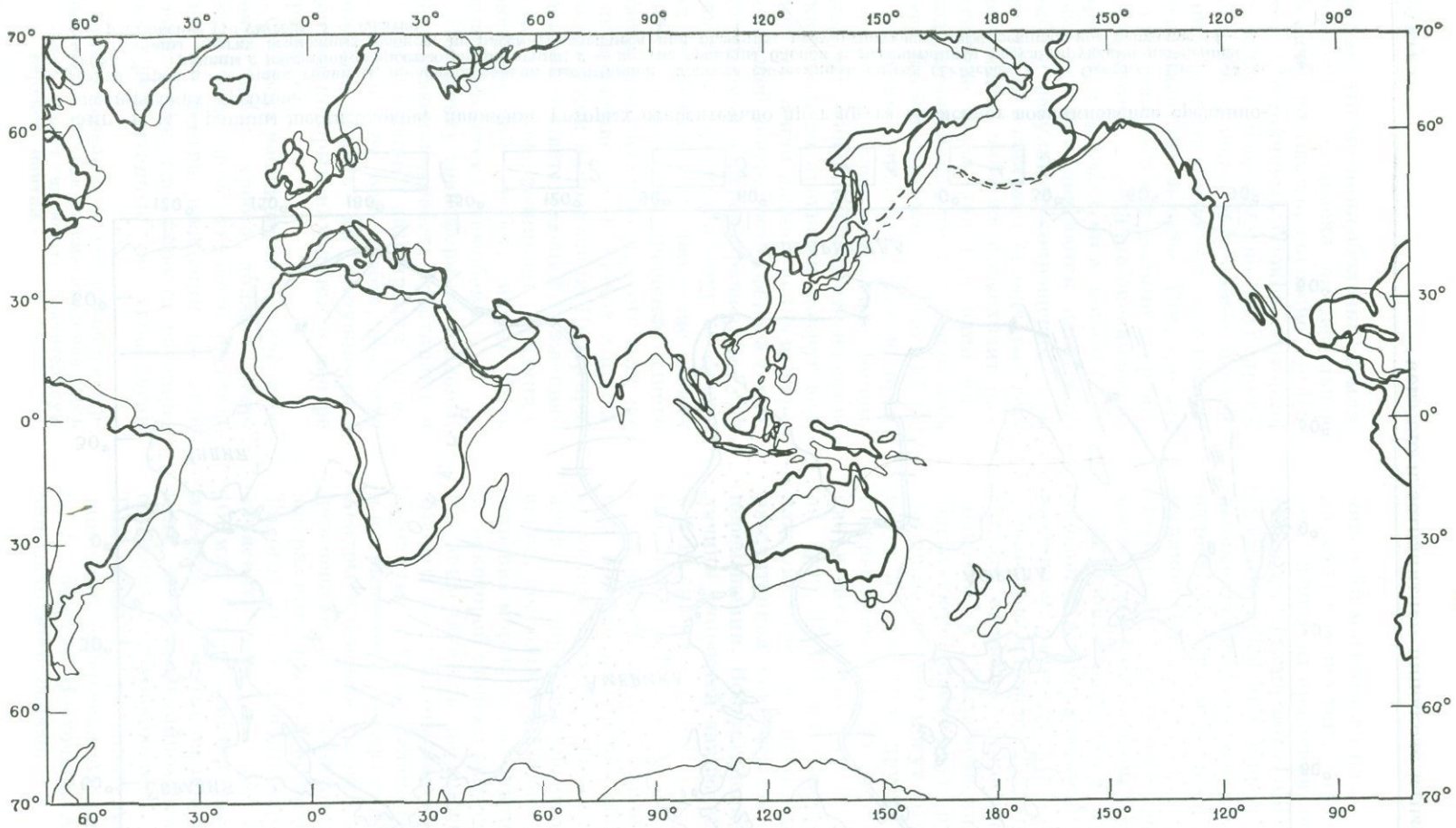
Основываясь на этих данных, можно восстановить относительное положение блоков на какой-либо момент времени в прошлом. Такая экстраполяция в определенной мере рискованна, поскольку оказалось, что расширение морского дна, видимо, было до некоторой степени эпизодическим. На эпизодичность расширения указывают, как уже отмечалось, закономерности распределения осадков и прерывистость дрейфа континентов. Центры вращения также, вероятно, перемещаются; особенности строения зон разломов в северо-восточной части Тихого океана, например, можно объяснить тем, что за последние 10 млн. лет характер расширения изменился. Ле Пишон пришел к выводу, что в раннекайнозойское время основные глубоководные желоба Тихого океана располагались вдоль западного побережья Америки, а не вдоль берегов Восточной Азии, где они находятся сейчас.

[1] Здесь сознательно не употребляется термин «кора», так как рассматриваемая здесь оболочка может включать значительную часть верхней мантии.



ФИГ. 12-14. Границы шести блоков, движение которых относительно друг друга объясняет возникновение срединно-океанических хребтов.

Длина стрелок, секущих границы, пропорциональна высчитанной скорости смещения в см/год (*LePichon X.*, J. Geophys. Res., **73**, p. 3675, 1968). *1* — границы с известной скоростью раздвижения; *2* — другие границы блоков с рассчитанным результирующим движением; *3* — границы других возможных блоков, не рассматривавшиеся при расчетах; результирующее дифференциальное движение (*4—5*): *4* — растяжение (10 см/год), *5* — сжатие.



ФИГ. 12-15.

Тонкими линиями показано положение континентов 10 млн. лет назад (Антарктида предполагается неподвижной) ѣ Реконструкция основывается на предположении, что блоки двигались так, как показано на фиг. 12-14, и что возраст магнитной аномалии № 5 (фиг. 12-12) 10 млн. лет (*LePichon X.*, J. Geophys. Res., 73, p. 3682, 1968).

Ясно, что обоснованность результатов анализа, приведенных на фиг. 12-14, непосредственно зависит от достоверности отправных положений относительно количества блоков и их границ. Дальнейшие исследования, вероятно, выявят несколько более сложную картину, во многих своих деталях отличающуюся от известной ныне. Было также высказано предположение, что внутри самих блоков деформации отсутствуют. Хотя несомненно, что обширные области дна океана покрыты горизонтально залегающими, недислоцированными кайнозойскими осадками, однако трудно утверждать, что хорошо наблюдаемые деформации внутри континентов (например, рифтовая система Африки) не связаны с перемещением соответствующего блока.

Однако рассматриваемый метод анализа имеет два важных преимущества. Во-первых, он предлагает стройную систему, в рамках которой дрейф континентов, расширение океанического дна и орогения (например, происхождение Альпийско-Гималайской горной системы) выступают как различные аспекты одного и того же процесса. И, во-вторых, он в глобальном масштабе дает ясное представление, как события геологической истории одного какого-нибудь района связаны с геологическим развитием всех других районов. Действительно, величина и скорость сжатия в одной точке соответствуют скорости расширения дна вдоль всех срединно-океанических хребтов. И наоборот, на скорость расширения в каком-либо пункте у хребта влияют величина сжатия, сокращение коры либо ее разрушение и скорость образования новой коры во всех других местах. Положение поднятия в этой модели не обусловлено жестко некоторым локальным, глубоко погребенным источником тепловой энергии, а является четким выражением всех связанных с формированием поднятия свойств земного шара в целом. На фиг. 12-15 ясно видно, как большинство событий геологической истории за последние 10 млн. лет может быть объяснено с точки зрения общего, направленного против часовой стрелки дрейфа всей земной коры относительно Антарктиды.

Пока еще неизвестно, какая сила приводит в движение плиты, но ясно, что в этом процессе участвует конвекция. Разогретый материал, поднимаясь из мантии, образует новую кору в осевых частях срединных хребтов, в то время как древняя кора в каких-то областях движется вниз и погружается в мантию. Но конвекция ли приводит в движение плиты или сама она вызывается этим движением? Поднимается ли мантийное вещество вдоль хребта потому, что здесь плиты расходятся, образуя разрыв, или же само поднимающееся вещество раздвигает их? Пока еще не проведено детального исследования возможной природы каких-либо других сил, могущих вызвать движение плит, кроме конвекции.

Выводы

Попытаемся подвести краткие итоги обсуждения структурной эволюции земной поверхности. И снова мы возвращаемся к мысли о неповторимости, своеобразии каждой породы, каждого горного хребта и каждого континента, неповторимости их индивидуальных особенностей и геологической истории. Поэтому трудно провести широкие обобщения; они могут быть сделаны лишь в самых основных чертах. Здесь, по-видимому, будет уместно еще раз напомнить одно из важных положений гл. 1 о вероятностном характере (степени уверенности или неуверенности) большинства, если не всех, геологических заключений. Вся система доказательств дрейфа континентов может рухнуть, если бурением на дне Атлантического океана будут обнаружены широко распространенные отложе-

ния нижнего палеозоя. Все доводы в пользу раздвигания океанического дна в значительной мере основываются на предположении, что магнитные аномалии вдоль срединно-океанических хребтов обусловлены чередованием пород с противоположной полярностью, возраст которых точно соответствует магнитной хронологии инверсий поля. Однако пока еще не получен и не исследован в лаборатории ни один образец этих пород. Следует ясно представлять себе предварительный, условный характер наших заключений; каждому из них следует предпослать слова: «На современном уровне наших знаний, вероятно, что...»

1. Нет несомненных доказательств, что общая площадь континентов росла со временем, хотя кажется вероятным, что объем их увеличивался. Поступление материала из мантии в результате вулканической деятельности и интрузий, видимо, превышало его потери от эрозии и сноса с континентов в глубоководные области.

2. Вертикальные тектонические подвижки небольшой амплитуды (порядка 1 км) распространены повсеместно и происходили во все геологические времена. Смещения крупной амплитуды (порядка 10 км) гораздо более редки или по крайней мере гораздо реже наблюдаются. Они ограничены по площади, и с ними обычно связаны другие типы деформаций.

3. Сжатия, которые одно время считались преобладающим видом тектонических деформаций и основной движущей силой структурной эволюции, по-видимому, встречаются не чаще и не более широко распространены, чем поднятия или растяжения.

4. Из-за нехватки соответствующих данных все еще трудно даже в общих чертах описать для земного шара в целом, что происходило в данное геологическое время в каждом его районе. В некоторых регионах, как, например, в Европе, периоды образования складчатых горных систем чередовались с периодами покоя. В других регионах, таких, как западное побережье Северной Америки, сильные деформации всех типов происходили почти непрерывно, по крайней мере с конца палеозоя. Нет уверенных данных для глобальной синхронизации дислокаций, хотя даже позднепалеозойская эпоха орогении охватила обширнейшие области нескольких континентов. Еще не создана количественная шкала для измерения интенсивности деформации в данное время, и периодичность процесса распознать пока не удается.

5. Наиболее выдающаяся особенность структурной эволюции земной коры — периодичность очень крупномасштабных (10^2—10^3 км) горизонтальных перемещений. Такие взаимосвязанные процессы, как образование крупных поперечных сбросов, дрейф континентов и раздвигание океанического дна,— все представляют собой, по-видимому, различные явления единой планетарной картины деформации.

6. Доказательства перемещения полюсов пока еще недостоверны. Кажущееся смещение магнитных полюсов может быть обусловлено движением континентов, относительно которых наблюдается это смещение. Различить эти два движения пока невозможно.

Механизм перемещения

Имеются многочисленные доказательства, свидетельствующие о том, что структурная эволюция связана с тепловым потоком. Замечательна приуроченность высокого теплового потока к гребням активных океанических хребтов. В гл. 11 мы рассмотрели обратную корреляционную зависимость между интенсивностью теплового потока и временем, прошедшим после последнего крупного этапа

деформации. Примером ее может служить переход от низкого теплового потока Канадского щита к высокому потоку западных Кордильер. Региональный метаморфизм, который представляет собой главным образом термальный процесс (гл. 9), почти неизменно связан с деформациями. Резонно поэтому сделать вывод, что деформации обусловлены термальными причинами.

Здесь можно говорить о двух механизмах. В любом веществе, которому свойственно заметное тепловое расширение, различия в температурах должны создавать дифференциальные напряжения. Можно ожидать, например, что поднятие будет происходить над той областью мантии, где тепло передается вверх и горные породы испытывают расширение. Различия в распределении температур между субокеаническими и субконтинентальными частями мантии могут создавать крупные напряжения сжатия на материковых окраинах. Однако трудно понять, как эти местные тепловые напряжения могут привести к таким горизонтальным перемещениям глобального масштаба, как дрейф континентов.

В то же время в гл. 10 отмечалось, что гидростатическое равновесие в гомогенной среде требует, чтобы как давление, так и плотность, а поэтому также и температура были постоянны, как на эквипотенциальной поверхности. Если это условие не соблюдается, то должны возникать негидростатические напряжения, которые в среде с соответствующими механическими свойствами могут привести к конвекции. Конвекцию часто представляют себе как равномерную непрерывную циркуляцию жидкости в геометрически четко очерченной и постоянной форме. Такое правильное движение действительно имеет место, если число Релея, характеризующее систему, попадает в определенный интервал значений. При различных экспериментальных условиях наблюдаются другие типы конвекции — от прерывистого подъема отдельных пузырей или капель, возможно моделирующих подъем магмы, до непрерывного, но крайне неравномерного и турбулентного движения, при котором скорость в любой точке жидкости является изменяющейся и непредсказуемой функцией координат и времени. Поскольку, кроме того, мантия вероятно, гетерогенна и становится гетерогенной все в большей степени по мере течения времени, то неудивительно, что мы не в состоянии связать каждое наблюдаемое на поверхности движение со специфическим процессом, происходящим на глубине. Чтобы сделать это, требуется, во-первых, более полное знание физических и в особенности механических свойств мантии и, во-вторых, гораздо более точная, охватывающая все частности, глобальная картина того, что́ в действительности происходит на поверхности; кроме того, необходимо установить точное время каждого процесса.

Еще одна любопытная обусловленная эволюцией особенность коры, о которой стоит упомянуть,— это ее слабо выраженная симметрия. Структурная картина на континентах не отражает в сколько-нибудь заметной мере симметрию, хорошо проявляющуюся в форме земного шара и присущую ее вращению [1]. Мы уже отмечали, что распределение континентов и океанов удивительно несимметрично относительно экватора. Однако на основании теоретических соображений обычно считали, что сплющенность Земли и ее экваториальная выпуклость контролируют

[1] За исключением, возможно, островных дуг, которые бывают выгнуты к востоку, северу и югу, но никогда не выгнуты к западу. Поскольку физическое различие между востоком и западом возникает исключительно из-за вращения земного шара, то можно высказать очень осторожное предположение, что земное вращение все же может оказывать какое-то слабое влияние на структуру.

в основных чертах характер внутренней конвекции. В гомогенном, но сплющенном вращающемся теле с заключенными в нем источниками тепла внутренняя изотермическая поверхность не может повсеместно совпадать с эквипотенциальной (или изобарической) поверхностью, и гидростатическое равновесие было бы невозможным. Но возникающие в результате конвективные течения были бы симметричны относительно экватора, чего на самом деле, по-видимому, не наблюдается. Вероятно, все это означает, что Земля вращается вокруг своей современной оси сравнительно небольшое время. Если широкая миграция полюсов действительно происходила, то очевидно, что нет причины ожидать симметрию вокруг современной оси. Однако перемещение полюсов может быть обусловлено лишь асимметрией строения, и поэтому мы вновь должны вернуться к весьма правдоподобному предположению о гетерогенности Земли, породившей асимметрию. Но, возможно, как показано на фиг. 12-15, имеются некоторые указания и на такой характер деформаций (в данном случае движение в преимущественном направлении восток — запад), который соответствует симметрии вращения. Мы должны еще раз сделать вывод, что мы все еще не понимаем достаточно хорошо, ни почему Земля деформируется, ни как это происходит.

Рекомендуемая литература

Общие работы: *Wilson J. T.*, Theories of building of continents, chap. 14, in: *Gaskell T. F.*, ed., The Earth's Mantle, Acad. Press, N.Y., 1967; *Runcorn S. K.*, ed., Continental drift, Acad. Press, New York, 1962; *Blackett P. M. S.*, *Bullard E.*, *Runcorn S. K.*, eds., A symposium on continental drift, Phil. Trans. Roy. Soc. London, 258, 1965; *Takeuchi H.*, *Uyeda S.*, *Kanamori H.*, Debate about the Earth, Freeman, Cooper and Co., San Francisco, 1967; *Phinney R. A.*, The History of the Earth's Crust, A Symposium, Princeton Univ. Press, Princeton, N. J., 1968; *Newton R. R.*, Experimental evidences for a secular increase in the gravitational constant G, J. Geophys. Res., **73**, pp. 3765—3772, 1968.

Структура и эволюция континентов: *Eardley's A. J.*, Structural Geology of North America, Harper and Row, New York, 1962 (см. русский перевод первого издания: *Ирдли А.*, Структурная геология Северной Америки, ИЛ, М., 1954); *Woodford A. O.*, Historical Geology, Freeman, San Francisco, 1965; *Kummel B.*, History of the Earth, Freeman, San Fracisco, 1961.

Палеогеографические и структурные карты: *Termier H.*, *Termier G.*, Histoire Géologique de la Biosphere, Paris, 1952; *Termier H.*, *Termier G.*, L'Evolution de la Lithosphere, 2, parts 1 and 2, Paris, 1956.

Геология СССР: *Белоусов В. В.*, Основные вопросы геотектоники, Госгеолтехиздат, М., 1954.

Дрейф континентов: *Wegener A.*, Die Enstehung der Kontinente und Ozeane, 1915; *Du Tuit A. L.*, Our Wandering Continents, Oliver and Boyd, Edinburgh, 1937; *Carey S. W.*, The tectonic approach to continental drift, in: Continental Drift—a Symposium, Univ. Tasmania, Hobart, 1956.

Палеомагнитные данные: *Irving E.*, Paleomagnetism and its Application to Geological and Geophysical Problems, Wiley, New York, 1964.

Раздвигание океанического дна: *Hess H. H.*, History of ocean basins, in: *Engel A. E. J.*, *James H. L.*, *Leonard B. F.*, eds., Petrologic Studies, Buddington volume, Geol. Soc. Am., 1962.

Магнитные аномалии вдоль океанических хребтов: *Vine F. J.*, *Matthews D. H.*, Magnetic anomalies over oceanic ridges, Nature, **199**, p. 947, 1963; *Vine F. J.*, Spreading of the ocean floor: new evidence, Science, **154**, pp. 1405—1415, 1966; *Heirtzler J. R.*, *Dickson G. O.*, *Herron E. M.*, *Pittman W. C.*, III, *Le Pichon X.*, J. Geophys. Res., **73**, pp. 2119—2136, 1968.

Блоковые движения: *Morgan W. J.*, Rises, trenches, great faults, and crustal blocks, J. Geophys. Res., **73**, pp. 1959—1982, 1968; *Le Pichon X.*, Sea-floor spreading and continental drift, ibid., pp. 3661—3698, 1968.

Хронология инверсий: *Cox A.*, *Dalrymple G. B.*, Statistical analysis of geomagnetic reversal data and the precision of K. A. dating, J. Geophys. Res., **72**, pp. 2603—2614, 1967; *Cox A.*, Geomagnetic reversals, Science, **163**, pp. 237—245, 1969.

Глава 13 НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ХИМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМЛИ

В настоящей главе кратко изложены некоторые вопросы, касающиеся химического состава Земли и его эволюции. Наши знания в этой области, пожалуй, еще более неопределенны, чем в других отраслях геологии, поскольку проследить поведение химических элементов во времени и пространстве очень нелегко. Сложность эволюции химических элементов может быть проиллюстрирована на примере атомов углерода, участвующих в строении карбонатных раковин морских организмов. Как будет показано ниже, встречающиеся ныне раковины состоят из тех самых атомов, которые могли возникнуть несколько миллиардов лет назад на далеких звездах. Атомы могли достигнуть Земли в виде графита или твердых частиц CO_2 или CH_4 в облаке космической пыли. Они могли попадать из космоса на поверхность Земли в момент ее образования или, наоборот, подниматься из глубоких слоев мантии Земли и поступать в ее атмосферу в качестве CO_2 вулканических газов, могли неоднократно быть связанными в составе сложных соединений, участвующих в строении живой материи, и возвращаться в атмосферу после разложения органического вещества, присоединяться к натрию выветрелых изверженных пород и переноситься в море, осаждаться в виде карбоната кальция, образуя известняк, а затем вновь, в процессе его метаморфизма или выветривания возвращаться в атмосферу, вторично растворяться в морской воде, затем, наконец, войти в состав раковин, где их можно обнаружить в настоящее время. Некоторые этапы этой сложной истории были проанализированы в предыдущих главах. В этой главе рассмотрены другие, менее ясные аспекты химической эволюции Земли.

Химический состав Земли

Геофизические данные, изложенные в гл. 10 и 11, позволяют сделать следующие выводы:

1. Земная кора, гидросфера и атмосфера, вместе взятые, составляют только небольшую часть (менее 1%) общей массы Земли. Следовательно, ее химический состав в целом в значительной степени определяется составом мантии и ядра. При этом масса мантии составляет около двух третей массы всей Земли.

2. Вещество ядра Земли, имеющее средний атомный вес, близкий к атомному весу железа или немного меньше (26), образовано металлическими элементами. Предполагается, что оно состоит главным образом из железа; подчиненную роль в составе вещества ядра играют никель и некоторые более легкие элементы, такие, как углерод, кремний или сера. Кроме того, допускается, что в ядре в растворенном состоянии присутствует MgO. Трудности определения химического состава ядра обусловлены тем, что пока еще недостаточно точно выяснено, какими свойствами обладает железо при тех огромных давле-

ниях, которые присущи ядру Земли.

3. Практически не вызывает сомнения, что вещество мантии, имеющее средний атомный вес, близкий к 12, в основном состоит из силикатов и окислов Mg и Fe с подчиненным количеством Al, Ca, Na, K и других элементов. Вероятно, внутри мантии минералы присутствуют в виде определенных полиморфных модификаций. Самой примечательной особенностью мантийного вещества является гораздо большее содержание в нем кислорода по сравнению с веществом ядра. Очевидно, химический состав вещества верхней мантии таков, что в результате его частичного или полного плавления образуется жидкий субстрат базальтового состава. По плотности и упругости вещество верхней мантии может быть сопоставлено с перидотитом и эклогитом.

4. Вещество мантии содержит радиоактивные элементы (в основном U, Th, K), представления о концентрациях и характере распространения которых могут быть составлены на основании имеющихся ограниченных сведений о распределении температуры внутри Земли и данных по тепловому потоку на ее поверхности.

Некоторую информацию о возможном составе вещества мантии и ядра можно почерпнуть из данных о химическом составе внеземной материи.

Содержание химических элементов в космосе

Источники сведений о химическом составе материи за пределами Земли следующие:

1. Спектроскопическое изучение Солнца, звезд, межзвездного пространства, комет и атмосфер других планет.

2. Определение с помощью высотных шаров-зондов природы тяжелых частиц, присутствующих в космических лучах и потоке материи (солнечном ветре), извергаемом солнечными вспышками.

3. Анализ состава метеоритов.

4. Изучение поверхности Луны.

5. Теоретические расчеты относительных количеств элементов, образующихся при ядерных процессах (ядерный синтез), основанные главным образом на законах, управляющих внутриядерной энергией и кинетикой ядерных реакций.

Представления об относительном содержании химических элементов в космосе являются по существу результатом субъективного осреднения всей информации, полученной из упомянутых источников. Относительные содержания элементов обычно выражают в виде отношения числа ядер какого-либо элемента к числу ядер другого элемента, выбранного в качестве стандарта, например Si или H. Таблицы относительных содержаний химических элементов в космосе приведены в Справочнике физических констант и в монографии Каулы, ссылки на которые помещены в конце настоящего раздела.

Поражает достаточно выдержанное однообразие относительного содержания некоторых элементов во всей Вселенной. Если принять относительное содержание Si равным 10^6, то логарифм относительного содержания Mg составит 6,49 в горячих звездах, именуемых «звезды B»; 6,1 в солнечном ветре; 6,1 в пределах фотосферы Солнца; 6,02, 5,97 и 5,93 в трех различных типах метеоритов; 5,2 на поверхности Луны и 4,9 в земной коре. Последнее значение позволяет предположить, что внутри Земли отношение Mg/Si может быть больше единицы, как это характерно, в частности, для оливина (Mg_2SiO_4). Относительное содержание Mg в космосе, подсчитанное Зюссом и Юри, равно 5,96.

Для других элементов колебания в их относительном содержании более значительны. Так, относительные

содержания водорода составляют: 10,0 для Солнца; 6,7 для разновидности метеоритов, известных под названием углеродистых хондритов; 4,5 для земной коры.

Общеизвестно, что водород и гелий являются преобладающими элементами большинства звезд, в то время как элементы тяжелее железа в них относительно редки. Для серий элементов, таких, как O—Fe—Ne или V—Cr—Mn—Fe—Co—Ni, относительные содержания изменяются непропорционально их атомным числам. Элементы с четными атомными числами, как правило, более распространены, чем соседствующие с ними в периодической таблице элементы с нечетными атомными числами. Ядра с четным числом протонов и нейтронов преобладают над ядрами, имеющими четно-нечетные комбинации этих частиц; еще более редки сочетания нечетного числа протонов с нечетным числом нейтронов. Предложены различные модели синтеза ядер, учитывающие все эти особенности.

Метеориты

Метеориты, как упоминалось в гл. 1, подразделяются на два больших класса: железные и каменные. Железные метеориты состоят преимущественно из металлического железа с примесью никеля (от 4 до 20%) и незначительных количеств других металлов, нескольких процентов сульфидов (главным образом сульфид железа — троилит), нескольких процентов карбида железа Fe_3C и графита. Железные метеориты составляют около 5% всех падающих на Землю метеоритов. 90% каменных метеоритов представляют собой хондриты, которые состоят примерно на 40% из оливина, на 30% из пироксенов, на 10% из плагиоклаза, на 6% из троилита и на 10—20% из железа и никеля. Остальные 10% каменных метеоритов являются ахондритами, которые состоят в основном из пироксенов и плагиоклаза и подчиненного количества оливина (около 10%), железа и никеля. Кроме того, существует еще одна редкая, но весьма важная разновидность метеоритов — углеродистые хондриты, состав которых отличается от состава обычных хондритов. Основную массу углеродистых хондритов образуют серпентин или хлорит. В меньших количествах в них присутствуют оливин, окислы железа, карбонаты, сульфаты и органические соединения углерода. Характерной чертой углеродистых хондритов является то, что они не содержат восстановленных форм железа. Имеется еще один класс объектов, принципиально отличающихся по составу от любого метеорита, которым большинство геологов приписывают, однако, метеоритное происхождение. Это тектиты, округлые лепешковидные стеклянные тела, обнаруженные только на отдельных небольших участках земной поверхности. Например, многие из них были собраны в пустыне центральной Австралии. Тектиты напоминают земные обсидианы, хотя во многом и отличаются от них.

Вероятный химический состав Земли

Большое, хотя и не совсем полное, сходство между химическим составом каменных метеоритов и некоторых типов земных горных пород (таких, как перидотиты) и аналогия между предполагаемыми свойствами ядра Земли и веществом железных метеоритов позволили уже давно высказать гипотезу о том, что химический состав Земли, вероятно, подобен составу тех планет, фрагментами которых являются метеориты. Мейсон вычислил возможный химический состав Земли, исходя из следующих допущений: 1) вещество ядра соответствует среднему составу металли-

ческих метеоритов; 2) вещество мантии состоит из перидотита; 3) в составе вещества Земли содержится 8% сульфидов, подобных троилиту метеоритов. Как видно из табл. 13-1,

ТАБЛИЦА 13-1

Средний состав хондритов и гипотетический состав Земли (*по Мейсону*)

Элементы	Хондриты, вес.%	Земля, вес.%
O	33,24	29,5
Fe	27,24	34,6
Si	17,10	15,2
Mg	14,29	12,7
S	1,93	1,93
Ni	1,64	2,39
Ca	1,27	1,13
Al	1,22	1,09
Na	0,64	0,57
Cr	0,29	0,26
Mn	0,25	0,22
P	0,11	0,10
Co	0,09	0,13
K	0,08	0,07
Ti	0,06	0,05

состав Земли при принятых допущениях очень близок к среднему составу хондритов. Однако в этом случае, как указывал Берч, в составе Земли в целом окажется меньше урана, чем его количество, которое в действительности присутствует только в одной земной коре. Отношение K/U в обычном хондрите (около $7 \cdot 10^4$) также резко отличается от отношения этих элементов, установленного для большинства земных горных пород ($1 \cdot 10^4$). По отношению K/U и содержанию урана углеродистые хондриты более близки к среднему составу Земли, чем обычные метеориты. Однако углеродистые хондриты состоят из весьма окисленного вещества, из которого вряд ли могло образоваться восстановленное металлическое, железное ядро (см. ниже). Таким образом, химический состав любого типа метеоритов *не соответствует в полной мере* средней химической характеристике Земли (по отношениям K/U, K/Rb, Rb/Sr, по изотопному составу углерода, количеству тепла, выделяемого при радиоактивном распаде, и т. д.). Как отмечалось в гл. 10, трудности в определении состава Земли по геофизическим данным (например, по плотности, по скоростям распространенных сейсмических волн) объясняются следующими причинами: 1) измеряемые физические свойства внутренних зон Земли, такие, как скорости распространения сейсмических волн, нечувствительны к слабым изменениям химического состава; 2) *точно неизвестно, как зависят* эти физические свойства от давления и температуры, особенно при очень высоких давлениях внутри Земли; 3) очень мало известно о физических *свойствах полиморфных модификаций* обычных минералов, образующих основную массу мантии в условиях высоких давлений.

Распределение химических элементов внутри Земли

Что же определяет распределение элементов внутри Земли, в частности, между мантией и ядром? В 1922 г. Гольдшмидт на основании эмпирических данных предложил геохимическую классификацию элементов, использовав результаты определений *содержания отдельных элементов* и их ассоциаций в породах, метеоритах и промышленных шлаках. Сидерофильные элементы (такие, как Co, Ni, Mo, Pt, Os и Au), согласно этой классификации, сопровождают железо. Халькофильные (например, Zn, Pb и Hg) элементы сопутствуют сере. Литофильные элементы (Na, K, Rb, Mg, Al, Si и др.) ассоциируются с кислородом. Как

и следовало ожидать, элементы каждой геохимической группы в общем соответствуют друг другу по химическим свойствам; сидерофильные элементы, например, в основном принадлежат к одной и той же группе Периодической таблицы элементов. Геохимическая классификация Гольдшмидта позволяет сделать ряд интересных выводов. Например, относительное содержание золота в космосе намного больше, чем в земной коре, а металлическая фаза метеоритов богаче золотом, чем силикатная. Исходя из этого, можно предполагать, что преобладающая часть золота на Земле сосредоточена в веществе ее ядра. Однако, применение этой классификации ограничено, поскольку химическое поведение любого элемента зависит не только от структуры его электронных оболочек, но и от химической обстановки, в которой он пребывает. В результате некоторые химические элементы относятся не к одной, а сразу к нескольким группам классификации Гольдшмидта. В частности, хром является литофильным элементом в присутствии значительного количества кислорода, но встречается в виде сульфида, когда кислорода недостаточно, как это характерно для некоторых метеоритов. Метеориты, кроме того, содержат необычные минералы, такие, как олдхамит CaS, осборнит TiN, синоит Si_2N_2O и джерфишерит $K_3(Na, Cu)(Fe, Ni)_{12}Si_{14}$. Основываясь на классификации Гольдшмидта, невозможно предвидеть ассоциацию K и Si, установленную в последнем случае.

Термодинамические данные

В какой-то степени распределение некоторых элементов в Земле можно предсказать по термодинамическим данным. Рассмотрим, к примеру, стандартные значения энергии реакций окисления при 25 °C для следующих элементов:

	ΔG°, ккал
$Fe + {}^1/_2O_2 = FeO$	−58,7
$Ni + {}^1/_2O_2 = NiO$	−50,6
$Mn + {}^1/_2O_2 = MnO$	−86,7
$Mg + {}^1/_2O_2 = MgO$	−136,1
$^2/_3Al + {}^1/_2O_2 = {}^1/_3Al_2O_3$	−126,0
$^1/_2Si + {}^1/_2O_2 = {}^1/_2SiO_2$	−102,3
$2Na + {}^1/_2O_2 = Na_2O$	−90,0
$2K + {}^1/_2O_2 = K_2O$	−76,3
$^1/_2U + {}^1/_2O_2 = {}^1/_2UO_2$	−123,2

Совершенно ясно, что FeO или NiO восстанавливаются легче, чем MgO или SiO_2, и при недостатке кислорода Ni и Fe будут теми элементами, которые сохранятся в виде металлов. Наоборот, если количество кислорода достаточно для окисления Fe до Fe^{2+}, как это, вероятно, имеет место в силикатах нижней мантии, трудно ожидать, что кремний в ядре Земли[1] находится в восстановленном виде, если вещество ядра находится в состоянии равновесия с веществом мантии.

Положительная свободная энергия реакций

$$Na_2SiO_3 + FeS = FeSiO_3 + Na_2S$$
$$(\Delta G^\circ = +21 \text{ ккал}),$$
$$Na_2CO_3 + FeS = FeCO_3 + Na_2S$$
$$(\Delta G^\circ = +37 \text{ ккал})$$

указывает на вероятность того, что сера нашей планеты находится в соединении с железом, а не с натрием. Поскольку при значительной

[1] При стандартных условиях реакция $SiO_2 + 2Fe = 2FeO + Si$ характеризуется свободной энергией, равной +87,2 ккал. При давлении на контакте ядро — мантия, равном примерно 1,4 Мбар, восстановление SiO_2 еще менее вероятно, поскольку для продуктов этой реакции свойственно приращение объема. Однако действительное изменение объема при давлении 1,4 Мбар неизвестно.

температуре сульфиды обычно растворимы в металлических расплавах, можно полагать, что основная часть серы находится в ядре Земли.

Гравитационное равновесие

В гл. 5 отмечалось, что химический потенциал μ_i любого химического компонента i зависит от высоты h в гравитационном поле:

$$\left(\frac{\partial \mu_i}{\partial h}\right)_{PT} = M_i g,$$

где M_i — молекулярный вес. В идеальном бинарном растворе при *постоянной температуре молярная доля* N_1 компонента 1 изменяется как

$$\frac{dN_1}{dh} = \frac{N_1(\bar{v}_1\rho - M_1)\,g}{RT},$$

где $\bar{v}_1$ — парциальный молярный *объем компонента* 1, а ρ — *плотность* раствора. Следовательно, если компонент 1 тяжелее средних значений плотности, его молярная доля уменьшается с высотой. Можно ожидать, например, что высокий молекулярный вес урана может обусловить увеличение его концентрации по направлению сверху вниз. Однако в многокомпонентном растворе, состоящем из $j + 1$ компонентов, имеющих независимые молярные концентрации $(N_1 \ldots N_k \ldots N_j)$, условием достижения равновесия с любым компонентом i является:

$$d\mu_i = 0 = \left(\frac{\partial \mu_i}{\partial T}\right)_{P, h, N} dT + \left(\frac{\partial \mu_i}{\partial P}\right)_{T, N, h} dP + \left(\frac{\partial \mu_i}{\partial h}\right)_{T, P, N} dh + \sum_j \left(\frac{\partial \mu_i}{\partial N_j}\right)_{P, T, N_k, h} dN_j,$$

где последний член уравнения представляет химическое взаимодействие i со всеми другими компонентами. Бруэр подчеркивал важность этого члена уравнения. В частности, в любом растворе, содержащем уран и кислород, химическое сродство урана к кислороду будет иметь большее значение в определении характера распределения урана, чем его молекулярный вес. Следовательно, поскольку содержание кислорода в коре Земли больше, чем в ядре, уран будет проявлять тенденцию концентрироваться в земной коре. Поэтому предполагается, что распределение урана в недрах Земли контролируется как гравитационным полем, которое определяет распространение кислорода, так и химическим сродством урана к кислороду. Остается, конечно, невыясненным, какая степень гравитационного равновесия достигнута в недрах Земли. Поскольку скорости диффузии в твердом веществе слишком малы, трудно ожидать, что гравитационное равновесие, даже учитывая длительность существования нашей планеты, могло быть достигнуто без расплавления ее вещества. Но было ли вещество Земли *когда-либо в расплавленном* состоянии? Обратимся к геохимическим данным, *отражающим процессы* формирования Земли, включая ранние этапы ее истории.

Ранние этапы истории Земли

Скопление холодного вещества

Обычно считается, что Земля во время ее образования не могла быть очень теплой. Основанием для этого заключения служит сравнение относительных содержаний некоторых элементов в веществе Земли и в космосе. Уже отмечалось, что отношение Mg/Si на Земле мало отличается от аналогичного отношения, определяемого для космических объектов. То же самое справедливо для ряда других элементов, включая Al, Na, Fe и Ca. С другой стороны, редкие газы (такие, как He, Ar, Kr и Xe)

характеризуются на Земле намного меньшими относительными содержаниями, чем в космосе (коэффициент для He — 10^{14}, для Kr — 10^{7}). Потеря этих газов планетой после ее образования вряд ли возможна, поскольку если улетучивался тяжелый Kr (молекулярный вес 83), то все другие летучие компоненты (CO_2, H_2O, N_2, O_2 и др.), присутствующие в атмосфере, были бы потеряны ею еще быстрее. Земля, безусловно, несколько обеднена такими элементами, как C, N, F, O и Cl, по сравнению с первоначальными их количествами, однако степень обеднения гораздо меньше, чем в случае инертных газов. Учитывая, что инертные газы редко образуют твердые соединения, а также их низкое относительное содержание на Земле, следует заключить, что наша планета аккумулировала вещество при температурах, достаточно низких для того, чтобы все элементы, за исключением инертных газов, присутствовали в твердой фазе (в виде окислов Si, Mg, Al, Na и др., твердых CO_2, CH_4, NH_3, льда или гидратов окислов, гидросиликатов или гидрокарбонатов). Даже принимая во внимание возможное выделение тепла за счет сжатия все возрастающего количества земного вещества при образовании планеты, вряд ли можно думать, что температура внутри Земли превышала 1000—1500° C. Огромное количество гравитационной энергии, освобождавшейся в период аккумуляции космического вещества, должно было интенсивно рассеиваться, вероятно, посредством излучения с поверхности планеты.

Обособление ядра

Можно, однако, предполагать, что вскоре после образования Земли должно было произойти какое-то важное событие, обусловившее разогрев Земли и частичное расплавление ее вещества. Об этом твердо свидетельствует существование расплавленного металлического ядра. Трудно объяснить, каким образом уже после возникновения Земли могло происходить образование восстановленного железа, слагающего ныне ядро Земли, поскольку неизвестен механизм, посредством которого формирующиеся при этом огромные количества H_2O и CO_2 могли удаляться из недр планеты. Следовательно, восстановленное железо, которым представлено ядро Земли, должно было присутствовать в твердой фазе уже в первичном облаке космической пыли. Это могло бы стать возможным, если бы отношение кислорода к водороду в облаке космической пыли было не больше, чем ныне на Солнце (около 10^{-3}). И все же почему в процессе образования Земли сначала аккумулировались только частицы железа, формирующие ядро, а силикаты и окислы обособились на второй, более поздней стадии? Более вероятно, что металлы и все остальные вещества накапливались совместно, формируя в целом гомогенную недифференцированную массу планеты. Элзассер высказал предположение, что разделение гомогенной планеты на ядро и мантию произошло позже аккумуляции ее вещества, когда температура внутри Земли поднялась (см. ниже) до точки плавления железа [1]. Капли расплавленного железа затем разрастались до размеров, позволяющих им погружаться к центру Земли, в результате чего происходило образование жидкого ядра.

Плавление могло быть обусловлено рядом причин, кратко изложенных в гл. 11. Среди них наибольшее значение имели следующие:

[1] Так как поверхность жидкого ядра контактирует с твердым веществом нижней мантии, то в условиях давления, господствующего на границе ядра и мантии, точка плавления железа должна быть ниже точки плавления вещества мантии. Следовательно, частицы, которые первыми расплавились внутри Земли, состояли из железа (и, вероятно, из сульфидов железа).

1. *Радиогенное тепло.* Вскоре после образования Земли, примерно 4,5 млрд. лет назад, количество основных радиоактивных элементов, генерирующих тепло, было бóльшим, чем сейчас. В частности, ^{40}K должен был содержаться в веществе планеты в количестве, в восемь раз превышающем современное, так как период полураспада этого элемента составляет $1{,}3 \cdot 10^9$ лет. Следовательно, скорость воспроизводства тепла была значительно выше. К тому же радиоактивные элементы с малыми периодами полураспада, порядка 10^5—10^7 лет (^{10}Be, ^{26}Al и т. д.), могут до сих пор присутствовать на Земле в заметных количествах. Аномальное содержание в метеоритах ^{129}Xe наводит на мысль, что в момент образования метеоритов в них должен был присутствовать родственный ему радиоактивный элемент ^{129}I. По аналогии особенности изотопного состава земного ксенона позволяют предположить, что аккумуляция твердых пылевых частиц, образовавших Землю, произошла вскоре после ядерного синтеза, когда сохранилось еще некоторое количество ^{244}Pu. Берч подсчитал, что радиогенное тепло, выделенное этими короткоживущими элементами, а также U, Th и ^{40}K, могло вызвать частичное плавление вещества Земли в течение 0,5 млрд. лет с момента ее образования.
2. *Гравитационная энергия.* Образование плотного ядра, как указывал Берч, могло сопровождаться выделением гравитационной энергии, количество которой было достаточным, чтобы поднять температуру внутри ядра приблизительно до 1500 °С. Этот разогрев должен был способствовать дальнейшему развитию процессов плавления вещества, включая частичное плавление силикатов мантии. Легкоплавкие силикаты, содержащие большое количество щелочей, алюминия и кремния, должны были подниматься в верхние слои мантии, захватывая уран и торий, за которыми обычно следовал и калий. Остаточное вещество нижней мантии, очевидно, уже лишенное большей части источников радиогенного тепла, состояло из тугоплавких силикатов и окислов магния и железа.
Кристаллизация твердого внутреннего ядра Земли могла начаться примерно в то же время и в результате влияния давления на процесс плавления вещества; она распространялась от центра к его внешней зоне. Хотя температура плавления вещества, слагающего ядро, точно неизвестна, весьма возможно, что градиент точек плавления вещества в различных зонах ядра превышает адиабатический градиент. Температура в ядре должна превышать точку плавления вещества в его внешней зоне, но быть ниже точки плавления вещества в его внутренней части.
3. *Влияние Луны.* В связи с приливным трением Луна в настоящее время удаляется от Земли. В далеком прошлом Луна была гораздо ближе к Земле, благодаря чему вызывала более значительные приливы и рассеивала большее количество энергии Земли. Пока неясно, каким образом возникла система Луна — Земля, однако не исключено, что это произошло в результате некоего катастрофического события, например захвата Луны Землей вскоре после образования самой Земли. В результате этого катастрофического события в недрах Земли могло генерироваться количество тепла, достаточное для частичного плавления ее вещества.

Земная кора

Предполагается, что дифференциация вещества Земли с образованием ядра, мантии и земной коры произошла на относительно раннем этапе истории Земли. Наиболее древние породы земной коры имеют возраст

порядка 3,5 млрд. лет. Такой возраст, вероятно, отвечает времени, когда тепловой поток из внутренней области планеты уменьшился настолько, что возникли условия для образования твердой коры мощностью более нескольких километров. Напомним, что при температурном градиенте у поверхности Земли, равном 100°/км (что *приблизительно в три* раза больше современного), произошло бы плавление вещества, залегающего на десятикилометровой или несколько меньшей глубине. Неизвестно, на какую величину возросла, если она вообще изменилась, масса *земной коры по сравнению с ранним* этапом истории Земли, но, как отмечалось в гл. 12, скорость образования новой коры, вероятно, соответствует скорости уничтожения старой.

Определить средний химический состав вещества земной коры в пределах континентов нелегко. Возможность получения проб горных пород, слагающих земную кору, ограничивается относительно небольшими глубинами, доступными для изучения посредством буровых скважин. Поэтому до сих пор очень мало известно о природе нижней части земной коры. Однако по имеющимся десяткам тысяч химических анализов пород, залегающих вблизи поверхности Земли, можно все-таки составить общее представление о среднем составе коры. В табл. 13-2 приведены эти данные *в оценке двух различных авторов*.

Сравнение значений по любому элементу свидетельствует в целом о неопределенности наших знаний в этой области.

Элементы, встречающиеся в земной *коре в количестве меньшем, чем* 10 г/т, в табл. 13-2 не приведены; в их число попадают, например, Sn (3), U (1,8), Hg (0,08), Pt (0,01). Отметим, что кислород, слагающий по весу 47% земной коры, составляет 62,5% количества всех атомов. Поскольку O^{2-} характеризуется бо́льшим ионным радиусом, чем другие широко распространенные в коре элементы, ионы кислорода по объему образуют 93,7% земной коры, которая, следовательно, в первом при-

ТАБЛИЦА 13-2

Средний состав земной коры, г/т

Элемент	По Мейсону [1]	По Виноградову [2]	Элемент	По Мейсону [1]	По Виноградову [2]	Элемент	По Мейсону [1]	По Виноградову [2]
O	466 000	470 000	B	10	12	Ga	15	19
Si	277 200	295 000	C	200	230	Rb	90	150
Al	81 300	80 500	N	20	19	Sr	375	340
Fe	50 000	46 500	F	625	660	Y	33	29
Ca	36 300	29 600	S	260	470	Zr	165	170
Na	28 300	25 000	Cl	130	170	Nb	20	20
K	25 900	25 000	Sc	22	10	Ba	425	650
Mg	20 900	18 700	V	135	90	La	30	29
Ti	4 400	4 500	Cr	100	83	Ce	60	70
H	1 400	—	Co	25	18	Nd	28	37
P	1 050	930	Ni	75	58	Pb	13	16
Mn	950	1 000	Cu	55	47	Th	7,2	13
Li	20	32	Zn	70	83			

[1] *Mason B.*, Principles of Electrochemistry, 3rd ed, Wiley, New York, 1966.
[2] *Виноградов А. П.*, Геохимия, стр. 555—571, 1962.

ближении может рассматриваться как твердый кислород [1].

Каковы бы ни были процессы, благодаря которым происходит (или происходило в прошлом) формирование земной коры, они обусловливали интенсивное фракционирование по крайней мере некоторых элементов. Несмотря на то что в настоящее время масса земной коры составляет только 0,6% массы мантии, в ней сосредоточены все земные ресурсы урана, если допустить, что химический состав земной коры аналогичен среднему составу хондритов. Кроме того, в земной коре в основном сконцентрированы такие элементы, как Ba, Rb и в меньшей степени Sr. Напротив, концентрации в земной коре железа и магния меньше, чем вероятные средние содержания этих элементов для Земли в целом; еще меньшими концентрациями по сравнению с общими для Земли характеризуются такие элементы, как никель и сера. Распределение химических элементов по геосферам в общем соответствует предположению, что вещество земной коры представляет собой самую легкоплавкую фракцию мантийного вещества. Подавляющая часть магмы, поступающей в земную кору из мантии, имеет базальтовый состав. Исходя из этого, можно было бы ожидать, что земная кора в значительной степени должна иметь базальтовый состав. Последнее соответствует средней плотности коры из базальтов (2,85 г/см^3). Однако в верхней части земной коры содержится большое количество гранитного материала в виде крупных интрузий и экструзий. Незначительная часть гранитного расплава может быть генетически связана с процессом фракционной кристаллизации жидких базальтов. Однако этим процессом не может быть объяснено происхождение большинства гранитных тел земной коры, которые не имеют видимой связи с интрузиями базальтов или габбро. Представляется более вероятным, что многие гранитные тела, распространенные в зонах метаморфизма, возникли за счет частичного плавления первично осадочных пород, претерпевших перед этим сильное метаморфическое преобразование.

Для того чтобы полнее представить подобный механизм формирования гранитов, следует обратиться к выветриванию базальтов. Остаточная масса осадочных образований после удаления из них растворимых карбонатов и бикарбонатов под воздействием метаморфизма высоких ступеней преобразовывалась в ассоциацию амфибол + окислы железа + полевой шпат + биотит + кварц. Частичное плавление этой метаморфизованной породы в присутствии небольших количеств воды привело бы к образованию гранодиоритового расплава + амфибол + окислы железа.

Таким образом, из первичной базальтовой коры в результате выветривания базальтов, метаморфизма осадочных пород и дальнейшего частичного их плавления мог формироваться верхний слой коры гранодиоритового состава и нижний ее слой, состоящий из амфиболита и характеризующийся меньшим содержанием кремнезема по сравнению с первичным базальтом.

При изучении характера распределения химических элементов в земной коре возникает ряд интересных проблем. Некоторые элементы с низким содержанием в земной коре, такие, как галлий, распределены в

[1] Следует отметить неточность этого вывода, исходящего из большого размера ионного радиуса кислорода (1,40 Å). В земной коре кислород практически не присутствует и не мигрирует в ионной форме. Подавляющая масса его атомов связана в прочные комплексы с кремнием, водородом и углеродом; при этом преобладающей в этих кислородных соединениях является ковалентная связь. Ковалентный же радиус кислорода составляет всего 0,66 Å.— *Прим. ред.*

ней достаточно равномерно. Обычно галлий входит в состав всех минералов, содержащих алюминий, но никогда не образует собственных минералов. Ни в одном минерале его содержание не превышает незначительных долей процента. Аналогично рубидий, сопутствуя калию, также не образует самостоятельных минералов. Цирконий, наоборот, в основном встречается в составе минерала циркона $ZrSiO_4$, который, не образуя заметных скоплений, широко распространен в гранитных породах. В то же время медь, среднее содержание которой в земной коре в четыре раза меньше содержания циркония (табл. 13-2), местами образует высокие концентрации (несколько процентов) в месторождениях, содержащих миллионы тонн этого элемента. Хотя средняя концентрация золота в земной коре составляет всего около $4 \cdot 10^{-9}$ г/т, в отдельных местах были добыты тысячи тонн почти чистого золота.

Такие различия в распределении элементов в земной коре определяются очень многими факторами (некоторые из них были упомянуты в гл. 2), и в частности: электроотрицательностью элемента; размером и зарядам ионов; наличием и характером распределения других элементов (кислорода, серы и др.), с которыми он может быстро вступить в реакцию, образуя устойчивое химическое соединение; растворимостью элемента в водных растворах, в которых он может переноситься и из которых затем концентрируется в определенных участках (гл. 5); участием элемента (например, фосфора) в биологических процессах, посредством которых он может селективно удаляться из разбавленных растворов (например, из морской воды) и т. д. Тем не менее необходимо еще предпринять значительные исследования, чтобы понять в деталях наблюдаемые особенности распространения элементов в земной коре.

Происхождение морских вод и атмосферы

Химический состав морской воды приведен в табл. 7-3, основные компоненты атмосферы перечислены в табл. 13-3. В дополнение к этим компонентам атмосфера также содержит

ТАБЛИЦА 13-3

Основные компоненты атмосферы

Компоненты	Об.%
Азот	78,1
Кислород	20,9
Аргон	0,9
CO_2	0,03
Инертные газы (He, Ne, Kr, Xe)	0,02

в очень небольших количествах H_2, CH_4, H_2O, NO_2, SO_3, SO_2. Общая масса атмосферы равна примерно $5{,}1 \cdot 10^{21}$ г.

Поскольку основной растворенной в воде морей и океанов солью является NaCl, количество натрия, присутствующего в воде, приблизительно равно общему содержанию хлора. Этот факт является довольно неожиданным, так как натрий непрерывно доставляется в море реками в виде карбонатов или бикарбонатов, тогда как весь хлор, который доставляют в океан реки, поступает в них за счет морских солей, принесенных на сушу ветрами с моря, в результате размыва соленосных пластов (образовавшихся, кстати, в связи с испарением морской воды) и выветривания изверженных пород. Между тем количество хлора в воде океанов во много раз больше общего содержания всех элементов, которые могли выделиться при выветривании изверженных пород в течение геологического времени. Откуда же поступил хлор в океаническую воду?

Подобное расхождение обнаруживается также и для других компонен-

тов морской воды и атмосферы. Количество CO_2, находящегося в связанном виде в карбонатных осадках, в несколько сотен раз превышает суммарное количество CO_2, присутствующего ныне в атмосфере и гидросфере. Последнее в свою очередь гораздо больше того количества, которое могло высвободиться и попасть в атмосферу в результате выветривания изверженных пород (некоторые из них содержат очень мало кальцита или других карбонатов). Аналогичные заключения, исходя из табл. 13-4, можно сделать относительно других летучих, таких, как бор, бром, фтор, азот, сера, равно как и в отношении самой воды.

Руби тщательно проанализировал возможные источники этих летучих, названных им избыточными. Он установил, что возможны только два источника их генерации:

а) либо эти газы являются в основном или полностью остаточными от «примитивной» атмосферы или океана;

б) либо они были дегазированы из недр Земли в течение геологического времени.

Гипотеза существования «примитивной» атмосферы может быть отвергнута на основании следующих выводов. Так, если бы избыточные летучие, включая воду, первоначально присутствовали в атмосфере, вода первичного океана была бы исключительно кислой (pH меньше 1). В этих условиях CO_2 воздействовал бы на породы, находившиеся на поверхности Земли, с образованием огромного количества карбонатов; HCl способствовала бы восстановлению кремния в результате реакции типа

$$M_{\text{силикат}} + HCl = M_{\text{галоид}} + SiO_2 + H_2O,$$

где M — Mg, Fe, Na и т. д. Выветривание такого рода способствовало бы образованию колоссальных количеств карбонатных осадков и кремнезема. Однако в разрезах докембрийских образований подобные отложения не отмечаются. Наоборот, судя по данным ряда обобщающих работ, можно предположить, что отношение известняков к другим типам осадков оставалось примерно одинаковым в течение всего геологического времени.

Альтернативная гипотеза, объясняющая избыток летучих веществ за счет дегазации глубинных недр Земли, представляется гораздо более

ТАБЛИЦА 13-4

Баланс летучих веществ у поверхности Земли, $\times 10^{20}$ г (по Руби)

Количество летучих веществ	H_2O	Общее количество C в форме CO_2	Cl	N	S	H, B, Br, Ar, F и т. д.
В современных атмосфере, гидросфере и биосфере	14 600	1,5	276	39	13	1,7
Захороненное в древних осадочных породах	2 100	920	30	4,0	15	15
Итого	16 700	921,5	306	43	28	16,7
Поступившее за счет выветривания кристаллических пород	130	11	5	0,6	6	3,5
Избыточное количество за вычетом поступившего в результате выветривания пород	16 600	910	300	42	22	13

правдоподобной, так как хорошо согласуется с данными изучения вулканической деятельности. В результате выбросов вулканов (гл. 6) в атмосферу выделяются газы, состоящие преимущественно из H_2O, CO_2, HCl, HF, N_2, H_2S и SO_2. Средний состав вулканических газов точно неизвестен, поскольку их состав индивидуален для каждого вулкана; более того, он меняется с каждым выбросом одного вулкана и даже в течение одного извержения. Кроме того, как отметил Руби, существует удивительное сходство между набором избыточных летучих и составом газов, отобранных из вулканических кратеров и фумарол и выделенных из вулканических пород при их нагревании в вакууме.

Весьма вероятно поэтому, что масса гидросферы и атмосферы постоянно возрастала в течение геологического времени, тогда как состав морской воды должен был оставаться почти неизменным. Мы нигде не находим осадочных месторождений брусита $Mg(OH)_2$, который образовался бы в случае, если бы pH океанической воды в прошлом намного превышал его современные значения. Нет также никаких доказательств, что океаны в прошлом имели более кислую воду, чем в настоящее время. Вулканическая активность и связанное с ней поступление летучих веществ в атмосферу и гидросферу должны были протекать с относительно одинаковой скоростью на протяжении всей истории Земли.

Существует, кроме того, и другое доказательство, что твердая оболочка Земли теряет газы, отдавая их в атмосферу. Содержание аргона в атмосфере намного больше, чем какого-либо другого инертного газа (табл. 13-3), причем основная его масса представлена радиогенным изотопом ^{40}Ar. Логично сделать вывод, что атмосферный аргон в основном представлен продуктом радиоактивного распада ^{40}K. Однако количество аргона в атмосфере превышает то, которое могло образоваться в земной коре в течение всего времени существования планеты. Следовательно, в атмосферу поступало также некоторое количество радиогенного аргона из мантии. Турекян, допуская, что скорость выделения аргона из мантии пропорциональна количеству аргона, присутствующего в ней, подсчитал, что потери аргона мантией составляют $2{,}8 \cdot 10^{-11}$ в год. Интересно, что если допущение Турекяна относительно аргона справедливо и для воды (при предположении, что вся гидросфера образована водой, поступившей из мантии), то содержание воды в мантии должно быть сходным с ее содержанием в метеоритах. Расчеты Турекяна исходят из хондритового состава мантии, и поэтому в них, вероятно, преувеличено содержание калия в мантии. Гаст отметил, что если содержание K в мантии первоначально составляло примерно седьмую часть концентрации этого элемента в хондритах, то к настоящему моменту она потеряла около 70% радиогенного аргона. Приведенные значения позволяют высказать предположение о том, что подавляющая часть вещества мантии подверглась частичному плавлению, сопровождавшемуся выделением аргона.

Атмосферный кислород и происхождение жизни

Известно, что свободный кислород представляет одну из важнейших составных частей атмосферы, тогда как в вулканических газах он присутствует в связанном виде в H_2O, CO_2, CO и SO_2. Откуда же поступает в атмосферу свободный кислород? В небольших количествах он, возможно, образуется в ее верхних слоях за счет фотодиссоциации воды, сопровождающейся образованием H_2. Однако преобладающая часть свободного кислорода, по-видимому, генери-

руется в результате фотосинтеза — сложного процесса, при котором растения, используя атмосферную углекислоту и солнечный свет, синтезируют органические вещества, из которых они состоят. Например, реакцию образования глюкозы $C_6H_{12}O_6$ можно представить следующим образом:

$$6CO_2 + 6H_2O + h\nu = \\ = C_6H_{12}O_6 + O_2,$$

где $h\nu$ — квант солнечного излучения с частотой ν. Заметим, что в результате этой реакции высвобождается кислород. Подсчитано, что населяющие сушу, а также моря и океаны растения в настоящее время продуцируют кислород со скоростью, при которой существующее в атмосфере количество этого газа могло быть создано в течение 3000 лет. Весь атмосферный CO_2 при этом был бы исчерпан за более короткое время, если бы его запасы не пополнялись в результате дыхания растений, процессов распада органического вещества и за счет других источников. Очевидно, определенная часть кислорода, образующегося при фотосинтезе, используется при разложении растительного вещества с образованием CO_2 и H_2O. Однако часть растительного вещества в результате захоронения в осадках не подвергается окислению и формирует скопления угля или нефти. Принимая во внимание общее количество органического углерода, захороненного в осадках (исключая карбонатные отложения), Руби подсчитал, что чистый вес кислорода, поступившего в атмосферу в результате фотосинтеза в течение всего геологического времени, равен $1{,}8 \cdot 10^{22}$ г. Несколько большая величина — $2{,}3 \cdot 10^{22}$ — приводится Абельсоно [1]. Можно предполагать, что количество атмосферного кислорода со временем увеличивается приблизительно пропорционально возрастанию биологической активности. Однако возникает вопрос: когда и как возникла жизнь на планете?

Исходя из результатов экспериментальных исследований, доказывающих возможность образования органических веществ живой материи, например аминокислот, при прохождении смеси некоторых газов (водяного пара, аммиака, метана) сквозь электрический разряд (возможный эквивалент лучистой энергии), обычно выдвигается предположение, что Земля в прошлом имела примитивную атмосферу, состоящую только из этих газов. Эту гипотезу, однако, по ряду причин вряд ли можно считать приемлемой. Ранее уже упоминалось, что очень низкое среднее содержание на Земле инертных газов, таких, как He, Ne, Ar, Kr и Xe, является серьезным аргументом в пользу предположения, что Земля образовалась в результате концентрации твердых частиц и первоначально не имела атмосферы. Первичная атмосфера, которая формировалась благодаря частичному плавлению вещества планеты и его дегазации, должна была состоять из газов, образующихся при плавлении пород и метеоритов, т. е. главным образом из H_2O и CO_2. К тому же кажется мало вероятным, что аммиак NH_3 мог долго находиться в атмосфере, где он под воздействием солнечного излучения подвергается фотодиссоциации. Образующийся при этом водород мог выйти из гравитационного поля Земли приблизительно через 30 000 лет. Исследования большинства древних отложений не обнаруживают никаких признаков отличия состава атмосферы ранней стадии развития Земли от состава современной атмосферы,

[1] В настоящее время в атмосфере содержится всего около $1{,}2 \cdot 10^{21}$ г O_2; расхождения с приведенными данными обусловлены тем, что часть кислорода связывается с железом в процессах окисления, сопровождающих выветривание, или соединяется с H_2 и CO, поступающими в результате вулканической деятельности.

в частности в отношении содержания углерода или органических соединений. Таким образом, вероятно, первичная атмосфера Земли, возникшая в результате плавления вещества планеты и дегазации ее внутренних частей, состояла главным образом из H_2O, CO_2 и N_2 с подчиненным количеством CO и H_2[1]. Абельсон показал, что фотохимические процессы в такой атмосфере могли привести к появлению большого числа различных органических веществ. По-видимому, важное значение при этом имело образование цианистого водорода HCN, из которого благодаря полимеризации могли возникнуть различные аминокислоты.

Другим фактором, имеющим отношение к происхождению жизни на Земле, является коротковолновое ультрафиолетовое солнечное излучение, оказывающее смертоносное влияние на большинство живых организмов. В настоящее время земная поверхность защищена от этих лучей атмосферным озоном O_3, которого на ранней стадии развития Земли не могло существовать, так как тогда не было в атмосфере кислорода. Следовательно, зарождение жизни на Земле не могло произойти при отсутствии кислорода. Возможно, однако, что решающую роль в этом отношении сыграло небольшое количество O_2 и O_3, образующихся в верхних слоях атмосферы благодаря фотодиссоциации водяных паров. Не исключено также, что жизнь на Земле могла зародиться под слоем воды толщиной несколько метров, достаточным для поглощения ультрафиолетовых лучей и в то же время обеспечивающим прохождение лучей, необходимых для возникновения и поддержания процессов фотосинтеза. Постепенно накапливаясь в атмосфере, озон благоприятствовал распространению жизни сначала на поверхности акваторий, а затем и в пределах суши. Этот процесс достаточно детально прослежен Беркнером и Маршаллом, сделавшими попытку учесть связь увеличения количества атмосферного кислорода с нарастанием темпов распространения жизни в конце докембрия и ее появлением на суше в среднепалеозойское время. Весьма важными являются результаты исследования микроконцентраций органических веществ в древнейших породах, обобщенные Хорингом. Установленные благодаря этим исследованиям признаки существования древнейшей жизни на Земле имеют возраст 3 млрд. лет. Предполагается, что эти древнейшие биологические процессы во многом сходны с жизнедеятельностью современных простейших организмов (бактерий).

Направленность химической эволюции

Суммируя различные аспекты химической эволюции Земли, еще раз отметим существование двух отчетливо проявляющихся и противоположно направленных тенденций в развитии геохимических процессов: 1) развитие процессов дифференциации, или очищения, и 2) развитие процессов смешения и гомогенизации.

Мы неоднократно приводили примеры, характеризующие первую из двух упомянутых тенденций в развитии геохимических процессов. Как отмечалось в гл. 5, наличие в недрах Земли термических градиентов должно привести к существованию так называемых градиентов концентрации (эффект Соре). Гравитационное поле Земли обусловливает распределение в ее недрах элементов по плотности, способствуя вытеснению тяжелых элементов (таких, как железо) из внешних геосфер к центру Земли

[1] Водород в вулканических газах в основном присутствует в связанном виде как H_2O и H_2S; однако при высоких температурах возможно образование свободного H_2 за счет диссоциации воды или в результате взаимодействия H_2S и CO_2.

и концентрированию легких (таких, как кислород) у ее поверхности. Дифференциация вещества Земли внутри ядра, мантии и земной коры, по-видимому, в основном определяется гравитацией. Расплавленная фракция вещества мантии, поднимаясь вверх, поскольку она легче его остаточной нерасплавленной части, расщепляется в процессе фракционной кристаллизации на отдельные группы родственных пород, каждая из которых характеризуется специфическим химическим и минеральным составом. Остаточный продукт кристаллизации магмы обычно представляет собой водный гидротермальный раствор, в котором некоторые малораспространенные элементы (такие, как литий, бериллий, фтор, бор, тантал и др.) характеризуются заметными концентрациями, как, например, в пегматитах. Как было показано, выветривание представляет собой важный фактор химического разделения вещества Земли; некоторые элементы (такие, как Na) выносятся в море, где они существуют в растворенном состоянии, другие (такие, как K) концентрируются в виде новообразованных минералов. Уже отмечалось, что почвы в ряде случаев настолько обогащены алюминием, что приобретают экономическое значение как руда этого металла (боксит). Процессы осадконакопления, включая биологические, продолжают эту сепарацию элементов: карбонаты и фосфаты отлагаются при различных условиях; существуют осадки, состоящие почти нацело из кремнезема (черты); кальций и магний следуют в целом различными геохимическими путями. Процессы разделения вещества в отдельных случаях достигают стадии фракционирования изотопов. Например, как уже отмечалось, отношение $^{18}O/^{16}O$ для изверженных пород значительно выше, чем для пресной воды. По-видимому, отношение $^{34}S/^{32}S$ различно для пород, образованных, с одной стороны, в результате чисто неорганических, а с другой — биологических процессов.

Тенденции разделения и дифференциации вещества Земли в процессе ее химической эволюции противостоят интенсивные процессы перемешивания и определяющие их факторы, например наличие океана. Свинец, содержащийся в залежах сульфидов этого металла или обогащенных ими отложениях, может выщелачиваться в процессе выветривания и выноситься в океан, где он смешивается с другими изотопами свинца, поступившими в океаническую воду из иных источников. Продукты выветривания изверженных пород различных типов смешиваются при их транспортировке и отложении. Впоследствии осадочные породы, по-видимому, подвергаются общей гомогенизации при метаморфизме. Смешивание вещества Земли в еще более широком масштабе происходит посредством взаимопроникновения земной коры и мантии в результате непрерывного формирования новой коры и погружения старой в мантию. Конвекция вещества в самой гетерогенной мантии также должна непременно приводить к его значительному перемешиванию.

Признание этих двух противоположных тенденций в химической эволюции Земли влечет за собой несколько вопросов: в каком соотношении между собой находятся эти разнонаправленные процессы, каков баланс между ними? Становится вещество Земли химически более однородным или более дифференцированным или оно достигло состояния устойчивого равновесия? Определенно ответить на поставленные вопросы нельзя, поскольку соответствующие процессы еще не полностью изучены, а имеющиеся сведения о скоростях этих процессов пока весьма ограничены и сомнительны. Древнейшие осадочные и изверженные породы не отличаются сильно от более молодых, а земная кора

древних континентов в химическом отношении сходна с современной континентальной корой, которая, следовательно, существует в течение очень длительного времени. И все же некоторые признаки химических преобразований вещества планеты могут быть установлены. Докембрийские осадочные железные руды, распространенные на многих континентах, не имеют современных аналогов в сопоставимых масштабах. В более молодых породах нет аналогов огромных докембрийских анортозитовых батолитов или сильно метаморфизованных кордиеритовых гранулитов, которые, возможно, являются индикаторами существования необычайно резких геотермических градиентов в местах и во время их образования. Выше был уже отмечен ряд данных, свидетельствующих, что масса гидросферы, вероятно, существенно возрастала в течение геологического времени, а состав атмосферы претерпел изменения в связи с постепенным увеличением содержания кислорода.

Вряд ли можно думать, что Земля достигла устойчивого химического состояния. Многие аспекты химической эволюции Земли связаны и определяются ее термической эволюцией. Гидросфера и атмосфера получают дополнительные компоненты за счет вулканизма, являющегося одним из термических явлений. Смешивание вещества земной коры и мантии, очевидно, также представляет собой процесс, обусловленный термической жизнью Земли. Однако, как указывалось в гл. 11, время, необходимое для перераспределения тепла между геосферами и для завершения образования тепла за счет радиоактивного распада, равно возрасту Земли или даже превосходит его, и, следовательно, Земля не могла еще достигнуть устойчивого термического состояния.

Таким образом, Земля, очевидно, продолжает изменяться, так же как звезды и вся остальная окружающая нас Вселенная. Некогда Хаттон [1] писал: «Следовательно, результатом настоящих наших исследований является то, что мы не обнаружили никаких признаков начала, никаких перспектив конца». Теперь мы знаем, что Земля имела начало; какова же будет причина конца и когда это случится?

Рекомендуемая литература

Общие работы: *Goldschmidt V. M.*, Geochemistry, ed. by A. Muir, Oxford, New York, 1958; *Krauskopf K.*, Introduction to Geochemistry, McGraw-Hill, New York, 1967; *Mason B.*, Principles of Geochemistry, 3rd ed. Wiley, New York, 1966; *Goles G. G.*, Cosmic abundances, in: Handbook of Geochemistry, part 1, Springer, Berlin, 1969; *Kaula W. M.*, An Introduction to Planetary Physics, chaps. 8, 9, Wiley, New York, 1968; *Keil K.*, Meteorite composition, Handbook of Geochemistry, part 1, Springer, Berlin, 1969; *Mason B.*, Meteorites, Wiley, New York, 1962.

Экспериментальные данные: *Clark S. P.*, ed., Handbook of Physical Constants, Geol. Soc. Am., Mem. 97, 1966 (см. русский перевод: *Кларк С.*, ред., Справочник физических констант горных пород, «Мир», М., 1969); *Valley S. L.*, Handbook of Geophysics and Space Environments, McGraw-Hill, New York, 1965; The Data of Geochemistry, U.S. Geol. Survey Prof. Papers 440A through W., 1963—1966.

Равновесие в гравитационном поле в свете термодинамики: *Guggenheim E. A.*, Thermodynamics, North-Holland, Amsterdam, 1950; *Kern R.*, *Weisbrod A.*, Thermodynamics for Geologists, Freeman, Cooper and Co., San Francisco, 1967.

Дополнительная литература: *Abelson P. H.*, Chemical events on the primitive earth, Proc. Natl. Acad. Sci., 55, pp. 1365—1372, 1966; *Berkner L. V.*, *Marshall L. C.*, History of major atmospheric components, Proc. Natl. Acad. Sci., 53, pp. 1215—1226, 1965; *Birch F.*, Speculations on the earth's thermal history, Geol. Soc. Am. Bull., 76, pp. 133—154, 1965; *Brewer L.*, The equilibrium distribution of the elements in the earth's gravitational field, J. Geol., 59, p. 490—497, 1951; *Clark S. P.*, *Ringwood A. E.*, Density distribution and constitution of the mantle, Rev. Geophys., 2,

[1] *Hutton J.*, Theory of earth, Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 1, p. 304, 1785.

pp. 35—88, 1964; *Clayton D. D.*, Cosmoradiogenic chronologies of nucleosynthesis, Astrophys. J., **139**, pp. 637—663, 1964; *Cloud P. E.*, Atmospheric and hydrospheric evolution on the primitive earth, Science, 160, pp. 729—736, 1968; *Davidson C. F.*, Geological aspects of atmospheric evolution, Proc. Natl. Acad. Sci., **53**, pp. 1194—1204, 1965; *Elsasser W. M.*, Early history of the earth, in: *Geiss J.*, *Goldberg E. D.*, eds., Earth Science and Meteorites, North-Holland, Amsterdam, pp. 1—30, 1963; *Gast P. W.*, Upper mantle chemistry and evolution of the earth's crust, in: *Phinney R. A.*, ed., The History of the earth's Crust, Princeton Univ. Press, Princeton, N.J., pp. 15—27, 1968; *Hoering T. C.*, The organic geochemistry of Precambrian rocks, in: *Abelson P. H.*, ed., Researches in Geochemistry, **2**, Wiley, New York, pp. 87—111, 1967; *Lowenstam H. A.*, Biologic problems relative to the composition and diagenesis of sediments, in: *Donnelly T. W.*, ed., The Earth Sciences, Univ. Chicago Press, Chicago, pp. 137—195, 1963; *Rubey W. W.*, Geologic history of sea water, Geol. Soc. Am. Bull., **62**, pp. 1111—1147, 1951; *Rubey W. W.*, Development of the hydrosphere and atmosphere, in: The Crust of the Earth, Geol. Soc. Am. Spec. Paper 62, pp. 631—650, 1955; *Turekian K. K.*, The terrestrial economy of helium and argon, Geochim et Cosmochim. Acta, **17**, pp. 37—43, 1959.

Приложение

ИЗОБРАЖЕНИЕ СТРУКТУР

Одна из проблем, с которой приходится сталкиваться геологам вообще и геологам-структурщикам в особенности,— это проблема наглядного и точного двумерного изображения структур земной коры. Простейшую и наиболее часто используемую форму такого изображения представляют собой геологические карты, главной целью которых является показ особенностей размещения выходов пород различных формаций на топографической основе определенных масштабов. В геометрическом отношении карта — это плоскость, и даже в тех случаях, когда на нее в виде определенных условных обозначений нанесена ориентировка плоскостных и линейных структурных элементов, ее возможности в отношении трехмерного отображения структур ограничены. Геологи применяют ряд стандартных приемов для придания «глубинности» выносимым на карты геологическим объектам и облегчения трехмерной интерпретации их соотношений. При отсутствии достаточного количества материалов по горным выработкам, буровым скважинам или геофизических исследований применяется метод экстраполяции данных изучения поверхности. Для выяснения структур ограниченных по площади районов может оказаться достаточной экстраполяция на глубину нескольких сотен метров, но для пространственного изображения некоторых крупнейших структур земной коры необходима экстраполяция уже на глубину многих километров.

Без некоторого предварительного ознакомления с геометрическими свойствами сечений различных поверхностей геологу трудно читать геологические карты или грамотно анализировать в полевых условиях структурные соотношения пород. Поэтому в этом вспомогательном разделе мы отойдем от высказанного ранее намерения не углубляться в технические приемы исследований и дадим краткий обзор некоторых чисто геологических проблем геометрии, с которыми приходится сталкиваться геологам в процессе полевых исследований. Мы изложим здесь также некоторые геометрические методы изображения геологических структур.

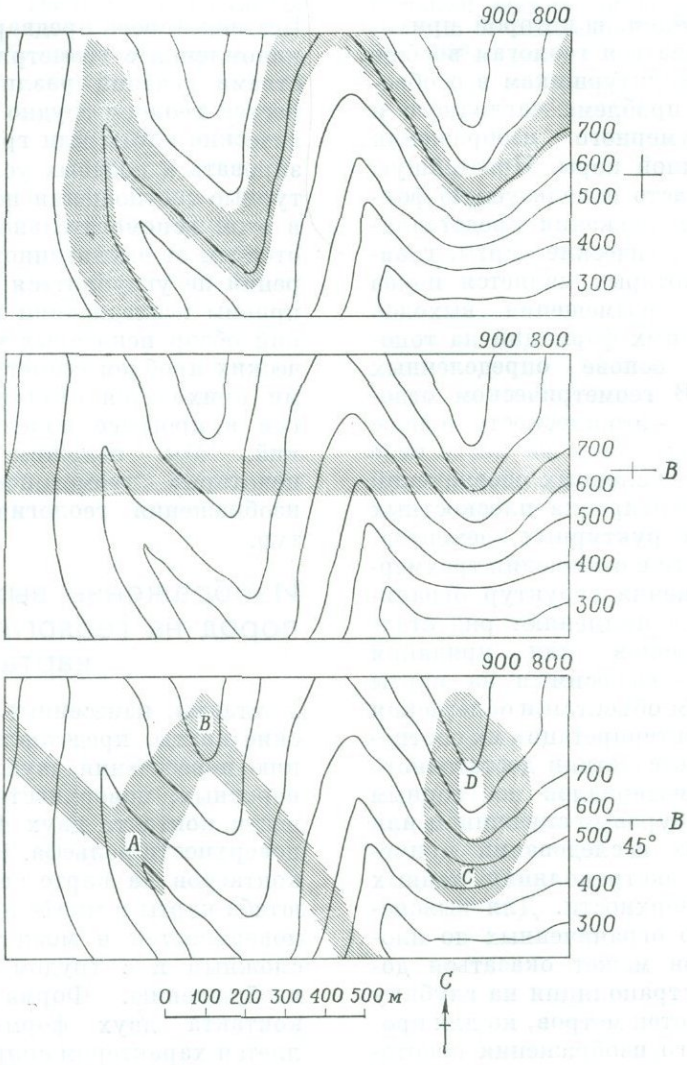
Изображение выходов пород на геологических картах

Контакты, нанесенные на геологические карты, представляют собой линию пересечения двух, как правило неровных, поверхностей: 1) поверхности контакта двух формаций и 2) поверхности рельефа. Рисунок линии контактов на карте зависит от масштаба карты и морфологии этих двух поверхностей и может быть весьма сложным и с трудом поддающимся изображению. Форма поверхности контакта двух формаций определяется характером соприкасающихся пород. Контакты могут быть осадочными (согласными или несогласными), магматическими (вулканически-

ми и плутоническими) и тектоническими (обычно это сбросы или надвиги). Поверхность рельефа может быть самой разнообразной — от выположенных равнин или плоскогорий до сложно изрезанных горных хребтов. Чтобы познакомиться с факторами, влияющими на характер изображения выходов пород на картах, рассмотрим несколько простейших примеров.

Нанесение на карты уплощенных тел горных пород

Многие геологические тела (например, пласты осадочных пород, силлы и дайки изверженных пород, пластины тектонических покровов) имеют плоскую форму с примерно параллельными ограничивающими поверхностями. Характер расположения выходов таких слоев на сравнительно

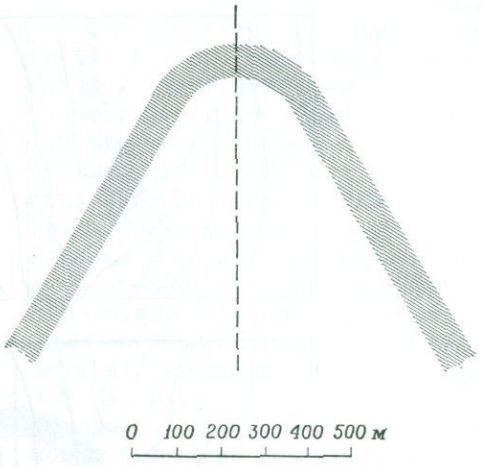


ФИГ. А-1. Характер выхода пласта пород на поверхность.
Верхний рисунок — при горизонтальном залегании пласта; средний рисунок — при вертикальном залегании пласта; нижний рисунок — при широтном простирании пласта, падающего на юг под углом 45°. Сечение рельефа горизонталями через 100 м.

ровной топографической поверхности в зависимости от их ориентировки приведен на фиг. А-1. Контакты горизонтально лежащего слоя (верхний рисунок) совпадают с формой соответствующих горизонталей. Контакты вертикально падающего слоя (средний рисунок) секут контуры рельефа без изгибов в виде прямой полосы. Падающий наклонно пласт (нижний рисунок), простирающийся поперек долины или хребта, образует V-образные изгибы, направленные своим острием вниз по руслу реки (*A*) или вверх по склону (*B*). Там, где простирание падающего пласта совпадает с рельефом, контакты его следуют параллельно горизонталям (*C*). Если угол падения слоя меньше, чем крутизна склона, то выходы слоя на поверхность могут образовывать замкнутые петли и наблюдаться в разных местах карты (*D*).

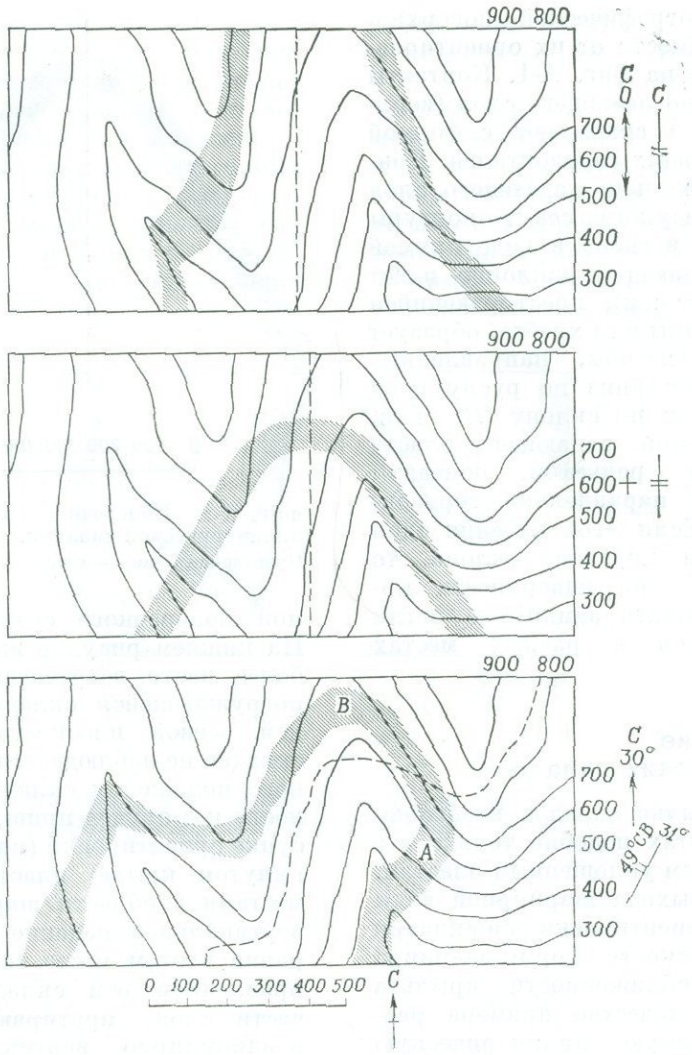
Изображение цилиндрических складок

Плоские крылья складок изображаются на картах подобно только что рассмотренным уплощенным пластам. Очертания выхода шарнирной зоны зависят от ориентировки оси складки и осевой плоскости, формы шарнира и степени сближенности крыльев складки. В качестве примера рассмотрим полную цилиндрическую складку, сечение которой приведено на фиг. А-2. Возможный характер рисунка такой складки при различной ее ориентировке приведен на фиг. А-3. На верхнем рисунке складка имеет горизонтально ориентированную ось с вертикальной осевой плоскостью; ее шарнир будет отражен на карте лишь в том случае, если превышение в рельефе будет достаточным, чтобы пересечь горизонтально ориентированную шарнирную зону. На среднем рисунке изображена вертикально ориентированная складка; форма ее совпадает с истинной формой поперечного сечения складки. На нижнем рисунке изображен наиболее часто встречающийся случай погружающейся складки с наклонной осевой плоскостью. В такой складке не наблюдается горизонтального положения складчатой поверхности и в случае приведенной на рисунке ориентировки (при одном опрокинутом крыле) пласт приобретает местами в области шарнирной зоны вертикальное падение (*A*). Простирание в этом месте совпадает с направлением оси складки. Падение части слоя, протирающегося перпендикулярно вертикальному сегменту (*B*), дает погружение оси складки.



ФИГ. А-2. Поперечное сечение плоской цилиндрической складки.
Пунктирная линия — след осевой плоскости.

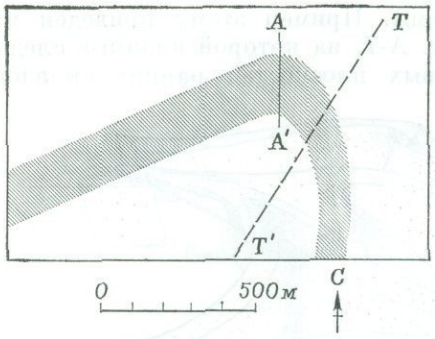
Следовательно, в районах с развитием цилиндрической складчатости ориентировку складок можно установить путем изучения особенностей их размещения и изменения ориентировки складчатой поверхности в различных точках. В частности, любой вертикальный сегмент складчатой поверхности позволяет определить направление оси складки; горизонтальное положение складчатой поверхности возможно только в складках с горизонтально ориентированной



ФИГ. А-3. Характер выходов на поверхность пород, образующих цилиндрическую складку (фиг. А-2).

Верхний рисунок — при горизонтальной ориентировке оси складки и вертикальном расположении осевой плоскости; средний рисунок — ось и осевая плоскость складки ориентированы вертикально; нижний рисунок — ось складки погружается на север под углом 30°, осевая плоскость ориентирована на СВ 31° и падает на СЗ под углом 49°. Сечение рельефа горизонталями через 100 м. Пунктирными линиями показаны следы осевых плоскостей.

осью. Следует соблюдать особую осторожность, чтобы не спутать направление линии AA' на фиг. А-4 (где изображен характер выхода погружающейся наклонной складки на ровной топографической поверхности) с направлением оси складки. Эта линия соединяет кажущиеся шарнирные точки на складчатой поверхности (напомним, что изображение на карте не соответствует истинному профилю) и может быть наклонена под любым углом к направлению оси. В опрокинутых складках, например, эта линия и направление оси складки являются субперпендикулярными. В складках с очень крутым шарниром (типа стрельчатых или других видов



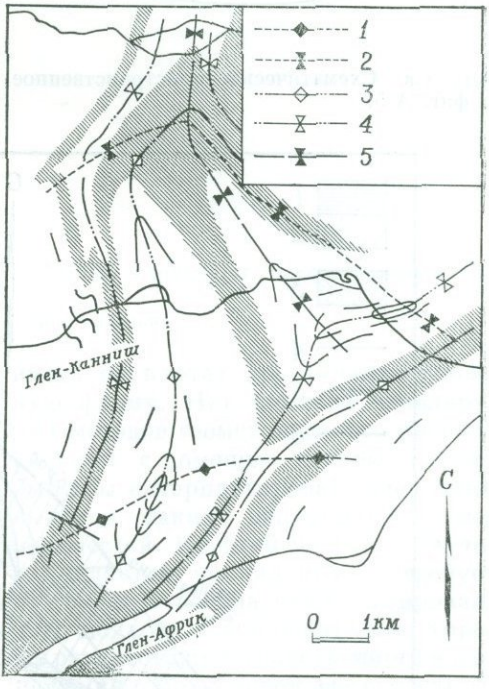
ФИГ. А-4. Характер выхода на горизонтальную ровную поверхность складки, приведенной на фиг. А-3 (нижний рисунок).
AA' — кажущийся след осевой плоскости; *TT'* — истинный след осевой плоскости.

подобных складок) линия *AA'* соответствует следу осевой плоскости на поверхности рельефа, и если известна ориентировка оси складки, то может быть определена и ориентировка осевой плоскости. В складках с закругленной шарнирной зоной (фиг. А-4) след осевой плоскости *TT'* и кажущийся след осевой плоскости *AA'* имеют разную ориентировку.

Изображение нецилиндрических складок

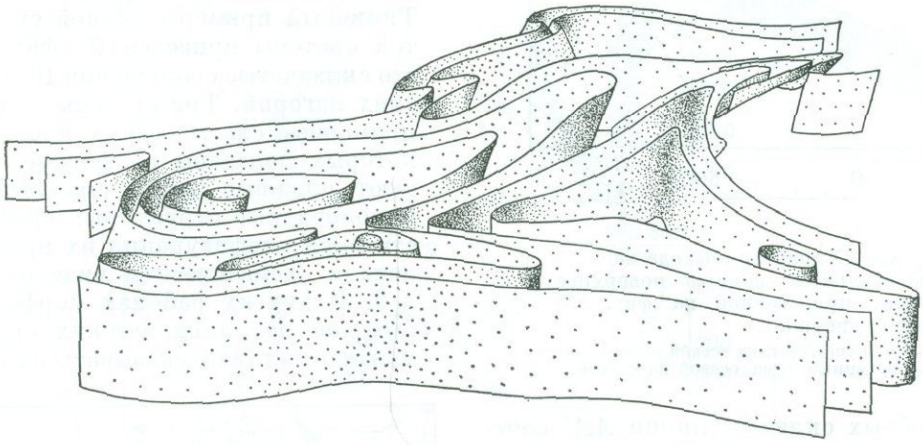
Во многих регионах земной коры складчатость нельзя отнести к цилиндрической. Это, в частности, относится к тем районам, где породы испытывали неоднократную деформацию, причем каждый эпизод деформации сопровождался формированием новой генерации складок. Но известно также множество районов с простой складчатостью, где первично образовавшиеся складки меняют на различных участках азимут направления и погружения. Не существует никаких общих правил интерпретации характера распределения выходов поверхностей таких сложных складчатых слоев. Единственное, что им всем присуще,— это замкнутые кольцевидные выходы, обусловленные присутствием куполо- и впадиноподобных структур. Кроме того, следы осевых плоскостей складок также, видимо, изогнуты.

Типичный пример сложной складчатой системы приведен на фиг. А-5; это складчатые сооружения Шотландских нагорий. Три системы складок, примерные следы осевых плоскостей которых показаны на фигуре, образуют сложные тесно смыкающиеся куполовидные структуры; пространственная конфигурация их представлена в схематическом виде на фиг. А-6. В других районах морфология выходов нецилиндрических складок может отчетливо указывать на суще-

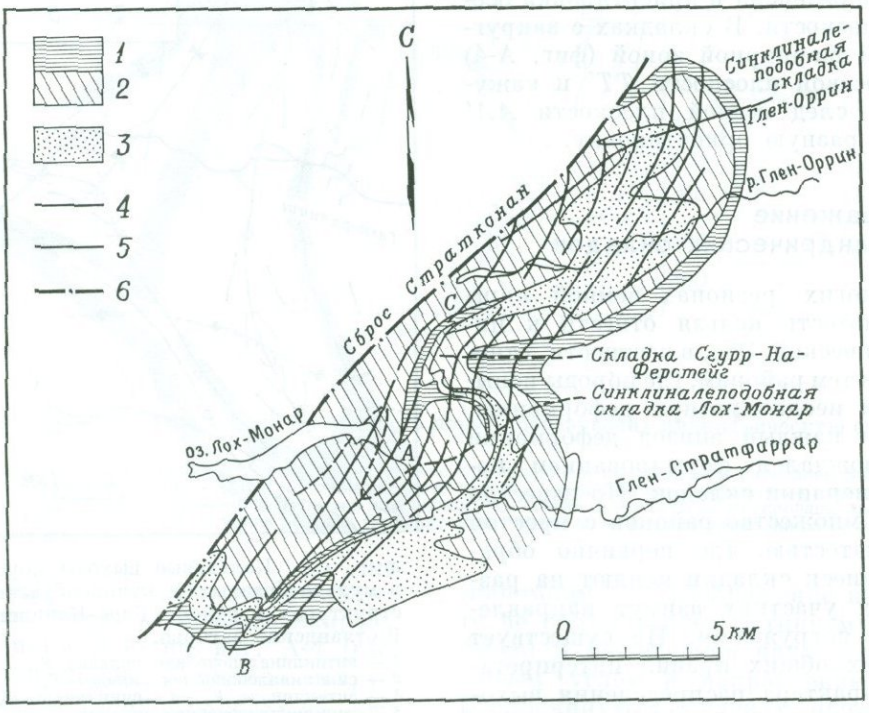


ФИГ. А-5. Кольцевые выходы пород в мульдообразных и куполообразных структурах в районе Глен-Канниш, Шотландские нагорья.
1 — антиклиналеподобная складка F_1; *2* — синклиналеподобная складка F_1; *3* — антиклиналь F_2; *4* — синклиналь F_2; *5* — синклиналеподобная складка F_3. F_1, F_2 и F_3 соответствуют складкам трех последовательных генераций с изображенным примерным положением следов осевых плоскостей (*Tobisch O. T.*, Large scale basin and dome pattern, resulting from the interference of major folds, Geol. Soc. Am. Bull., 1966).

ствование двух систем осевых плоскостей даже в том случае, если отсутствуют структуры кольцеобразной формы. Пример этому приведен на фиг. А-7, на которой видимые следы осевых плоскостей ранних складок

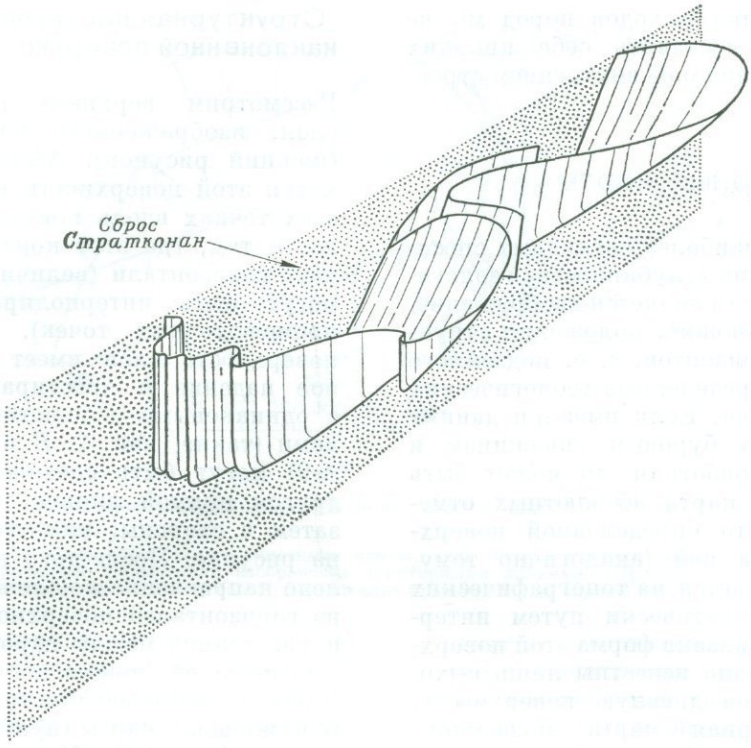


ФИГ. А-6. Схематическое пространственное изображение части структуры, изображенной на фиг. А-5.



ФИГ. А-7. Карта района с наложенной складчатостью в окрестности озера Лох-Монар, *Шотландские нагорья.*

Показаны две генерации складок (*Ramsay J. G.*, The British caledonides, *Johnson M. R. W., Stewart F.*, eds., Oliver and Boyd, 1963). *1* — пелиты серии Мойн; *2* — псаммиты серии Мойн; *3* — льюисская серия; *4* — *5* осевые плоскости складок 2-й и 3-й генераций; *6* — разлом.



ФИГ. А-8. Схематическое пространственное изображение структуры, представленной на фиг. А-7.
На крыльях ранних крупных складок показаны мелкие поздние складки.

явно пересекаются складками более поздней генерации. Трехмерное изображение формы этой складчатой поверхности схематически представлено на фиг. А-8. Детальный геометрический анализ таких крупномасштабных структур, образованных наложением складок, становится возможным при разделении картируемого района на небольшие участки, в пределах которых складчатость в основном является цилиндрической. Затем могут быть определены изменения в ориентировке складок от участка к участку.

Кроме нецилиндрических складок, неправильная форма границ свойственна множеству других геологических тел. Сложными являются контакты плутонических тел (фиг. 3-18); контакты разрывных нарушений, в особенности пологих надвигов, могут иметь на картах чрезвычайно сложную форму. Нет никаких стандартных методов геометрического проецирования, с помощью которых можно было бы интерпретировать очертания выходов таких неправильных поверхностей. Каждый из таких случаев является уникальным и требует от геологов весьма квалифицированного подхода и исключительно хорошо развитого пространственного воображения. Но основой всех построений является геологическая карта, и по характеру расположения выходов пород на ней можно многое понять в строении района, особенно если рельеф его сильно расчленен, так как это позволяет в какой-то мере наблюдать строение участка земной коры в трех измерениях. Если бы поверхность Земли была повсюду ровной, то только по одному харак-

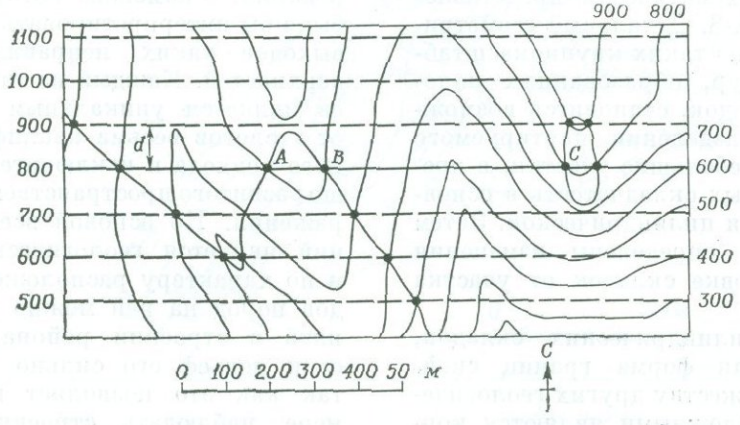
теру рисунка выходов пород мы не могли бы составить себе никаких представлений о ее внутреннем строении.

Структурные карты

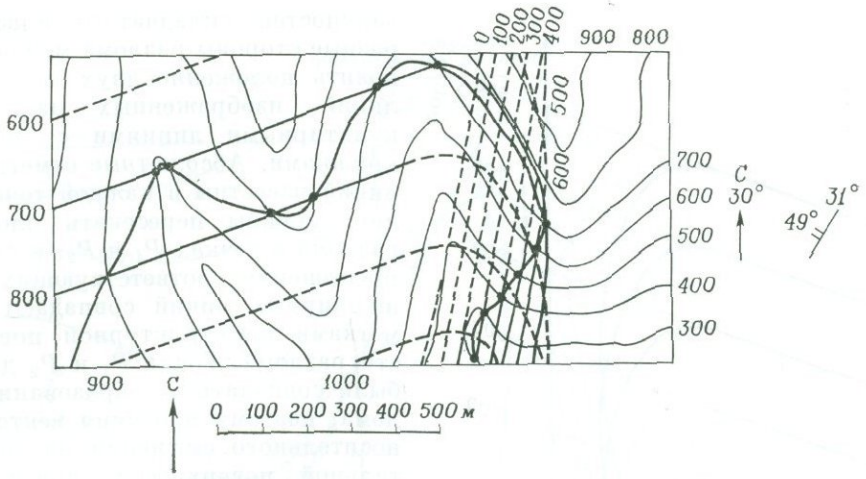
Одним из наиболее наглядных способов придания «глубинности» геологическим картам является изображение, где это возможно, положения структурных горизонтов, т. е. подземного рельефа определенных геологических поверхностей. Если имеются данные замеров по буровым скважинам и горным выработкам, то может быть составлена карта абсолютных отметок какой-то определенной поверхности и на ней (аналогично тому, как это делается на топографических картах) схематически путем интерполяции показана форма этой поверхности. Обычно известны лишь выходы пород на дневную поверхность, и структурная карта подземного рельефа может быть составлена по отметкам положения контактов. При умеренно всхолмленном рельефе составление таких карт показывает, что форма оконтуренных поверхностей не бывает слишком сложной.

Структурная карта равномерно наклоненной поверхности

Рассмотрим верхнюю поверхность слоя, изображенного на фиг. А-1 (нижний рисунок). Абсолютные отметки этой поверхности известны во всех точках вдоль контакта, в частности там, где этот контакт пересекает горизонтали (величины отметок могут быть интерполированы для промежуточных точек). Поскольку поверхность слоя имеет выдержанное падение и простирание, точки с одинаковыми абсолютными отметками (такие, как *A*, *B* и *C* на фиг. А-9) могут быть соединены друг с другом прямой линией, продленной затем в стороны, как это показано на рисунке. После того как определено направление и положение одной из горизонталей поверхности пласта и расстояние между парой соседних горизонталей, можно построить сеть горизонталей поверхности пласта для всей площади карты (пунктирные линии на фиг. А-9). Некоторые горизонтали располагаются на не выходящей на дневную поверхность части пласта и могут быть полезны, например, при определении глубины, на которой может быть встречен этот пласт в буровой скважине, заданной



ФИГ. А-9. Структурная карта кровли слоя, изображенного на фиг. А-1 (нижний рисунок).
Опорные точки (такие, как *A*, *B* и *C*), для которых известны абсолютные отметки, показаны черными кружками. Расстояние между горизонталями обозначено буквой *d*, а падение поверхности δ может быть вычислено из выражения $\delta = \mathrm{tg}^{-1}(h/d)$, где h — величина интервала между горизонталями (100 м).



ФИГ. А-10. Структурная карта верхней поверхности складки, изображенной на фиг. А-3 (нижний рисунок).

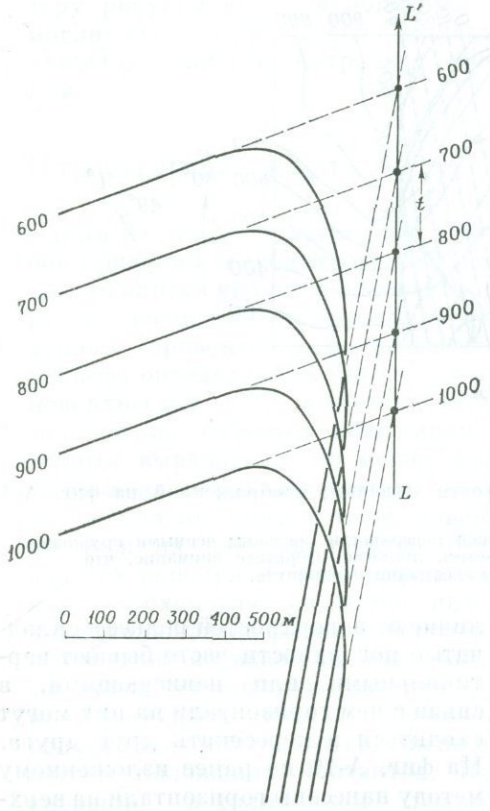
Точки с известными абсолютными отметками контактовой поверхности показаны черными кружками. Экстраполированные горизонтали изображены пунктирными линиями. Обратите внимание, что горизонтали пересекаются между собой, так как одно крыло складки опрокинуто.

в определенной точке. Другие горизонтали располагаются выше рельефа земной поверхности и соответствуют части пласта, удаленной эрозией.

Простирание поверхности определяется по направлению горизонталей, а падение δ может быть рассчитано по расстоянию между ними на карте по формуле $\delta = \mathrm{tg}^{-1}(h/d)$, где h — величина вертикального расстояния между горизонталями. На практике горизонтали (даже вдоль ровных геологических поверхностей) редко бывают прямыми и с равными интервалами, и среднее положение поверхности лучше всего рассчитывать по положению горизонталей в различных участках карты.

Структурная карта цилиндрической складки

Горизонтали, нанесенные на поверхность цилиндрической складки, представлены идеально конгруэнтными кривыми, располагающимися равномерно в соответствии с направлением и погружением оси складки. В отличие от поверхностей рельефа складчатые поверхности часто бывают вертикальными или нависающими, в связи с чем горизонтали на них могут сходиться и пересекать друг друга. На фиг. А-10 по ранее изложенному методу нанесены горизонтали на верхнюю поверхность складчатого слоя, изображенного на фиг. А-3 (нижний рисунок). Те отрезки горизонталей, которые проведены через точки с известными отметками превышений контакта, могут быть продолжены путем экстраполяции вверх и вниз по погружению оси складки. Истинную форму каждой горизонтали в шарнирной зоне определить точно невозможно, но поскольку крылья складки преимущественно плоские, шарнирная линия может быть найдена путем проецирования горизонталей каждого крыла до их взаимного пересечения, как это показано на фиг. А-11. Направление оси складки будет определяться азимутом линии LL', соединяющей точки пересечения горизонталей, а погружение α может быть найдено из отношения $\alpha = \mathrm{tg}^{-1}(h/t)$, где h — величина интервала между горизонталями, а t —



ФИГ. А-11. Построенная шарнирная линия LL' складки, изображенной на фиг. А-10.

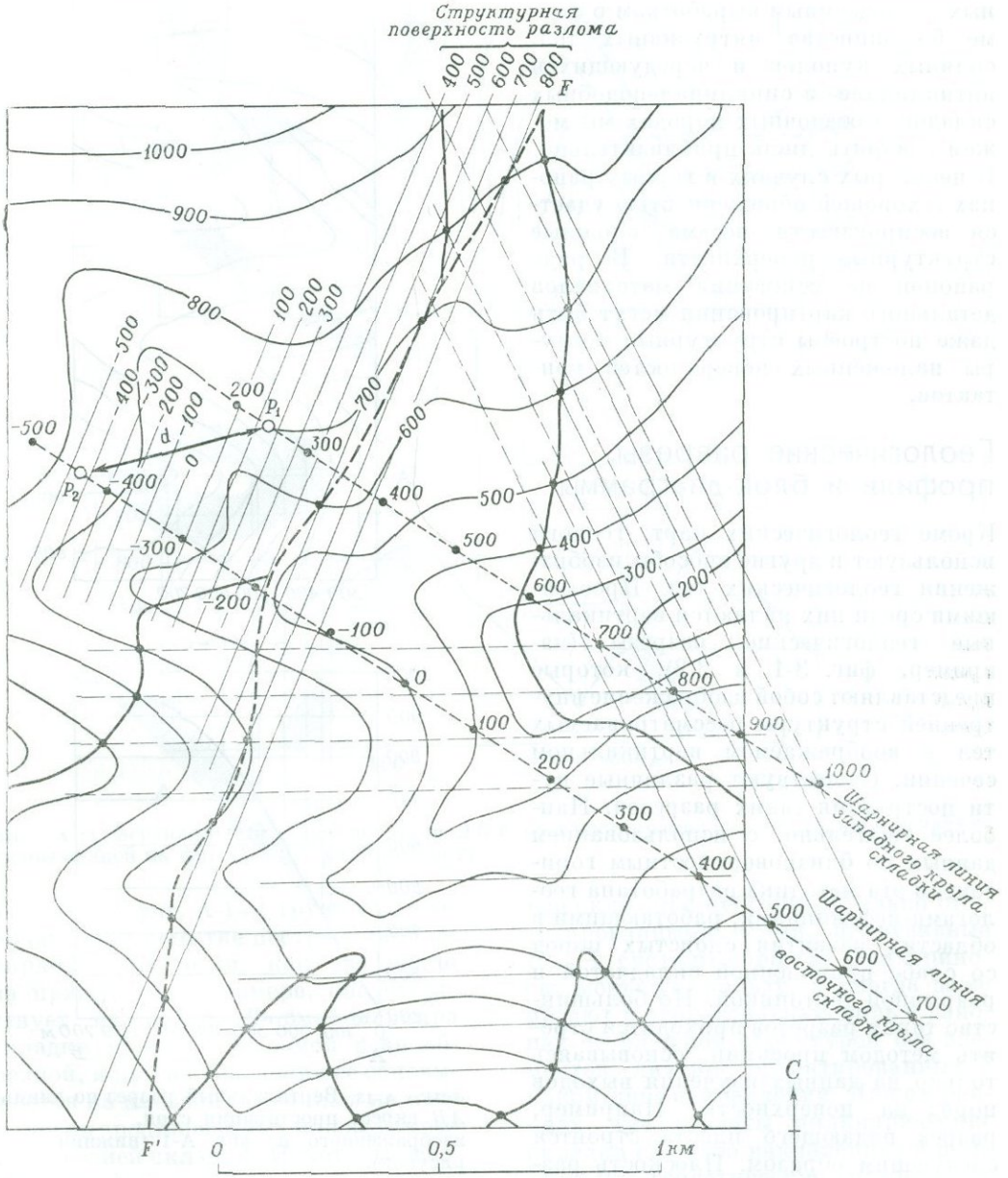
Горизонтали ровных поверхностей крыльев продолжены до их взаимного пересечения на линии LL'. Азимут этой линии дает направление оси складки, а погружение ее α может быть вычислено из выражения $\alpha = \mathrm{tg}^{-1}(h/t)$, где t — расстояние между точками пересечения горизонталей на линии LL', а h — интервал между горизонталями (100 м).

расстояние между точками пересечения на линии LL'.

В случае, когда шарнир цилиндрической складки сечется и смещается плоской поверхностью разлома, с помощью структурных карт иногда может быть определено единственно возможное направление смещения и его величина. Например, как это показано на фиг. А-12, шарнирная зона складки на поверхности (сплошная линия) повторяется на противоположных сторонах разлома FF' (пунктирная линия). Построением структурных горизонталей на одной из поверхностей складчатого пласта по разные стороны разлома можно установить положение двух шарнирных линий, изображенных на фигуре пунктирными линиями с черными кружками. Абсолютные отметки этих линий известны в каждой точке; линии должны пересекать плоскость разлома в точках P_1 и P_2, в которых превышения соответствующих точек шарнирных линий совпадают с отметками на структурной поверхности разлома. Точки P_1 и P_2 должны были совпадать до образования разлома, поэтому проекция вектора относительного смещения на горизонтальной поверхности определяется отрезком d прямой, соединяющим на карте точки P_1 и P_2. Направление перемещения определяется азимутом этой линии, а вертикальная составляющая смещения α вычисляется по формуле $\alpha = \mathrm{tg}^{-1}(h/d)$, где h соответствует разности высотных отметок точек P_1 и P_2 (которые находят по положению их на структурной поверхности разлома), d — расстояние между этими точками, измеренное по карте. Величина относительного перемещения t в этом направлении может быть найдена по формуле $t = d/\cos\alpha$.

Структурные карты сложных поверхностей

Ограничения многих геологических тел (типа нецилиндрических складчатых поверхностей) не соответствуют ни плоским, ни цилиндрическим формам, и в их пределах не имеется прямых линий выдержанной ориентировки. Выходы таких границ на поверхность не могут линейно проецироваться ни по каким направлениям, и, хотя по известным превышениям отдельных точек могут быть построены некоторые примерные горизонтали, установление формы структурных поверхностей даже в непосредственной близости от наблюдаемого контакта является в значительной мере



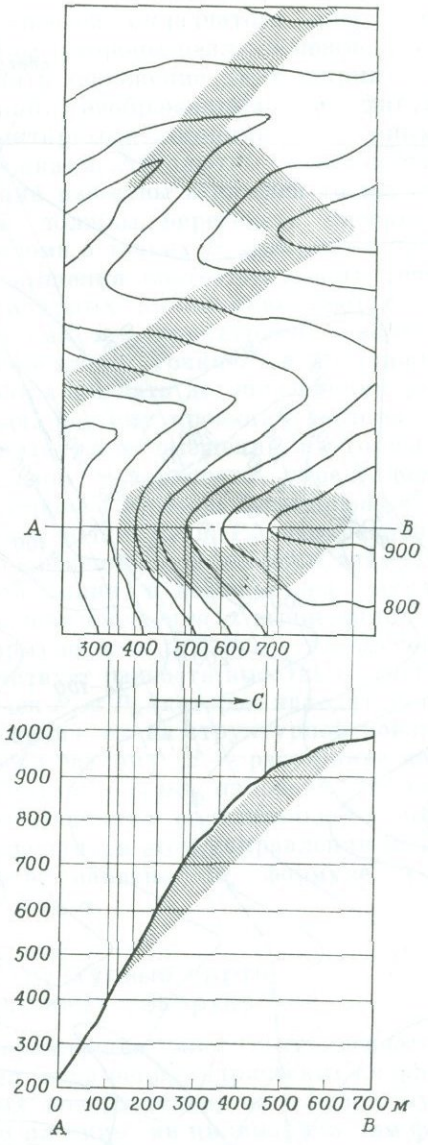
ФИГ. А-12. Определение величины относительного смещения шарнира цилиндрической складки по разлому.

Обнажающаяся в рельефе поверхность складки изображена сплошной линией, поверхность разлома — жирной пунктирной. Горизонтали поверхности складки на западной стороне сброса показаны тонкими пунктирными, на восточной — тонкими сплошными линиями. Отстроенные шарнирные зоны складки в западной и восточной частях сброса (пунктирные линии с черными кружками) продолжены по простиранию до пересечения с плоскостью сброса (с нанесенными на нее горизонталями) в точках P_1 и P_2 *соответственно. Линия* P_1P_2 *на плоскости сброса соответствует величине относительного перемещения* по сбросу. Направление этой линии может быть установлено непосредственно на карте. Погружение ее α может быть определено по формуле $\alpha = \mathrm{tg}^{-1}(h/d)$, где d — проекция на горизонтальную линию расстояния P_1P_2, а h — разница в превышениях точек P_1 и P_2, определяемых по горизонталям на плоскости сброса.

произвольным. Например, без данных по подземным выработкам о форме большинства интрузивных тел, соляных куполов и чередующихся антиклинале- и синклиналеподобных складок в осадочных породах мы можем говорить лишь приблизительно. В некоторых случаях в горных районах с хорошей обнаженностью удается воспроизвести весьма сложные структурные поверхности. В ряде районов на основании материалов детального картирования могут быть даже построены структурные контуры наложенных поверхностей контактов.

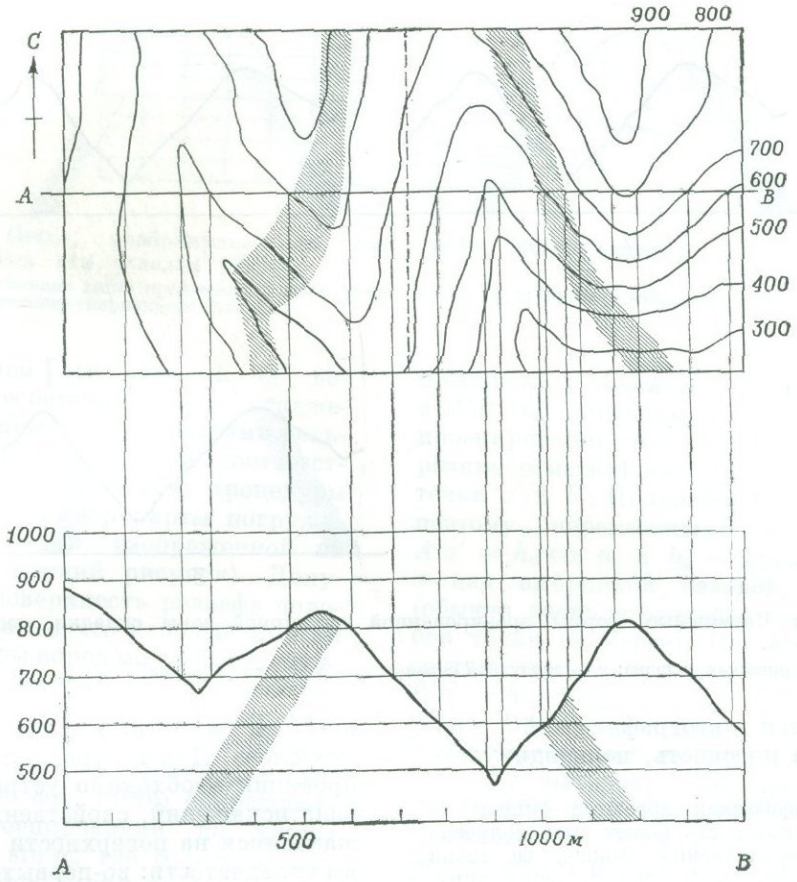
Геологические разрезы, профили и блок-диаграммы

Кроме геологических карт, геологи используют и другие способы изображения геологических тел. Простейшими среди них являются вертикальные геологические разрезы (например, фиг. 3-1 и 3-2), которые представляют собой изображение внутренней структуры рассматриваемых тел в воображаемом вертикальном сечении. Существуют различные пути построения таких разрезов. Наиболее тщательно, с использованием данных по близповерхностным горизонтам эта методика разработана геологами-нефтяниками, работающими в областях развития слоистых пород со слабо проявленной складчатой и разрывной тектоникой. Но большинство таких разрезов приходится строить методом проекции, основываясь только на данных изучения выходов пород на поверхность. Например, разрез падающего пласта строится следующим образом. Плоскость разреза выбирается так, чтобы она была ориентирована вкрест простирания, благодаря чему удается показать истинное падение слоя. На фиг. А-13 разрез ориентирован по линии AB, построен топографический профиль (для удобства вертикальный масштаб может быть увеличен), на который



ФИГ. А-13. Вертикальный разрез по линии AB вкрест простирания слоя, изображенного на фиг. А-1 (нижний рисунок).

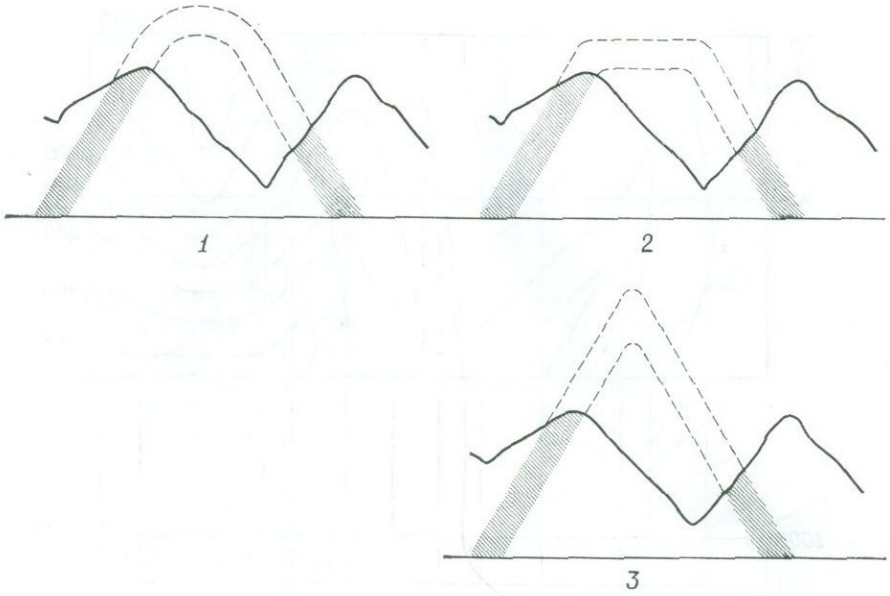
вынесены точки выходов верхних и нижних поверхностей пласта. Падение пласта известно, и, основываясь на этом, рисуется на разрезе его положение на глубине. В горизонтальной прямой антиклинальной складке положение обоих крыльев определяется



ФИГ. А-14. Вертикальный разрез по линии AB вкрест простирания горизонтальной складки, изображенной на фиг. А-3 (верхний рисунок).

одинаково (фиг. А-14); трудности возникают при попытке построения шарнирной зоны, если, как это видно на приведенном примере, она отсутствует на карте. Форма шарнира складки может быть самой разнообразной, и при изображении ее основываются на имеющихся данных по морфологии эродированных или не вскрытых эрозией складок. Некоторые возможные формы шарнирной зоны — все они в равной мере вероятны — изображены на фиг. А-15.

Несмотря на эту неопределенность, вертикальные разрезы наглядны и часто применяются для того, чтобы показать приповерхностную форму простых структур, таких, как открытые складки с субгоризонтально ориентированными осями, интрузивные тела и системы сбросов. Они приносят меньшую пользу, а иногда даже играют и отрицательную роль в районах со сложной структурой без элементов, линейно ориентированных в каком-либо направлении. Даже в районах, где развиты цилиндрические складки со слабо наклоненными шарнирами, геологические разрезы не представляют особого интереса, потому что на них, так же как на картах, изображаются формы складок, в той или иной мере искаженных. Для таких структур могут быть построены разрезы или профили (ориентировка которых отличается от вертикаль-

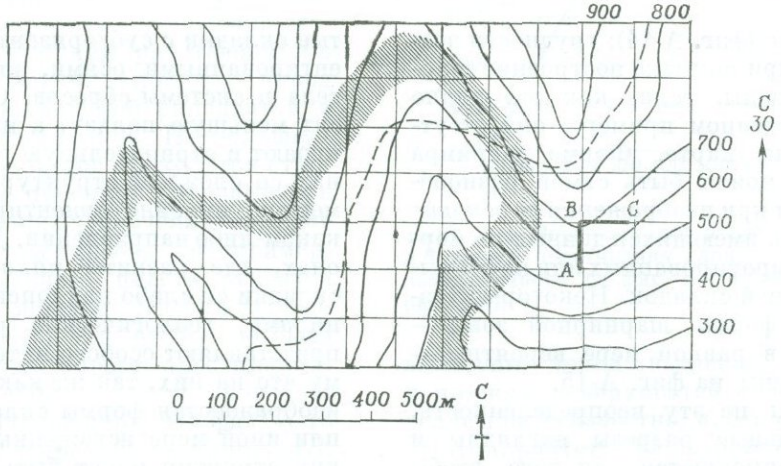


ФИГ. А-15. Возможные формы эродированной шарнирной зоны складки, изображенной на фиг. А-14.

1 — концентрическая складка; *2* — сундучная складка; *3* — угловата складка.

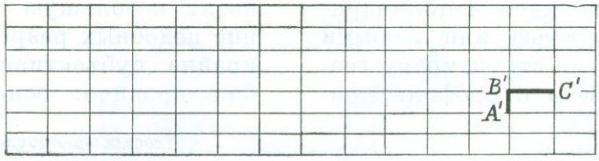
ной) путем ортографической [1] проекции на плоскость, перпендикулярную оси складки, выходов складчатых слоев. Для построения подобной проекции необходимо устранить два вида искажений, свойственных обнажающимся на поверхности очертаниям складчатости: во-первых, систематические искажения, обусловленные

[1] Ортографическая проекция фигуры на заданную плоскость может быть получена путем проецирования каждой ее точки на плоскость вдоль линий, перпендикулярных этой плоскости.



ФИГ. А-16. Нижний рисунок фиг. А-3 с нанесенной на него квадратной сеткой.

Линии сетки, параллельные *AB*, имеют одинаковое простирание с осью складки; линии сетки, параллельные *BC*, перпендикулярны простиранию оси складки.



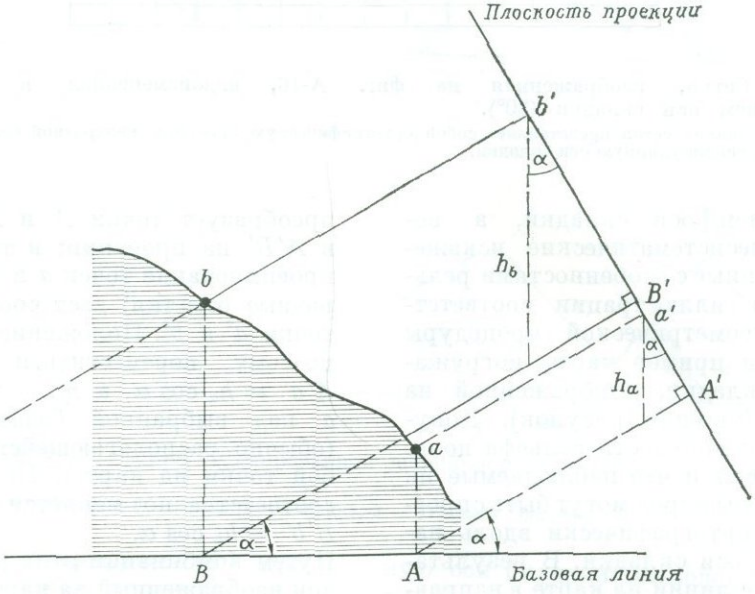
ФИГ. А-17. Сетка, изображенная на фиг. А-16, видоизмененная в соответствии с погружением оси складки (30°).
Эта преобразованная сетка представляет собой ортографическую проекцию квадратной сетки на плоскость, перпендикулярную оси складки.

погружением оси складки, а во-вторых, несистематические искажения, связанные с особенностями рельефа. Для иллюстрации соответствующей геометрической процедуры рассмотрим пример карты погружающейся складки, изображенной на фиг. А-3 (нижний рисунок). Допустим, что поверхность рельефа пологая и ровная и что наблюдаемые на карте выходы пород могут быть спроецированы ортографически вдоль направления оси складки. В результате этого все линии на карте в направлении простирания оси складки (линии AB на фиг. А-16) сокращаются при проецировании до длины $A'B' = AB \sin \alpha$, где α — угол погружения. Все линии на карте, перпендикулярные простиранию (BC на фиг. А-16), сохраняют свои размеры при проецировании. Поэтому ортогональная сетка с интервалами AB и BC на карте преобразуется при проецировании в ортогональную сетку с интервалами $A'B'$ и $B'C'$ (фиг. А-17). Простейшим способом переноса очертаний слоев на проекцию является их рисовка от руки на видоизмененной сетке (могут быть использованы и более точные методы переноса).

Вторая поправка относится к определению превышений таких точек, как A, B и C, при переносе их на видоизмененную сетку. Например, положение точек A и B, изображенных на карте, соответствует точкам a и b на поверхности рельефа (фиг. А-18). Проецирование первых двух точек преобразует точки A и B на карте в $A'B'$ на проекции; в то же время проецирование точек a и b (имеющих разные отметки) даст соответственно точки a' и b'. Положение A' должно поэтому переместиться в a', где $A'a' = h_a \cos \alpha$, а h_a — превышение a над выбранной базовой линией (обычно располагающейся ниже любой точки на карте). Положение B' соответственно меняется на b', где $B'b' = h_b \cos \alpha$.

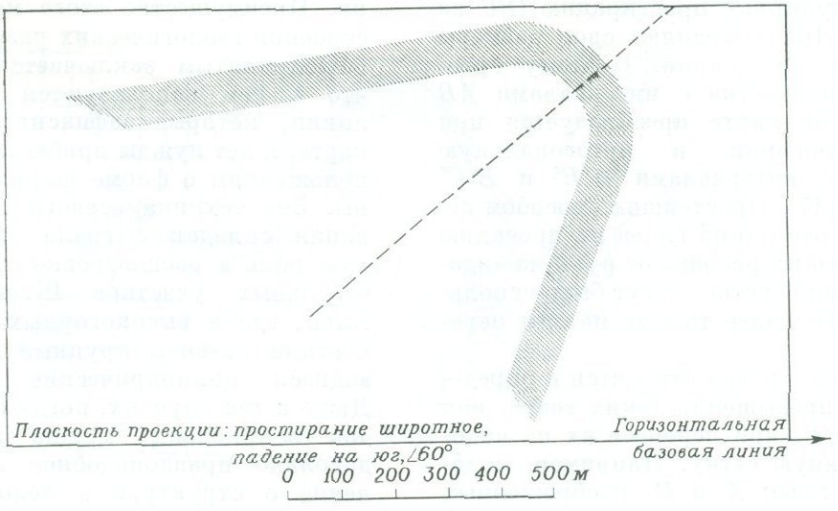
Путем комбинации этих двух поправок изображенный на карте фиг. А-16 характер выходов пород преобразован на фиг. А-19 в действительно наблюдаемую в натуре складку, соответствующую по форме цилиндрической, в направлении вдоль оси складки. Преимущество этого метода построения геологических разрезов над общепринятым заключается в том, что в нем используются лишь те линии, которые зафиксированы на карте, и нет нужды прибегать к предположениям о форме шарнирной зоны. Эта техника осевого проецирования складок сыграла значительную роль в расшифровке структуры отдельных участков Швейцарских Альп, где в высокогорных районах местами развиты крупные погружающиеся цилиндрические складки. Даже в тех случаях, когда оси складок искривлены, можно получить довольно правдоподобное представление о структуре в целом путем последовательного построения профилей для преимущественно цилиндрических сегментов складок.

В районах со сложной нецилиндрической складчатостью или любыми другими сложными структурами геологические разрезы и профили приносят небольшую пользу. Построение подобных разрезов обычно носит крайне субъективный характер и, как правило, основывается на не



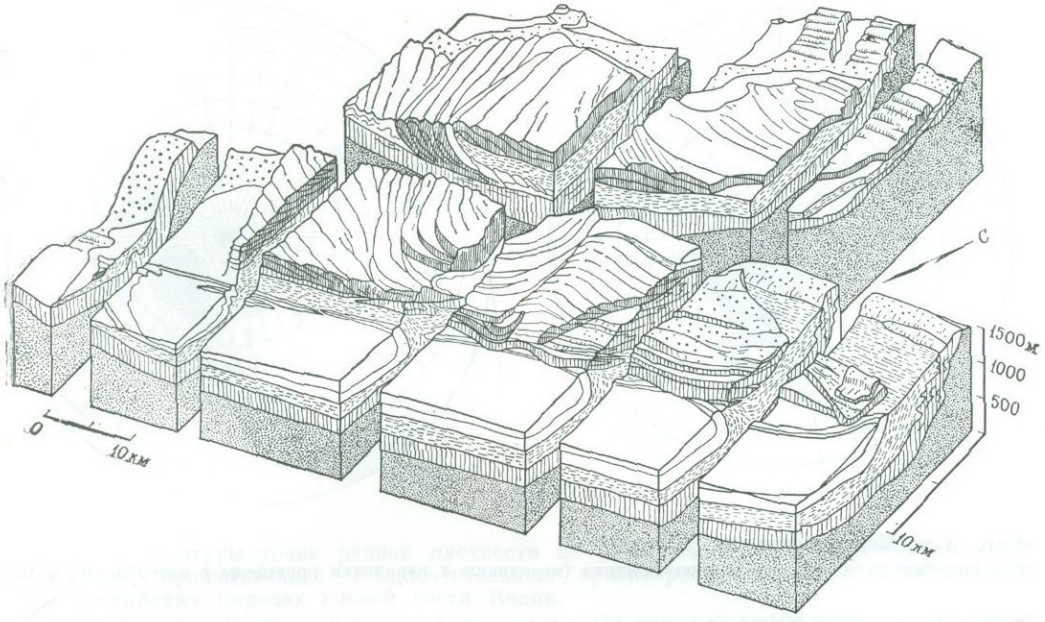
ФИГ. А-18. **Поправки за счет рельефа для точек с различающимися величинами относительных превышений при составлении профиля.**

Вертикальный разрез по линии AB с погружающейся осью складки под углом α. Точка A на карте проецируется в A' на профиле и должна быть смещена в точку a', где $a'A' = h_a \cos\alpha$ и h_a — превышение a над выбранной базовой линией. Путем внесения аналогичных корректив точка B' переносится в b'.



ФИГ. А-19. **Истинный профиль складки, показанной на фиг. А-1ℓ**

Плоскость проекции имеет широтное простирание и падение на юг под углом 60° и соответствует сечению, перпендикулярному погружению оси складки.



ФИГ. А-20. Блок-диаграмма, изображающая сложную складчатую структуру гор Науклоф в Юго-Западной Африке (*Korn H., Martin H.*, Gravity Tectonics in the Naukluft Mountains of South West Africa, Geol. Soc. Am. Bull., 1963).

поддающихся количественной проверке построениях. Для изображения структуры таких регионов используют иногда блок-диаграммы, на которых приводятся разрезы геологических тел по трем и более сечениям (одно из них обычно соответствует сечению карты). Для разных целей служат многочисленные варианты таких блок-диаграмм; некоторые основаны на точных данных, иногда даже с привлечением материалов по структурным особенностям приповерхностных участков, но большинство из них представляет собой чисто качественную попытку интерпретации очень сложных структур и часто весьма успешно помогает их расшифровке (например, фиг. А-20).

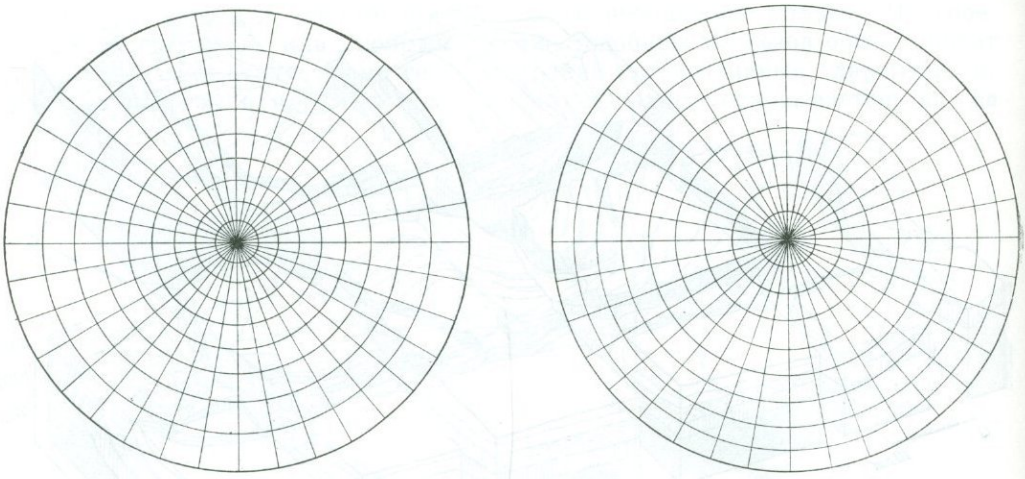
Стереографические и равноплощадные проекции

Стереографические проекции используются в равной мере в кристаллографии и структурной геологии; однако равноплощадные проекции применяются только в структурной геологии.

Оба вида проекций представляют собой проекцию сферической поверхности на плоскость и обычно изображаются в виде сеток, на которых дуги больших окружностей соответствуют долготе, а малых — широте. Применяются два вида сеток:

1. Экваториальные и меридиональные сетки, в которых плоскостью проекции является большая окружность, проходящая через центр и перпендикулярная экваториальной плоскости (фиг. А-21).
2. Полярные сетки, в которых плоскостью проекции является экваториальная плоскость, перпендикулярная оси полюсов (фиг. А-22).

Наиболее часто используют экваториальные сетки, так как только с их помощью может быть изображен большой круг, косо наклоненный к плоскости проекции.

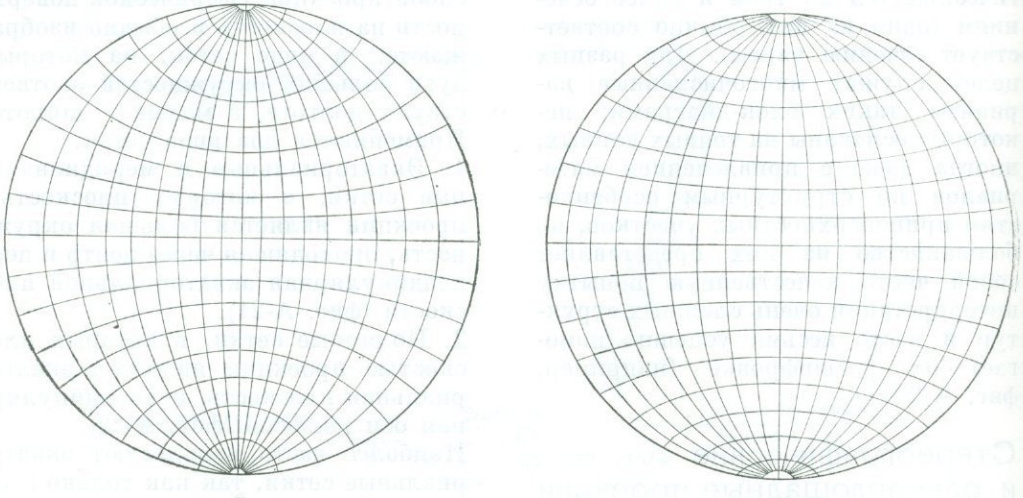


а *б*

ФИГ. А-21. Меридиональные сетки.
а — стереографическая; *б* — равноплощадная (меридианы и параллели проведены с интервалами в 10°).

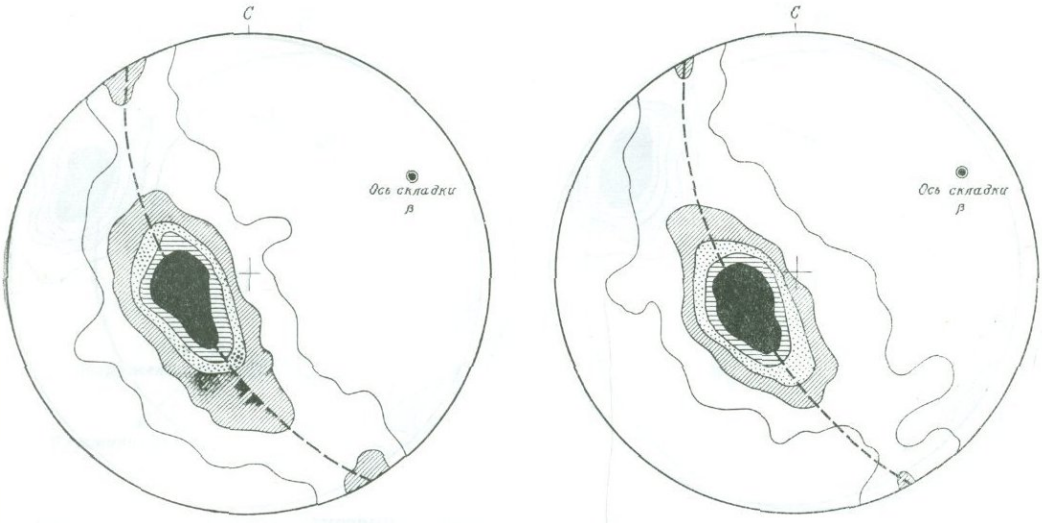
Сетка представляет собой трехмерный угломер, с помощью которого углы между линиями и плоскостями изображены и замерены на двумерной поверхности. В кристаллографии, например, могут быть нанесены полюсы граней и круговые зоны и замерены углы между гранями и зонами. В структурной геологии могут быть определены линии пересечения разломов и плоскостей напластования.

Нанесение и чтение данных одинаково для обоих видов сеток, и описание того, как это делается, можно получить в соответствующих руководствах (см. рекомендуемую литературу).



а *б*

ФИГ. А-22. Полярные сетки.
а — стереографическая; *б* — равноплощадная (меридианы и параллели проведены с интервалами в 10°).

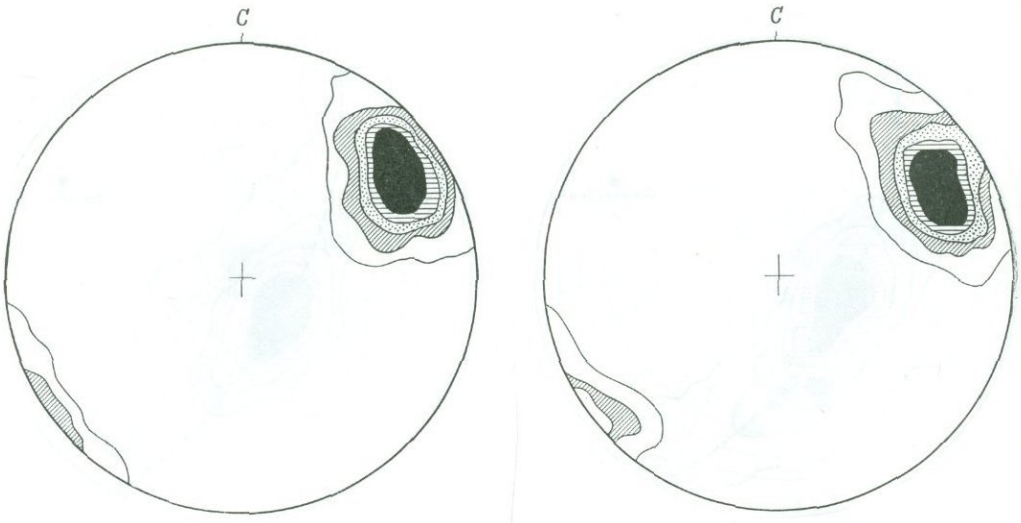


ФИГ. А-23. Контуры точек равной плотности на равноплощадных диаграммах (нижняя полусфера), показывающие предпочтительную ориентировку нормалей к листоватости в докембрийских породах южной части Кении.

Слева — 429 замеров по северной части района; справа — 573 замера по южной части этого же района. Линии проведены через точки, соответствующие 9, 7, 5, 3, и 1% плотности замеров на 1% площади проекции.

На стереографической проекции соответствующие сферические поверхности изображаются в виде кругов и могут быть легко построены; на равноплощадных проекциях такие круги преобразуются в эллипсы, и никакие простые геометрические построения здесь не пригодны. Единственное преимущество равноплощадных проекций, способствующее их использованию в структурной геологии, заключается в том, что равные площади остаются на диаграммах равными. Эта особенность отличает их от стереографических проекций, на которых участки, попадающие в центр, уменьшены по сравнению с равными им по площади участками, изображенными в периферической части диаграммы. Благодаря этому свойству плотности распределения точек на равноплощадных проекциях верно отображают предпочтительную ориентировку структурных линий, и с помощью этих диаграмм устанавливается характер рисунка предпочтительной ориентировки.

В структурной геологии равноплощадные проекции находят преимущественное применение при изображении внутренних структурных особенностей геологических тел. Мы уже отмечали их пользу при установлении предпочтительной ориентировки минеральных зерен в породах. Но эти диаграммы могут также использоваться и для изображения характера ориентировки структурных поверхностей и линий в более крупном масштабе, в частности для изображения структур проницания, таких, как листоватость и линейность. Например, предпочтительная ориентировка нормалей к плоскостям листоватости в пределах конкретного региона может быть нанесена с помощью равноплощадной проекции на горизонтальную плоскость для получения диаграмм ориентировки по типу диаграммы, приведенной на фиг. А-23. Выделяется единственный максимум концентрации, который подчеркивается выделением дополнительных контуров. Главная ориенти-

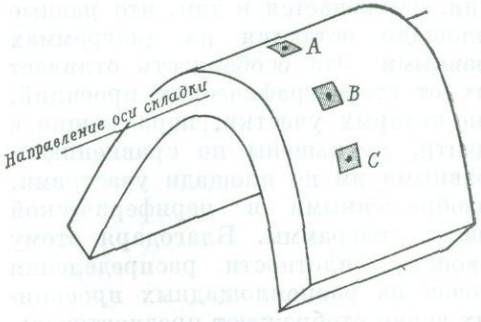


ФИГ. А-24. Контуры точек равной плотности на равноплощадных диаграммах (нижняя полусфера), показывающие предпочтительную ориентировку линейности *в докембрийских породах южной части Кении (тот же район, что на фиг. А-23).*

Левая стереограмма построена по 284 замерам линейности в северной части района, правая — по 502 замерам в южной части района; линии, оконтуривающие области точек равной плотности, проведены через точки, соответствующие 9, 7, 5, 3 и 1% плотности замеров на 1% площади проекции.

ровка листоватости в пределах региона определяется просто нахождением центра в пределах участка с максимальным сгущением точек. Нанесение данных замеров ориентировки внутренних структурных элементов может быть использовано для проверки структурной однородности геологических тел. Например, на фиг. А-23 изображены диаграммы *полюсов листоватости двух разобщенных* участков одного и того же тела деформированных пород; на фиг. А-24 приведены диаграммы линейности для тех же участков. Сходство диаграмм двух участков подтверждает, что их внутренняя структура, выраженная в виде листоватости и линейности, в значительной мере однородна и высоко симметрична.

Наиболее важной областью применения подобных методов в последние годы стал геометрический анализ сложноскладчатых структур. Принцип, лежащий в основе такого анализа, заключается в том, что тангенциальная плоскость в любой точке складчатой зоны с цилиндрическими складками конформна осям входящих в эту зону элементарных складок или осевых зон. Например, рассмотрим абсолютно цилиндрическую складку на фиг. А-25. Полюсы касательных плоскостей в ряде точек на поверхности складки (*A*, *B*, *C* и т. д.) при нанесении их на проекцию (фиг. А-26) располагаются по боль-

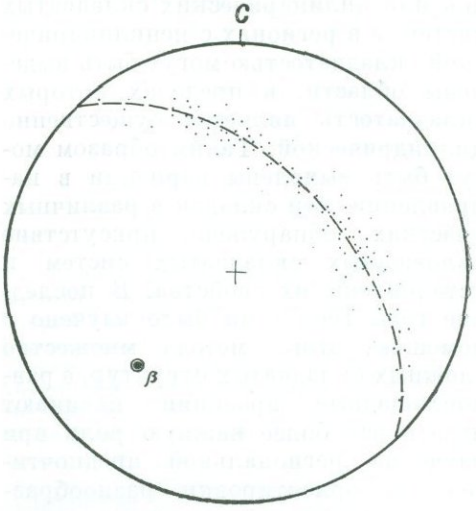


ФИГ. А-25. Идеальная цилиндрическая складка с показанными на ней тангенциальными плоскостями *A*, *B*, *C* и т. д.



ФИГ. А-26. Нормали к тангенциальным плоскостям складки, изображенной на фиг. А-25, нанесенные на равноплощадную стереограмму (нижняя полусфера).

Все точки располагаются на окружности одного большого круга (пунктирная линия), нормаль к которому соответствует направлению оси складки (β).

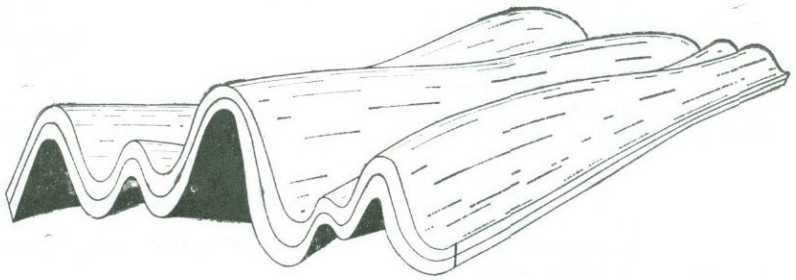


ФИГ. А-28. Нормали к тангенциальным плоскостям складок, изображенным на фиг. А-27, нанесенные на равноплощадную горизонтальную проекцию нижней полусферы.

Точки на диаграмме располагаются в пределах широкой полосы, или пояса; пунктирной линией показано положение наиболее соответствующего этому поясу большого круга. Направление нормали к этому большому кругу может быть принято за направление осей складок ранней системы цилиндрической складчатости.

шому кругу проекции (называемому кругом с полюсом в точке S), нормаль к которому является полученной геометрическим построением осью складки; обычно она обозначается буквой β. Для реальных цилиндрических складок или их систем (типа схематически изображенной на фиг. А-27) полюсы складчатых поверхностей, нанесенные аналогичным образом, будут располагаться поперек диаграммы в пределах широкой полосы, или пояса (фиг. А-23, А-28). Ширина этого пояса является мерой «цилиндричности» складок, а нормаль к наиболее подходящему большому кругу (определяемому подборкой или методом наименьших квадратов) принимается за статистически выведенную ось складки β.

С помощью этих простых технических приемов может быть быстро определено направление и погружение индивидуальных цилиндрических скла-



ФИГ. А-27. Серия природных цилиндрических складок.

док или цилиндрических складчатых систем, а в регионах с нецилиндрической складчатостью могут быть выделены области, в пределах которых складчатость является существенно цилиндрической. Таким образом могут быть выявлены вариации в направлении осей складок в различных участках, обнаружено присутствие наложенных складчатых систем и установлены их свойства. В последние годы геологами было изучено с помощью этого метода множество сложных складчатых структур, а равноплощадные проекции начинают играть все более важную роль при изучении региональной предпочтительной ориентировки разнообразных структурных элементов метаморфических, изверженных и осадочных пород.

Рекомендуемая литература

Badgley P. C., Structural Methods for the Exploration Geologist, Harper and Row, New York, pp. 187—242; 1959; *Bishop A. C.*, An Outline of Crystal Morphology, Hutchinson, London, 1967; *Bucher W. H.*, The stereographic projection, a handy tool for the practical geologist, J. Geol., 52, pp. 191—212, 1944; *Dennison J. M.*, Analysis of Geologic Structures, Norton, New York, 1968; *Haman P. J.*, Manual of Stereographic Projection, West Canadian Research Publ., Calgary, pp. 1—67, 1961; *Higgs D. V.*, *Tunell G.*, Angular Relations of Lines and Planes, William C. Brown Co., Dubuque, Iowa, 1959; *Phillips F. C.*, Stereographic Projection in Structural Geology, E. Arnold, London, 1954; *Phillips F. C.*, An Introduction to Crystallography, 3rd ed., Longmans, London, 1963; *Ragan D. M.*, Structural Geology: An Introduction to Geometrical Techniques, Wiley, New York, 1968; *Terpstra P.*, *Codd L. W.*, Crystallometry, Longmans, London, 1961; *Turner F. J.*, *Weiss L. E.*, Structural Analysis of Metamorphic Tectonites, McGraw-Hill, New York, 1963.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Абелева группа 44
Абиссальные равнины 216, 451, 454
Абсолютно черное тело 710
Авандельта 444
Аватере, разлом 635
Авгит 107
Авогадро число 140, 295
Австралийский щит 209
Автоковариации функция 285
Адамса — Вильямсона уравнение 686
Аденского залива рифт 216
Адиабатический коэффициент 725
Адсорбция 411
Аккреции гипотеза 665
Аккреция вертикальная 440
— латеральная 440
Акмит 107
Аксен, покров 184, 185, 211
Активизации энергия 314
Активность раствора 403
Алданский щит 209
Алебастр 493
Алеутский желоб 219, 455
Алмаз 92
Альбит 100, 116
Альгонкская система 250
Альмандин 109
Альмандиновая зона 119
— изограда 618
Альпийская горная система 207, 225
— зона разлома 386
— орогения 288
— тектоническая зона 633
Альпийские сланцы 624, 628
Альпийский разлом 220, 221, 224, 624, 633, 635, 752
Альпийско-Гималайская горная система 469, 781
Альпинотипные перидотиты как вещество мантии 391
— ультраосновные тела 378
Амфиболит 599
Амфиболы 98, 108
Анальцим 99, 103
Ангидрит 113, 421, 493
Андалузит 92, 109
Андезин 100
Андезит-риолитовые провинции 378
Андезиты 352
Андская геосинклиналь 320, 378, 627, 746
— провинция 378
Анизотропия горных пород 540, 593
— кристаллов 118
Аномалия в свободном воздухе 670
Анортит 100
Анортоклаз 101
Антигорит 107
Антиклиналь, определение 190
Антипатические пары минералов 350
Антофиллит 108
Антрацитовый бассейн 478
Апатит 113, 420
Аппалачская геосинклиналь 473, 636
Аппалачский бассейн 472, 473
Арагонит 110, 453
— образование 401
Аренит, определение 424
Аркозовый песчаник, определение 424
Архейская система 250
Археозойская эра 251
Археозойский эон 266
Асбест 107
Аспен, сланцы 460
Аспидные сланцы 599
Ассоциативное свойство 45
Астеносфера 222
Астероиды 13
Асунсьон, группа 149
Атакамский разлом 220, 221, 752
Атмосфера 796
Атоллы 450
Атомы, размеры 77
Афар, депрессия 216
Африканский щит 209
Ахондриты 14, 787

Базальтовые магмы первичные 376
— провинции 360
Базальтовый слой 356
Базальты 352
— натровые 352
Бактерии анаэробные 436
— аэробные 436
Балтийский щит 209, 745
Барит 113
Барроу, серия 655
— тип метаморфической зональности 623, 625
Барханы 441
Бары 440, 443
Барьерные острова 443, 445
Басс, известняки 147
Бассейны Южной Калифорнии 463—472, 478
Батолит, определение 21

Батолиты гранитные 172
Бениоффа зона 777
Берилл 98, 108
Бесконечно малая деформация 519
Бингема тело 553
Биогенный материал 422
Биокластический материал 423
Биомасса 401, 402
Биостратиграфические подразделения 236, 237
Биотит 104
Биотитовая зона 619
Биофация 437
Битовнит 100
Блеск минералов 117, 118
— — *алмазный* 118
— — восковой 118
— — металлический 118
— — смоляной 118
— — стеклянный 118
Бокситы 405
Больцмана постоянная 278, 295, 314, 552, 665
Больцмановский множитель 297, 314
Больцмановское распределение 296
Большой Каньон, геологический разрез 146
Боулдер, батолит 594
Боуэна концепция петрогенетической решетки 657
Браве закон 36, 132
— решетка, характеристика 59
— символы 511
Бразильский щит 208
Брайт-Анджел, сланцы 146, 242, 243
Брисбенская зона 636
Брокен-Хилл, месторождение 627
Броуновское движение 412
Брунес, эпоха полярности 771, 774
Брусит 106
Брэгга закон 143, 144
Буге *аномалия* 670
— поправка 670
Будинаж 193, 549, 570
— дискообразный 194
— пластичный 194
Будины 166, 193
Бура 113, 421
Буферная система океана 421
Бучанский тип метаморфизма 625
Бюргерса вектор 138
— *контур* 138

Вайнаэ, серия 231, 361
Вайракит 103
Вакерос, формация 148, 149
Вакки, определение 424
Вариантность системы 307, 308
Вариационные диаграммы 364
Варисская орогения 288
Вековая вариация 703
— — западный дрейф 704, 706
Вековые колебания 761
Вектор аксиальный (или псевдовектор) 120
— напряжения 500
— *полярный (или истинный)* 120
Векторы примитивной решетки (основные) 32
Великие Африканские рифты 215, 218, 588
Вентура, бассейн 452, 464, 465
Верхняя мантия 693
Взбросы 181
Вима, зона разлома 590
Вина закон 710
Винтовая ось 51
Вир-Каролл, гранит 268
Виртуальные геомагнитные полюсы 761
Висячее крыло сброса 181
Вкрапленники (фенокристы) 351
Внутренняя структура тела, определение 148
Вода метеорная 658
— *морская, общий солевой состав* 421
— океаническая 415
— — время существования 415
— — выпадение растворенных элементов в осадок 416
— — общий состав 415
— — осаждение карбонатов 419
— — содержание растворенных солей 415
— — фосфаты 420
— — циклы обновления 415
— поровая 436
Водородная связь 87
Воды природные, химия 413
— *речные* 413
Возраст Земли 258
— континентов 260
— метеоритов 258
— океана 416
Волновая нормаль 127
Волновой фронт 127
Волноприбойные террасы 443
Волны поверхностные 586
— поперечные 586
— продольные 586
«Восстановление» деформированных пород 494
Восточно-Африканский рифт 328
Восточно-Тихоокеанское поднятие 218, 730
Вращение 39
— несобственное 46, 48
— собственное 46, 48
Время и энтропия 228
Вулканизм, определение 19
— подводный 417
Вулканические ассоциации 355
— извержения 320
— породы 351
Вулканический газ 19
Вулканическое стекло 418
Вулканы, географическое распределение 326
— типа Фудзиямы 322
— центрального типа 321
— щитовые 321
Выветривание 17

Вязкое течение 485
— — в твердом состоянии 485
Вязкость 547
— кинематическая 733
— растяжения 551

Габитус кристаллов 36, 115
Гавайские магмы, дифференциация 364
Гавайский вулканизм, петрогенетическая модель 230, 366
Газовая постоянная 295
— фаза, природа 322
Галапагос, зона разлома 219
Галенит 112
Галит 83, 113, 421
Ганнетт, группа 460
Гарлок, разлом 464
Гаусс, эпоха полярности 430, 771, 774
Гаусса коэффициенты 701
Гвинейская зона разлома 590
Геденбергит 107
Гейгера — Неттола закон 255
Гейландит 103
Гельветские покровы 211
Гельмгольца свободная энергия 291, 297
Гематит 111, 116
Генераторы группы 46
Геоид 668, 669, 673, 675
— ундуляции 675, 732
— фигура 673
Геологические блок-диаграммы 814
— профили 814
— процессы 17—25
— — деформация (диастрофизм или тектонизм) 22
— — метаморфизм 21
— — осадконакопление 18
— — эрозия 17
— разрезы 814
Геологическое картирование 148
Геомагнитное поле 700
Геомагнитные полюсы 702, 703
Геометрические свойства кристаллов 30—73
— элементы складчатой поверхности 186
Геосинклинали 206
Геотермический градиент 595, 709
Геотермометр 650
Геотермы 735
Геохронологическая таблица 26
Геохронологические подразделения 237
Германа — Могена символы 41, 511
Гермит, сланцы 146
Герцинско-варисцийская орогения 745
Гетерогенные системы 315
Гиббса свободная энергия 291
Гиббсит 111
Гидрогроссуляр 109
Гидрооливин 109
Гидропироп 109
Гидростатическое равновесие внутри Земли 678
Гийоты 216, 672
Гилберт, эпоха полярности 771, 774
Гилса, событие полярности 774
Гималайская горная система 225
Гипербазитовый пояс юго-западной части Новой Зеландии 387
Гиперстен 108
Гипс 113, 421, 493
Главные деформации 523
— оси деформации 524
Глауконит 106
Глаукофан 108
Глен-Клова, массив 623
Глинистые минералы 17, 105
Глобальная сейсмичность 588
— тектоника 221
Глоссоптерисовая флора 756
Глубоководные впадины 216
Гнейсовые купола 204
Гнейсы 164, 599
Годографы сейсмических волн 683
Голоэдрические классы 59
Гольдшмидта геохимическая классификация 788
— правило 348
Гомогенные системы 315
Гондвана 742, 758
Гондванская система 756
Гонолулу, серия 361
Гордж, граниты 146
Горные породы, определение 12
— — поведение при деформации, переходное между хрупким и текучим 490
— — — — — текучее (или связное течение) 490
— — — — — хрупкое 490
Горообразование 207
Гравитационная постоянная 663
— энергия 663, 665
Гравитационный потенциал 663
Градиент физических условий 629
Градиенты температуры и давления при метаморфизме 641—657
Гранаты 97, 109
Гранитная структура 155
Граниты 352
— как характерные породы континентов 15
Гранодиорит-гранитные провинции 378
Гранодиориты 352
Гранулиты 627
— кордиеритовые 738
Гранулометрические классы 423
Граувакки, определение 424
Графит 92
Грейт-Глен, разлом 616
Гренвилл, провинция 261, 262
Гренвиллская орогения 264
Гренвиллский фронт 261, 262
Грин-Ривер, формация 441
Гринхорн, известняки 461
Гриффита теория хрупкого разрыва 533, 539
Гроссуляр — гидрогроссуляр, серия 109
Группы моноаксиальные точечные 48, 49
— — — нециклические 49
— — — циклические 49
— полиаксиальные точечные 48, 50
— симметрии 44, 45

Группы моноаксиальные пространственные 45, 50
— — точечные 45
— трансляций 50
Грушевидность Земли 675
Грюнайзена коэффициент 691, 692
Грязевые потоки 438
Гудзонская орогения 263
Гука закон 129, 275, 519, 527, 530
Гуронская система 261
Гутенберга зона 777

Давление атмосферное 494
— всестороннее 488
— *гидростатическое* 488, 511
— литостатическое 488
— поровое 496
— «эффективное» между зернами 496
Дайки 20, 172
Дакота, песчаники 461
Дальредская метаморфическая серия 244
— провинция 616
Дальредский метаморфизм 622—629, 616—623
Дарвина поднятие 457
Дациты 352
Двойники контактные 37
— полисинтетические 38
— прорастания 37
Двойникование 37, 215—517
— механическое 133
— *ось* 37
— плоскость 37
Двойниковые пластинки 515—517
Двупреломление 126, 128
Де Бройля уравнение 140, 141
Девиаторное напряжение 505, 506
Декартовых координат система 500
Дельта Миссисипи 443, 445, 447
— подводный склон 444
— поперечный разрез 444
— фронт 444
Дельтовая равнина 444
Дент-Бланш, покров 213
Денудация, процесс 17
Деформации главные 523
— *движение (по Зандеру)* 582
— девиаторные 524
— изотропные 524
— пластические 131
— ползучие 131
Деформационное упрочнение 491
Деформационные структуры 183, 196
Деформационный сдвиг 197
Деформация бесконечно малая 519
— вращательная 524, 559
— вязкая 551
— дисторсии 523
— касательная (или сдвиговая) 523
— конечная 556, 559
— нарастающая 564
— невращательная 559
— объемная 527
— *однородная* 562, 572
Деформация октаэдрическая 524, 527
— определение 22
— осевая относительная 489
— остаточная 487
— пластическая 487, 547
— плоская 525
— повторная 200
— растяжения средняя 523
— сдвиговая условная 526
— текучести 547
— упругая 519—531
— чистая 524, 557
Деформируемость атома или иона в кристалле 129
Джарамилло, событие полярности 771, 774
Джерфишерит 789
Джиллеспит 91
Диабазовые силлы Тасмании 373
Диагенез 436, 595
Диаграммы деформации 489
— постоянства Eh — pH 409
Диапировые структуры 202
Диаспор 111
Дикий флиш 458
Дилатация 506, 557
— кубическая 527
— чистая 524
Динамические свойства 115
Диопсид 107
Диориты 352
Диортосиликаты 97
Дипирамида 66
Диполь 129, 698, 699
— момент 700
— осевой 767
Дир-Флат, надвиг 148, 149
Дислокации 136
— винтовые 138
— краевые 138
— смешанные 138
— типы 138
Дисон, надвиг 182
Дисперсия 128, 682
Дисторсия 496, 506, 514, 520, 557, 609
Дифракция в кристаллах 140, 141
Дифференциальное плавление 336
Диффузия 315
Диэдр с осью 66
— с плоскостью 66
Диэлектрическая постоянная 126, 129
Докембрий, хронология 261
Доломит 110, 424
Древние граниты 618, 623
Древний красный песчаник 247, 248
Дрейф континентов 16, 229, 742, 753
Дробление 487
Друзбергский покров 210
Дюны 441
Дюнные гряды поперечные 441
— — продольные 441
— поля 441
Дюфора эффект 319

Жадеит 107, 108
Желоба глубоководные 16, 731

Жесткие плиты верхней мантии 222
Жидкая фаза в породах 495
Жидкие фазы, сосуществование 334

Закон напластования Стено 25
— ползучести 553
— постоянства углов 36
— *рациональных отношений* 36
Замкнутости свойство 50
Западноамериканская Кордильерская провинция 378
Западно-Африканский рифт 321
Западный дрейф 704
Захоронение осадков 436
Звездные сутки 228
Зеленый песок 246
Землетрясения 582, 583
— глубокофокусные 584
— мелкофокусные 584
— механизм 514
— *проблемы возникновения* 585
— промежуточные 584
Земная кора 14—17, 205, 792
— — континентальная 15
— — океаническая 16
Зеркала скольжения 180, 532
Зеркальное отражение 40
Зона кристалла, определение 35
Зондская дуга 221, 588
Зоны прогрессивного метаморфизма 618

Игнимбриты 325
Идеально упругое тело 519
Идеальный газ 692
Извержения подводные 418
Известняки 424
Излом 116
Изограды, физическая калибровка 641
Изопахиты 456
Изостазия 15, 485, 669
Изостатические аномалии 672
Изотопическое разделение 298
Изотопный состав кислорода 602
Изохроны 256
Иллинойсский бассейн 472, 473
Иллит 106
Ильменит 111
Инвариантная часть пространства 39
Инверсия 39
— магнитного поля 773
Индекс-минералы 641
Индексы Миллера 34
Индианола, группа 460
Индо-Гангский осадочный бассейн 438
Инио, батолит 604
— контактовый ореол 620
Инконгруэнтное плавление 311, 330
Интрузии 172
— пластовые 172
— плутоны 172
Ионная связь 75
— сила раствора 403
— *структура простая* 79
Ионный радиус 79
— обмен 411
Испытание на разрыв 510
— — сжатие 510
Историческая геология как наука 229
Источники тепла в Земле 713

Каванот, *надвиг* 149
Кавиа, серия 250
Каена, событие полярности 774
Кайкурская орогения 634
Каледонская орогения 288, 745
Кальцит 110, 116
— образование 401
Каменный уголь 425
Канадский щит 208, 261, 452, 472, 744
Каолинит 99, 106
Карбонатиты 110, 376, 392
Карбонаты, осаждение в морской воде 419
Каркасные силикаты 99
Карру, *формация* 762
Катакластическая структура 487
Катакластическое течение 156, 487
Квадруполь осевой 700
Квантовые состояния 295
Кварцит 599
Кейпер 247
Кельвиновское твердое тело 553
Кенорансская орогения 263
Кентуэлл, формация 429
Кеплера законы 675
Кермадек, желоб 219
Кианит 92, 109
Кимберлиты 92
Киноварь 112
Кислые породы 350
Кларьон, зона разлома 219
Кластические осадки и породы, классификация 423
Клаузиуса — Клапейрона уравнение 307, 310, 736
Кливаж осевой плоскости, истинный 197
— разлома 166
— сланцеватости 164, 197, 598
— течения 576
Клиппертон, зона разлома 219
Ковалентная связь 75, 84, 85
— структура, простая 84
Кокколиты 451
Коконино, песчаники 146
Колебания уровня моря тектонические (диастрофические) 457
— — — эвстатические 457
Коллинеарные точки 561
Коллоиды 411, 412
Кольцевой комплекс, определение 20
Кольцевые силикаты 98
Компетентный материал 569
Комри, контактовый ореол 610
Конвективное движение (массоперенос) 24, 722
Конрада поверхность 205
Константа равновесия 301
— *распада* 252

Константа скорости 315
— упругой податливости 130
Контактовый метаморфизм 603
— ореол 596, 603
Контаминация 346
Континентальное подножие 219
Континентальные базальтовые провинции 372
— щиты 327
Континентальный склон 15, 219, 451, 453
— шельф 15, 219
Континенты 15, 206
— разрастание 745
— распределение 741
— рост 744
— структуры 744
Конусы выноса 437
Коолау, серия 231, 361
Координационное число атома в кристалле 82
Копланарные точки 561
Коралловые известняки 450
— рифы 443
Кордиерит 108
Кориолисова сила 667, 706
Корреляция литологическая 237
— по окаменелостям 239
Корунд 111
Котловины 453
Кочити, событие полярности 780
Коши тензор 521
Коэсит 94, 310, 694
Коэффициент активности 300, 403
— внутреннего трения 539
— вязкости 551
— диффузии 315
— линейного сжатия 530
— распределения 301
— температуропроводности 717
— теплового расширения 691
Красного моря рифт 216
Кратоны, определение 206
Кремнезем-К 317
Кремний, механизм осаждения из раствора 419
Кристалл, вершина 35
— грань 35
— полюс 35
— ребро 35
— форма 35
— — закрытая 63
— — общая 64
— — открытая 63
— — частная 64
Кристаллизация из расплавов 154
— из растворов 155
— посткинематическая 159
— равновесная 336
— синкинематическая 159
— твердых растворов 333
— эвтектическая 329
Кристаллические классы 53
— системы 53, 59
— сланцы 599
Кристаллографические оси 33
Кристаллография как наука 30
Кристаллы двуосные 127
— кубические 66
— одноосные 128
Кристобалит 92, 94
Критерий разрушения 540
Критическая точка воды 304
Круг напряжений 507
Куммингтонит 108
Кумуляты 387
Куприт 111
Кюри закон симметрии 582
— принцип 161

Лабрадор 100
Лава, определение 19
— подушечная 418
Лавразия 742
Лагуны 443, 445
Ламе постоянная 528
— эллипсоид напряжений 503
Лапласа уравнение 673, 669
Лас-Таблас, надвиг 148
Лауэграммы 141
Лашамп, событие полярности 774
Лед, структура 88
Лежандра полином 673, 699
Лейас 246
Лейцит 99, 102
Лепидолит 103
Лёсс 441
— плейстоценовый 442
Ливингстон, надвиг 183
Ликвидус 311
Линейная ориентировка зерен 163
— сжимаемость 530
— упругость 530, 547
Линейное расширение, главные коэффициенты 125
Линейность 161, 163, 166, 575
— складчатых пород 198
— течения 163
Линейные проникающие текстуры 163
Линии нулевого растяжения 567, 561
Листоватость 22, 160, 164, 184, 575
— вторичная 165, 197
— напластования 165
— осевой плоскости 197, 199
— переориентированная 166
— течения 163
Литификация 436
Литологическая характеристика пласта 233
Литосфера 222
Литосферные плиты 588
Литофациальные карты 456
— элементы 348
Литофация 437
Ломонтит 103
Лондонские глины 248
Лос-Анджелес, бассейн 452, 464, 465
Лох-Тей, известняки 618, 622
Луна 14
Льюисская провинция 616
Льюисские глины 460

Людерса пояса 549
Лява волны 681

Маггемит 112
Магма андезитовая 385
— базальтовая 376
— дифференциация 344
— известково-щелочная 383, 384
— первичная 355
— перидотитовая 390
— происхождение 328, 344, 729
— типы 356
— толеитовая 356
— щелочно-базальтовая 356
Магматизм, типы 353
Магматическая ассимиляция 346
— интрузия, определение 20
Магматические породы 163, 350
— — ассоциации 353
— — классификация и номенклатура 350
— — общая модель петрогенезиса 391, 393
— — распределение малых элементов и изотопов 357
Магматический очаг, определение 20
Магматическое обрушение 381
Магнезит 110
Магнетит 111
Магнитное поле Земли 698
Магнитные аномалии 702
— — на океаническом дне 769
— бури 703
— полюсы 701—703
Магнитный экватор 701
Магнитогидродинамика (МГД) 705
Маделунга константа 80
Максвелла закон 127
— твердое тело 280, 552, 553
— уравнение 705
Малые элементы 348
Маммот, событие полярности 774
Манкос, глины 449
— сланцы 460
Мантия 14, 205
— верхняя 693, 733
— — плавление 733
— — фазовые изменения 734
— гетерогенная 687
— нижняя 694, 736
— состав 691
Марианская островная дуга 16
Марианский желоб 16
Маркизских островов зона разлома 219
Маркирующий горизонт, определение 149
Мармолехо, формация 149
Марри, зона разлома 219
— сланцы 268
Марши 443, 445
Маскокс, расслоенная ультраосновная интрузия 174
Масса Земли 664
Массоперенос 24
Математическая теория пластичности 564
Матрица теплопроводности 119
Мацуяма, эпоха полярности 430, 771, 774
Меандры 439, 440
Медвежьего озера провинция 262
Медина, серия 573
Межатомные расстояния 77
— связи 77
Мелилит 97
Мелководные карбонатные платформы 450
— моря континентальных шельфов 451
Меловые породы плато Колорадо и Скалистых гор 460—463
Мендосино, зона разлома 219, 758
Меса-Верде, группа 449, 460
Мёссбауэровские спектры 349
Металлическая связь 86
Метамиктное состояние 109
Метаморфизм 21, 156
— границы 594
— дислокационный 596
— изоградные типы 623
— источники воды 658
— — тепла 659
— контактовый 595
— определение 593
— погружения 596, 628
— прогрессивный 600
— прямые признаки 594
— региональный 596, 616
— — градиенты температуры и давления 653
— ступени 595
— типы 594, 623
Метаморфическая дифференциация 597
— зональность 611
Метаморфические градиенты 613
— зоны геосинклинали Новой Зеландии 624
— породы 593
— — номенклатура и классификация 599
— — структура 598
— — химизм 596
— фации 635—641
— — концепция 635
— — номенклатура 635
— — физический смысл 635
Метапелитовые породы 619
Метапороды 599
Метасоматоз 597
Метеориты 13
— железные 13, 787
— каменные 13, 787
Метод определения плоскости разлома по сейсмограммам 587
— «плоского домкрата» 513
— радиометрического определения абсолютного возраста в геологии 251
— «снятия напряжений» (разгрузки) 513
Механизм извержения 323
— конвейерной полосы с магнитной записью 777
Механика сплошных сред — математическая теория пластичности 131
Механические свойства горных пород 486—499
Миграция элементов внутри Земли 24
Мидконтинент 472—474

Мидл, надвиг 183
Микроклин 100
Микроплойчатость 166
Микрополосчатость 163
Микрослоистость 163
Микротекстура 160
Миллера индексы 34, 132, 142
— Браве индексы 62
Милонит 156, 487
Минерал, окраска 117
— определение 29
— физические свойства 113—144
— цвет черты 117
Минералогический градиент 619, 629
Минералогия как наука 29, 30
Миогеосинклинали 207, 481
Мировая система хребтов 16
Мичиганский бассейн 472
Миясиро, серии фаций 627
Многокомпонентные системы 312
— — плавление 310
— — равновесие 307
Модальный состав 353
Модель идеальной пластичности 550
Модуль объемного расширения 125, 130, 527, 529
— — сжатия 125, 527, 529, 686
— сдвига 130, 528
— упругости 130, 527
Мойн, надвиг 211, 616
— серия 808
Моласса 211
Молибденит 112
Молодые граниты 618, 623
Молокаи, зона разлома 219
Моляльная концентрация 403
Моменты инерции Земли 675
Монацит 113
Моновариантная система 309
Монтмориллонит 106
Мооса шкала 118
Мора диаграмма 122, 506
— круги 507, 537
— огибающая 537
— плоскость напряжений 537
— теория 537
Моррисон, формация 440
Морфология кристаллов 35
Мотаута, конгломераты 147
Мохоровичича поверхность раздела 14, 205
Мрамор 599
Муав, известняки 146, 243
Мультиполи 699
Мусковит 99, 104
Мюрчен, покров 184, 185

Навахо, песчаники 442
Навье — Кулона критерий 538
— Стокса уравнение 724
Нагрузка 499
— негидростатическая 496
Надвиг ныряющий 544
— образование 542
— пологий 181, 544
Найобрэра, мел 461
Наклеп 491
Намагниченность вязкая 767
— остаточная 767
Намагничивание пород 766
Направление луча 127
— скольжения 132
Напряжение в Земле 509
— главные направления 514
— изотропное 524
— индуцированное 534
— касательное 501, 504, 512
— негидростатическое 496
— неоднородное 507
— нормальное 501, 502
— однородное 507
— осевое 489
— эффективное 517, 540
Напряженное состояние 499—519
Наращивание континентов 212
Насимьенто, разлом 427
Натролит 103
Невадская орогения 244
Невольничьего озера провинция 262
Неймана принцип 122, 161
Нейн, провинция 262
Некомпетентный слой 569
Немагнитное состояние 704
Неньютоновская вязкость 552
Необратимые процессы 229, 318
Непримыкающее состояние 313
Непроницаемость вещества 722
Неритовые осадки 448
Несмешиваемость 314
Нефелин 99, 101
Нефелиниты 352
Нитронатрит 113
Новой Зеландии геосинклиналь 624, 628, 632
Новый красный песчаник 247, 248, 441
Нормативный состав 353
Нубийские песчаники 441
Нулевое направление 587
Нунивак, событие полярности 774
Ньюпорт, разлом 464
Ньютона закон 666
— тройная точка 645
Ньютоновская жидкость 551, 724

Обратимые процессы 229
— реакции при метаморфизме 442
Обращение (отражение относительно прямой) 39
Обсидиан 351
Общая геология как наука 229
Обыкновенный луч 127
Озера Верхнего провинция 262
Океанические впадины 216
— желоба 221
Океаническое дно 451, 453
Океаны 16
Окислительно-восстановительные процессы 407
Окислительный потенциал 409

Окислы 111
Окраины атлантического типа 224
— тихоокеанского типа 224
Окружности уравнение 507
Оксифильные элементы 348
Октополь 702
Олдуваи, событие полярности 771, 774
Олдхамит 789
Оледенение, периодичность 285
Оливин 97, 109
— кристаллизация 339
Олигоклаз 100
Омфацит 108
Оолит большой 248
— верхний 246
— нижний 246
— средний 246, 248
Операторы обратные 45
Операции симметрии 38, 40
Оползни 458
Оптическая индикатриса 126
Оптические оси 127
Орбитали 75
— гибридные 85
— пространственное распределение электрона 295
Оргей, метеорит 745
Орогенез, определение 23, 244
— периодичность проявления 288
Орогенные пояса 23, 206
Ортоклаз 100
Ортосиликаты 97, 109
Осадки, отложение 434
— цвет 435
Осадконакопление 18, 152, 399—422
— континентальное 437
— мелководно-морское 437, 443
— морское 437, 451
Осадочные породы 163
— — источники сноса 425
— — классификация 422
— — состав 422
— — структуры 152
— — фации 437
Осаждение 406
Осборнит 789
Основные породы 350
Останцы 183
Остаточная деформация, механизмы образования 487
Остаточное намагничивание 140
Острова Пасхи зона разлома 219
Островные дуги 221, 591
Остроградского — Гаусса теорема 662, 717
Ось двойникования 37
— максимальной инерции 767
Отагские сланцы 628
Отдельность столбчатая 534
Отжига эффект 494
Отложения геосинклинальные 481
— миогеосинклинальные 481
— платформенные 481
— эвгеосинклинальные 481
Отражение 39, 681
— в плоскости 40, 53
Отражение в точке (инверсия) 39
— относительно прямой (обращение) 39
— скользящее 52, 53
Отраженная волна 681

Пайонир, зона разлома 219
Палагонит 418
Паллистер, формация 573
Палящая туча 325
Пангея 748
Параметрическая плоскость 36
Парниковый эффект 711
Пасо-Роблес, формация 426, 427
Пачка, определение 236
Пегматиты 156
Пелагические илы 451, 453
Пеннинские покровы 211
Пенсильванская система 472
Первые вступления 586
Перекристаллизация 487
Перемещение полюсов 766
Перенос тепла излучением 721
Переход оливин — шпинель 695
— порядок — беспорядок 96
Перидотиты 352, 693
— концепция образования 390
Период, определение 236
— полураспада 253
Периодичность геологических явлений 282
Перистая структура 534
Пертит 101, 338
Перуанско-Чилийский желоб 455
Пестрый песчаник 247
Петрогенетические провинции 353
Петроструктурный узор 579
Пижонит 108
Пинакоид 66
Пирамида 66
Пирит 112
Пироксен 98, 107
Пироксеновые роговики 638
Пиролит 694, 721
Пирометаморфизм 596
Пироп 109
Пифагора теорема 500
Плавление инконгруэнтное 330
— силикатов, влияние давления 334
Плавучести сила 725
Плагиоклаз 100, 338
Планеты 13
Планка постоянная 141, 278, 297, 314
Пластинчатый кливаж аспидных сланцев 158
Пластическая деформация 487
Пластическое течение 132, 491
Пластичность 131, 447
— физическая теория 131
Пластовая интрузия, определение 20
Платформы 744
Плеохроизм 128
Плеохроичные дворики 254
Плойчатость 197
Плотность, распределение внутри Земли 685

Плоскость двойникования 37
— *зеркального отражения* 43
— симметрии 43
— скольжения 132
— спайности 116
— срастания 37
Плотность минералов 118
Плутон, определение 21, 172
Плутонизм, определение 20
Поверхности разрыва 537
Поверхностная сила сцепления 500
Поверхностный тепловой поток 23
Поверхность несогласия, определение 168
— перегиба 188
Пограничный разлом нагорья 618
Подводные горы 216
— хребты или поднятия 217
Показатель преломления 126
Поконо, формация 456
Покровы 183
Полевые шпаты 99, 100, 336
Ползучести закон 553
Ползучесть 498
— вторичная 547
— дефектов кристаллической решетки 552
— диффузионная 552
— *металлов* 729
— пород 530
Полимеризация 97
Полиморфизм 92
— углерода 92
— SiO_2 93
Полиморфные модификации 105
— — Al_2O_3 109
— превращения 317
Полиэдр, ось симметрии (или поворотная ось) 43
— симметрия 42
— элементы симметрии 43
Полосчатость 165
— *течения* 163
Полугидрат 493
Полюс виртуальный 761, 763, 768, 769
— вращения 763
— географический 763
— *кристалла, определение* 35
Поляризация 129
Полярные текстуры в осадочных породах 167
Полярный радиус 667
Поперечная волна 680
Поперечные разломы 221, 752
Пористость осадков 436
Поровая жидкость 496, 585
Породы как поликристаллический агрегат 151
— пересыщенные 353
— пирокластические 152
— плутонические 20, 351
— *упруго изотропные* 528
— фосфатные 425
Порфиробласты 158, 598
Порфировая структура 155
Потенциал центробежной силы 673
Почвы латеритные 405
Правило правой руки 120
— фаз 307
Прайс-Ривер, формация 460
Пратта модель 671
Предел прочности 490
— текучести 132, 136, 490, 548
— — земной коры и мантии 554
Преломление 128, 681
Преломленная волна 681
Преобразования изометрические 38, 39
— линейные 38
Призма 66
Принцип подобия 271
Продольная волна 680
Произведение растворимости 404
Пролювиальные отложения 438, 439
Проникающие текстуры 163, 575
— — линейные 163
— — плоскостные 163
Пространственная решетка 31
Пространственные группы 45
— реперы 195
Протерозойская эра 251
Протерозойский эон 266
Псевдоморфозы 156
Пуассона коэффициент 513, 527, 536
— *распределение* 283
— уравнение 673
Пузырчатая структура 155
Пуэрто-Рико, желоб 777
Пьерр, сланцы 461

Равновесие 307, 312
— в многофазовой системе 307
— неустойчивое 313
— критическое при метаморфизме 645
— метапелитовых ассоциаций 645
— с участием Ca-Al-силикатов при метаморфизме 645
Равновесные свойства 115
Радертенский покров 210
Радиоактивность 252, 253, 714
Радиоактивный распад 254
Радиоуглеродный метод 257
Раздвигание океанического дна, гипотеза 16, 222, 386, 482, 588, 769
Разрывные смещения 541
Разупорядочение 298
Ранг (или порядок) тензора 199
Рангитатская орогения 245, 628
Расплав 344, 595
— *несмесимый* 344
Распределение температуры в Земле 732
Расслоенные интрузии 153, 172
Раствор водный 302
— инконгруэнтный 405
— конгруэнтный 405
— регулярный 300
— термодинамические *свойства* 299
Растворимость 304, 404—407
— минералов в воде 304
Растяжение коры 751
— нормальное упругое 523

Растяжение одноосное 510
— трехосное 510
Расширение объемное (или кубическое) 524
Реакции скорость 314
Региональный метаморфизм 616
Регрессивные изменения при метаморфизме 612
Редондо, подводный каньон 464
Редуолл, известняки 146
Рейнольдса число 271, 431
Рёке, метаморфический пояс 625
— серия 655
Реологические свойства горных пород 546
— — — — относительные 563
— уравнения 546
Ретроградное кипение 325
Рибекит 108
Ридж, бассейн 464
Риолиты 352
Ритмическая слоистость 156
Рифы 450
Роговая обманка 108
Роговики 158, 599
— роговообманковые 637
Романш, зона разлома 590
Ромбоэдр 66
Рост зерен 487
Ротор векторного поля 521
Рубидий-стронциевый метод 256
Рудное тело 21
Рудные месторождения 306
Русская платформа 452, 744
Рутил 83, 111
Рэлея число 271

Сан-Андреас, разлом 23, 178, 220—223, 427, 464, 583, 752
Санбагава, метаморфический пояс 625, 626, 631, 632
Сан-Габриель, разлом 428
Сан-Джасинто, разлом 464
Санидин 100
Сан-Каталина, котловина 464
Сан-Николас, котловина 464
Сан-Педро, котловина 664, 666
Санта-Инес, разлом 464
Санта-Крус, котловина 464
Санта-Лусия, хребет, вертикальный разрез 148, 149
Санта-Моника, котловина 464, 466, 468, 470, 472, 474
Санта-Роза, гранодиоритовый шток 651
— контактовый ореол 651
Сантис-Друзбергский покров 210, 211
Сан-Хуан, бассейн 449
Сбросовые уступы 180
Сбросо-сдвиги 542
Сбросы 177
— геометрическая классификация 180
— горизонтальные 181
— левосторонние 181
— лежачее крыло 181
— нормальные 181
— образование 542
Сбросы обратные 181
— поперечные 181
— правосторонние 181
— с косым смещением 181
— со смещением по падению 181
— со смещением по простиранию 181
Сваренные туфы 325
Свободные колебания Земли 689
Сводная стратиграфическая колонка 249
Свойства замкнутости 44, 50
— сплошных сред 144
— — — динамические, или стационарные 115
— — — статические, или равновесные 115
Сдвиг 181
— образование 542
— простой 511
— чистый 526
Сдвиговые превращения 135
Седиментационный цикл 400
Сейсмические волны, затухание 530, 531
— — распространение 679
Сейсмограмма 684
Сейсмограф 679
Секула, определение 236
Серия, определение 236
Серпентин 107, 493
— реакция дегидратации 493
Серпентинизация 388, 389
Сетка, типы 54
— гексагональная 54
— квадратная 54
— косоугольная 54
— прямоугольная 54
— ромбическая 54
Сжатие коры 748
— одноосное 510
— трехосное 510
Сжимаемость 124, 125, 527
— адиабатическая 124
— изометрическая 124
— линейная 124
Сиаль 16
Сидерит 110
Сидерические сутки 667
Сидерофильные элементы 348
Сиениты 352
— нефелиновые 352
Сила тяжести 663
— — нормальная 669
Силикатные системы, равновесие кристаллы — расплав 328
Силикаты с кольцевыми анионными радикалами 108
Силл 172
Силлиманит 92, 109
Силлиманитовая изограда 619
Сильвин 113
Сима 16
Символы Германа — Могена 41
— группы 46
— для обозначения элементов симметрии 48
— зоны 34
— Шёнфлиса 42

Симметрия кристаллов 38
— полиэдра 42
— складок 192
— структурных элементов 161
— сферическая 84
Сингулярные точки 43
Синкинематическая кристаллизация 159
Синклиналь 190
Синоит 789
Система, определение 236
Системы гетерогенные 315
— гомогенные 315
Скаленоэдр 66
Скалывание 449, 571
Скаляры 119
Скарны 597
Складки антиклиналеподобные 807
— вертикальные 192
— геометрические свойства 184
— замыкание 190
— изгиба поперечного 571
— — продольного 571
— — со скольжением 571
— излома 574
— коленообразные 190
— концентрические 190, 816
— коробчатые 571
— крылья 186
— куполовидные 187
— ладьевидные 187
— опрокинутые 192
— ориентировка 190
— осевая плоскость 188
— — поверхность 188
— ось 188
— параллельные, или концентрические 189
— подобные 189, 570—572
— синклиналеобразные 191, 807
— скалывания 572
— скольжения 572
— сопряженные 188, 189, 571
— сундучные 188, 189, 816
— цилиндрические 188, 811
— шарнирная линия 186, 187
— шевронные 571
Складкообразование 568
— механизмы 569
— моделирование 572
Складчатые горные сооружения 206
— поверхности 188
— пояса 750
Скольжение 571
Сколы 489
Скорость ускользания 664
Сланцеватая текстура 22
Сланцеватость 22, 160, 164
— кристаллических сланцев 158
Сланцы аспидные 599
— кристаллические 599
Слоистость 18, 163, 184
— косая 441, 442
— градационная 438
— ритмичная 168
— течения 163
Слоистые силикаты 99, 103
Слой пониженных скоростей, или волновод 205, 531, 685, 733
Слюды 104
Смешивание 94
Смещения относительные 520
Снеллиуса закон 681
Снобс-Крик, риолиты 268
Солидус (начало плавления) 311
Солнечная система 13
Солнечные сутки 228
Сольвус 337
Соляные купола 202
Соре коэффициент 319
— эффект 318, 799
Сортировка осадков 432
Состояние метастабильное 313
— стабильное 313
Спайность 116
Спектральная плотность 285
Спессартин 109
Срединная линия Японии 625, 626
Срединно-Атлантические провинции 367
Срединно-Атлантический хребет 218, 367, 588, 590, 730, 742
Срединно-океанические хребты 730, 731
Средняя плотность Земли 685
Ставролитовая изограда 619
Стандартный химический потенциал реакции 408
— электродный потенциал реакции 408
Старицы 440
Стефана — Больцмана постоянная 710
Стибнит 112
Стиллуотер, интрузия 386, 746
Стирлинга формула 298
Стишовит 87, 94, 694
Стокса закон 271, 279, 412, 433
Стоячая волна 690
Стратиграфическая колонка 25, 246
Стратиграфия как наука 25, 233
Стратконан, сброс 808, 809
Стресс 22, 175
Стронцианит 110
Структура, термин 147, 152
— Земли 684
Структуры движения 727
— магматических пород 171
— перистые 534
— подушечные 172
— силикатов 96
— течения 155, 598
Структурная геология как наука 146
Структурно изотропное вещество 118
Структурные карты 816
— элементы земной коры 205
— — — — континенты 205
— — — — океаны 205
— — — — окраины континентов 205
Сульфиды 112
Супай, формация 146
Сутки звездные 228
— продолжительность 269
— солнечные 228
Сфалерит 112

Сфероид 668, 669, 675
Сьерра-Невада, батолит 21, 379

Тактиты 599
Тальк 99, 106
Тальковый камень 599
Таманская провинция 634
Таннер, котловина 464
Таупо — Уайракей, пояс 634, 635
Твердость минералов 118
Твердые растворы 94, 311
Текстура, термин 152, 160
Текстуры проникающие 575
— течения 568
Тектиты 793
Тектониты 159, 163
— петроструктура 579
Тектонические единицы континентов (щиты и орогенные пояса) 208, 209
Текучести мера 490
Текучесть сейсмическая 582
Текучий, термин 492
Температурный градиент 725, 726, 733
Тензор 119
— аксиальный 120
— бесконечно малой деформации 521
— напряжений 502, 524
— полярный 120
— ранг 119
— упругой деформации 524
Теорема расходимости 662
Тепитс, песчаники 146, 242, 243
Тепловая история Земли 737
Тепловое расширение 125
— — коэффициент 125
Тепловой поток 729
— — на поверхности Земли 709
Теплоперенос в Земле 24
Теплопроводность пород 710
Теплопроводности уравнение 716
Термодинамические функции твердых тел 297
Тетраэдр ромбический 66
Тефроит 95
Течение горных пород 545—582, 588
— катакластическое 499
— пластическое 499
— псевдовязкое 498, 547
— связное 490, 498, 545, 554
Тиксотропные материалы 551
Тиллиты 752
Титуса — Боде правило 13
Тихоокеанский кольцевой пояс 219, 221, 224, 588
Тонга, желоб 219
Точечные группы кристаллов 45, 47
Трансляция 39
Транспортировка материала 431
Трансформные разломы 223, 589, 591, 597
Трапецоэдр 66
Трахиты 352
Тремолит 108
— актинолит, серия 108
Трение приливное 713
— скольжения 487
Трещиноватость 176
Трещины 175
— дробления 487, 489
— несистематические 176
— образование 532
— отдельности 534
— отрыва 532
— осевые 532
— разгрузки 536
— расслоения 489
— систематические 176
Тридимит 92, 94
Тройная точка 309
Турбидиты 452
Турмалин 108
Тяжелая фракция минералов 428

Уайт-Медина, свита 573
Угленосная толща 247
Угловое несогласие 170
Угол между гранями кристалла 35
— скольжения 143
Узловые плоскости 34
Узлы решетки 31
Укорочение упругое 489
Ультраосновные породы в плутонических комплексах 386
Ундуляции геоида 514
Уплотнение осадков 436
Упорядочение 94, 296, 298
Упругая анизотропия горных пород 529
— деформация 519—531
Упругие волны 679
— компоненты кристаллов 130
Упруго-вязкостные свойства 552
Упругое поведение горных пород 485
— тело 519
Упругость 129
— линейная 530, 547
Уравнение непрерывности 724
— состояния 692, 724
— эллипсоида деформации 525
Уровенная поверхность 664
Ускользания скорость 664
Ускорение силы тяжести 665
Условия совместности 526
Устойчивость 312

Фаза метастабильная 313
— нестабильная 313
— стабильная 313
Фанерозой, хронология 266
Фанерозойский эон 266
Фарадея константа 408
Фации метаморфизма 635—641
Фация амфиболитовая 639
— глаукофан-лавсонитовых сланцев 639
— глаукофановых сланцев 637
— голубых сланцев 637
— гранулитовая 639
— зеленых сланцев 636—638

Фация, определение 437
— роговиков пироксеновых 638
— — роговообманковых 638
— флишевая 469
— цеолитовая 638
— эклогитовая 639
Фаялит 95
Фельдшпатоиды 101
Фенокристы 155, 351
Фенноскандинавский щит 744
Фигура Земли 665
Физическая единица времени 227
Филиппинский разлом 220, 221, 752
Филлиты 599
Флиш 170, 469
Флогопит 105
Флюорит 83, 113
Фокс-Хилл, песчаники 461
Фокус землетрясения 679
Фолл-Ривер, песчаники 46
Фон Мизеса критерий 549, 550
Фонолиты 352
Форест, мрамор 248
Форланд, определение 210
Форма кристаллов 13, 115
— тел магматических пород 171
Формация, определение 149, 236
Форстерит 95
Фосфория, формация 420
Фракционная кристаллизация 336, 344
Францисканская формация 482, 770
Фронтиер, формация 460
Функция напряжения 543
Фурье закон для теплового потока 119
— ряд 282

Хакатаи, сланцы 147
Халькопирит 112
Халькофильные элементы 348
Характеристический масштаб времени геологических процессов 273
Характеристическое время 277, 279
Хаст, сланцы 628
Хейлстон-Бьютт, надвиг 183
Херанги, серия 250
Химическая связь в кристаллических минералах 74
Химический потенциал 291, 300
— — в водных растворах 403
— — вещества 403
— состав 353
— — Земли 785
Хлориты 99, 106
Хондриты 14, 739, 788
— карбонатные 739
— углеродистые 14, 787
Хондры 14
Хризотил 107
Хромит 111
Хронология геологическая 232
— радиометрическая 251
— стратиграфическая 233
Хроностратиграфические подразделения 236, 237

Хрупкое поведение горных пород 485
Хьюним, подводный каньон 468

Центры зарождения новой фазы 316
— симметрии 43
Центробежная сила 667
Цеолиты 102
Цепочечные силикаты 98, 107
Церуссит 110
Цехштейн 247
Циклотемы 473
— верхнепалеозойские 473
— теории происхождения 473, 478
Циркон 97, 109

Чандлеровское колебание 275, 485
Чаттануга, сланцы 268
Чези формула 438
Чейн, зона разлома 590
Чемунг, формация 573
Чеп, покров 184
Черчилл, провинция 261, 262
Четвертичная провинция Высоких Каскад 378
Чешуйчатые глины 459
Число степеней свободы системы (или вариантность) 296, 308

Шельфовые моря 452
Шёнфлиса символы 42, 121
Шинумо, кварциты 147
Шкала геологического времени 25
— Мооса 118
Шнелля закон 126
Шотландская третичная вулканическая провинция 356
Шпинель 111
Шрёдингера волновое уравнение 76, 85, 295, 297
Штейнманновская троица 391
Штоки 172

Щелочные базальты континентальные 375
Щиты 206, 212, 744

Эвапориты 113, 156, 420, 424, 453
Эвгеосинклинали 207, 481
Эвтектическая кристаллизация 329
Эвтектическое состояние 310
Эгирин 108
Эгирин-авгит 108
Эйлера формула 569
Эйлеровский период 275
Эйлсбери, известняки 248
Эйри модель 671
Эйринга теория 314
— уравнение 498
Экваториальное вздутие 667, 674, 767
Экваториальный радиус 667
Эквивалентные позиции в структуре 72

Эквипотенциальная поверхность 663, 666, 667
Эклогиты 693
Эксплозии, определение 19
Электронные облака 129
Электроотрицательность атомов 76
Элемент идентичности 44, 45
Элементарные ячейки 31, 32
Элементы литофильные 794
— *сидерофильные* 794
— халькофильные 794
Эллипсоид величины 122
— деформации 525
Элсинор, разлом 464
Энергия активации 552
— ионизации 76
— нулевого колебания 298
— решетки 78, 80
Энстатит 107
— гиперстен, серия 107, 108
Энтальпия 291
— свободная 291
Энтропийная единица 294
Энтропия 293
Эоловые алевриты (лёссы) 441
— пески 441
Эон 265
Эпицентр землетрясения 679
Эрозия 17
— ледниковая 18
— скорость 281
Эстуарии 445
Эффективное давление 496, 517

Ювенильная вода 658
Южная провинция 262
Южной Калифорнии батолит 379
Юлский мрамор 157, 497, 580, 581
Юнга модуль 527, 533

Явление порядка — беспорядка 298
Ядро Земли 14
— — *внешнее* 696, 736
— — внутреннее 697, 736
— — источники тепла 707
— — состав 691
— — электропроводность 705
Ян-теллеровское искажение 91
Ячейка базоцентрированная 33
— гранецентрированная 33
— объемноцентрированная 33

α-кварц 92, 94
β-кварц 92, 94
M-складки 193
P-волна 680
P-орбитали 76
S-волна 680
S-орбитали 76
S-складки 193
Z-складки 193

ИМЕННОЙ УКАЗАТЕЛЬ

Абельсон (Abelson) 799, 800
Андерсон (Anderson) 541, 543
Армстронг (Armstrong) 261

Багнолд (Bagnold) 442
Байерли (Byerly) 587
Барнс (Barnes) 304
Баррел (Barrell) 251
Барроу (Barrow) 616, 617, 619, 622, 623, 625, 660
Белоусов В. В. 501
Беркнер (Berkner) 799
Берч (Birch) 687, 689, 693, 696, 738, 739, 788, 792
Бётхер (Boettcher) 648
Био (Biot) 569
Бландер (Blander) 312
Болт (Bolt) 10, 685
Болтвуд (Boltwood) 251
Боуэн (Bowen) 330, 342, 345, 346, 350, 366, 381, 390, 657
Браун (Brown D. A.) 759
Браун (Brown E. H.) 638
Брунес (Brunhes) 764
Бруэр (Brewer) 305, 784
Брэгг (Bragg) 97, 98
Буге (Bouguer) 669, 670
Буллард (Bullard) 755, 765
Буллен (Bullen) 685

Вайн (Vine) 776
Вайсброд (Weisbrod) 695
Ван Верком (van Woerkom) 286
Вегенер (Wegener) 753
Венк (Wenk) 657
Веннер (Wenner) 390
Викман (Wickman) 283
Вильямс (Williams) 380
Винклер (Winkler) 384, 646, 649
Виноградов А. П. 793

Гаррелс (Garrels) 401, 408—411, 413, 414, 419, 422
Гаст (Gast) 797
Гаус (Gauss) 701, 703
Гиллули (Gilluly) 382, 459, 462
Гольдшмидт (Goldschmidt) 348, 639, 640, 658, 788, 789
Гриффит (Griffith) 533, 540

Гуггенхейм (Guggenheim) 695
Гутенберг (Gutenberg) 777

Дарвин (Darwin) 250, 251, 327
Дафф (Duff) 479
Дебай (Debye) 403
Джеффрис (Jeffreys) 554, 684
Дир (Deer) 102, 104, 106
Диц (Dietz) 769

Егер (Jaeger) 533, 612, 613, 615, 616, 659

Жоли (Joly) 416

Зандер (Sander) 582
Зусман (Zussman) 101, 102, 104, 106
Зюсс (Suess) 786

Ирвинг (Irving) 760

Калп (Kulp) 268, 269
Кармайкл (Carmichael) 10, 370, 371
Каула (Kaula) 786
Кацура (Katsura) 363
Келлер (Keller) 405
Кемпбелл (Campbell) 648
Кеннеди (Kennedy) 356
Керн (Kern) 695
Кинг (King) 461
Кларингбулл (Claringbull) 97, 98
Кларк (Clark) 735
Крайст (Christ) 408—411, 419, 425
Крамер (Kramer) 417
Краускопф (Krauskopf) 413
Крог (Krogh) 265
Кроуфорд (Crawford) 648
Кук (Cook) 533
Кулон (Coulomb) 538, 539, 541
Куно (Kuno) 386
Куртис (Curtis) 10
Кэри (Carey) 755, 766
Кювье (Cuvier) 246

Лайель (Lyell) 246, 247, 249—251
Ламарк (Lamarck) 246

Латимер (Latimer) 400
Леополд (Leopold) 440
Ле-Пишон (Le Pichon) 777, 778
Ли (Lee) 715
Ломниц (Lomnitz) 553
Лоуэнстам (Lowenstam) 402, 406, 407

Мак-Дональд (MacDonald) 363
Мак-Кензи (MacKenzie) 422
Мак-Линток (McLintock) 539
Малликен (Mulliken) 76
Маршалл (Marshall) 799
Мацуяма (Matuyama) 773, 776
Мейер (Meyer) 307
Мейсон (Mason) 787, 788, 793
Менард (Menard) 219, 711, 712
Мец (Metz) 646, 469
Миланкович (Milankovitch) 286
Миясиро (Miyashiro) 655
Молд (Malde) 432
Морган (Morgan) 777
Мохоровичич (Mohorovičič) 682
Мэтьюз (Matthews) 776

Навье (Navier) 539, 541
Ниггли (Niggli) 657
Ньютон (Newton R. C.) 645, 647
Ньютон (Newton R. R.) 751

Олдер (Alder) 697
Оппель (Oppel) 277

Пауэрс (Powers) 364, 377
Пекерис (Pekeris) 728
Полинг (Pauling) 76, 77, 79, 88

Рамсей (Ramsay) 563
Ранкорн (Runcrn) 218
Резерфорд (Rutherford) 251
Рейнольдс (Reynolds) 260
Релей (Raleigh) 727
Реусс (Reuss) 529
Рид (Reid H. F.) 583
Рид (Read H. H.) 380
Рингвуд (Ringwood) 694, 721, 735
Рисман (Reesman) 405
Руби (Rubey) 544, 796—798

Сен-Венан (St. Venant) 549
Скраттон (Scrutton) 270
Скрутон (Scruton) 445
Смит (Smith) 235, 239, 246, 755, 765
Смолин П. П. 391
Стено (Steno) 233

Таттл (Tuttle) 642, 643, 648
Татчер (Thatcher) 307
Тейер (Thayer) 389
Тейлор (Taylor) 359, 390, 602, 652, 654, 659
Тернер (Turner) 636

Тилли (Tilley) 362, 363, 616, 618
Трунин (Trunin) 697
Трэска (Tresca) 549
Турекян (Turekian) 416, 797

Уилли (Wyllie) 389, 648
Уилсон (Wilson) 769
Уокер (Walker) 370
Уолман (Wolman) 440
Уолтон (Walton) 479
Уолш (Walsh) 539
Уонлесс (Wanless) 479
Уэда (Uyeda) 715
Уэллер (Weller) 479
Уэлс (Wells) 269

Файф (Fyfe) 636, 645, 647, 648
Фиск (Fisk) 445, 476
Фойгт (Voigt) 529
Фон Герцен (von Herzen) 715
Фон Гумбольдт (von Humboldt) 773
Фон Лауэ (von Laue) 140, 142
Фон Мизес (von Mises) 549, 550
Френкель (Frenkel) 136
Фугисава (Fugisawa) 734

Хабберт (Hubbert) 544
Халлам (Hallam) 479
Харкер (Harker) 642, 643, 648
Харли (Hurley) 260, 261, 359, 384
Харрис (Harris) 391
Хаттон (Hutton) 246, 801
Хауи (Howie) 101, 102, 104, 106
Хелгесон (Helgeson) 307
Хемли (Hemley) 307
Хесс (Hess) 391, 769
Ходжсон (Hodgson) 307
Холдуэй (Holdaway) 648
Холл (Hall) 206
Холмс (Holmes) 251, 269, 346, 769
Хоринг (Horing) 799
Христи (Christie) 194
Хюккель (Hükel) 403

Шейх (Sheih) 652
Шепард (Shepard) 445, 479
Шерер (Schairer) 343
Штилле (Stille) 288
Шуц (Schutz) 416

Эверест (Everest) 670
Эверетт (Everett) 755, 765
Элзассер (Elsasser) 791
Эпштейн (Epstein) 602
Эскола (Eskola) 636, 637, 639, 640

Юльстрём (Hjulström) 432, 434
Юри (Urey) 786

УКАЗАТЕЛЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ

Абердин 616, 632
Аддис-Абеба 215
Аден 215
Аденский залив 215, 216, 218, 225
Азорские острова 368, 369
Айдахо, штат 197, 320, 372, 420, 459, 462
Айзис-Темпл 147
Айова, штат 459, 460
Академии Наук хр. 672
Аланд, о-в 425
Алеутские острова 221, 326
Алтуна 456
Альберта, пров. 182, 573
Альпы, горы 23, 207, 211, 401, 459, 469, 544, 554, 624, 625, 637, 745, 749
Альтиплано, плоск. 672
Аляска, п-ов 223, 429, 433, 434, 442, 460, 478
Аляскинский хр. 433
Амазонка, р. 266
Анакапа, о-в 471
Анды, горы 232, 327, 350, 378, 458, 544
Антильские острова 219
Анти-Тавр, горы 215
Апеннины, горы 459, 469
Аппалачи, горы 18, 656, 743, 745
Аппалачское плато 176
Аравийский п-ов 441
Арднамёрхан 616
Аризона, штат 146, 243, 251, 459, 465, 473, 734
Арканзас, штат 459
Асмара 215

Багамская банка 419, 453
Балтийское море 425, 452, 678, 744
Балтимор 456
Батон-Руж 447
Бейра 215
Беркли 684, 685
Берч-Крик, каньон 604, 606, 608—610, 613, 652
Бесси 626
Бирмингем 248
Бискайский залив 766
Блейк, плато 452
Большая Багамская банка 453
Большая Ньюфаундлендская банка 455
Большие Антильские острова 221
Большой Барьерный риф 450
Большой Бассейн, геогр. обл. 430
Большой Водораздельный хр. 354
Большой каньон 146, 147, 242, 243, 251, 748
Бонвиль, оз. 280, 430
Ботнический залив 425
Брадфорд 456
Бретань, п-ов 766
Бристоль 238, 248
Британская Колумбия, пров. 390
Брокен-Хилл 627, 656

Ваинаэ, вулкан 354, 362
Ваинаэ, хр. 361
Вайоминг, штат 357, 441, 448, 459, 460, 462
Ванненшток, гора 210
Вашингтон 336
Вашингтон, штат 320, 372, 373, 378, 381, 385, 390, 459
Везувий, вулкан 19, 321, 326
Великие озера 251
Великие равнины, геогр. обл. 448, 462, 463, 472
Вермонт, штат 638
Верхнее оз. 250, 261
Виктория, оз. 215, 216
Виктория, пров. 239, 268
Вильямспорт 456
Висконсин, штат 431
Вихленальп, гора 184
Вознесения о-в 367
Восточно-Тихоокеанское поднятие 218, 730, 731, 753, 771, 776
Высокие Известняковые Альпы, горы 212

Гавайи, о-в 230, 231, 360, 361, 363, 366, 672
Гавайские острова 217, 230, 231, 276, 321, 324, 326, 328, 354, 360—362, 364, 368, 369
Гавр 238
Галапагос, о-ва 328
Гаррисберг 456
Гвинейский залив 753
Гималаи, горы 23, 326, 544, 554, 670, 672, 712
Гланер-Альп 184
Глен-Клова, массив 622, 623, 631, 660
Глен-Клова, р. 617
Глен-Оррин, р. 808
Глен-Стратфаррар, р. 808
Глен-Уркварт 621
Глэрниш 211
Гоби, пустыня 442
Гонолулу 231, 361, 366
Горда, хр. 771

Гоф, о-в 368, 369
Гренландия, о-в 18, 210, 262, 286, 375, 458, 762, 765, 770
Гудзонов залив 262, 399, 452
Гурон, оз. 261, 264

Данидин 388, 624, 633, 634
Данкелд 618
Данфолленди 618
Дар-эс-Салам 215
Девоншир, графство 247
Декан, плато 320
Джорджия, штат 448, 452
Джэксон 446, 447
Дип-Спринг, долина 604—606, 615
Доброй Надежды, мыс 213
Долина Смерти, впадина 430
Донегол 632
Дувр 238, 248
Дун, гора 388

Женевское оз. 212

Зайон, нац. парк 442
Западная Австралия, штат 377, 430, 748
Западная Виргиния, штат 456, 475, 573

Иллинойс, р. 433
Иллинойс, штат 433, 474—476, 478, 479, 481
Инверкаргилл 388
Инвернесс 616
Индиана, штат 477
Ирландия, о-в 244, 631—633
Исландия, о-в 218, 322, 368, 370, 371, 373, 376, 382, 383, 751, 770

Йеллоустонский национальный парк 232, 712
Йорк 248

Кавказ, горы 326, 744
Каир 215
Кайбаб, плато 147
Калифорнийский залив 218
Калифорния, штат 21, 23, 178, 180, 187, 196, 197, 220, 221, 242, 267, 269, 277, 288, 326, 372—374, 378, 379, 381, 390, 421, 426, 429, 430, 459, 462, 464, 482, 604, 606, 609, 625—628, 637, 650, 655, 656, 746, 752, 764
Калькхорн, гора 184
Камчатка, п-ов 324, 326
Канзас, штат 459, 460, 474—476
Карибское море 221, 287, 391, 450
Карпаты, горы 459, 469
Карпентария, залив 452
Каскадные горы 371—373, 378, 379
Каслтон 638
Кауаи, о-в 231
Каула, о-в 231
Кахулави, о-в 231
Квебек, пров. 239—241
Квинсленд, штат 354, 450, 636
Кер-д'Ален 197
Киву, оз. 321
Килауэа, вулкан 230, 232, 321, 323, 360, 362, 363, 371
Кинг-Сити 426, 427
Киото 626
Кисангани 215
Ключевская Сопка, вулкан 324
Коалинга 426, 427
Коконино, плато 146
Колорадо, плато 212, 441, 442, 460, 461, 748
Колорадо, р. 146, 147, 466
Колорадо, штат 448, 459, 460, 462
Колумбия, р. 171, 372—374, 432
Конго, р. 218
Коннемара 631—633
Консепсьон 327
Коолау, вулкан 362
Коолау, хр. 361
Кордильеры, горы 23, 460, 745, 752, 783
Косигуин, вулкан 326
Котопахи, вулкан 670
Кохала, вулкан 360
Крайстчерч 388, 624
Кракатау, вулкан 324, 325
Красное море 215, 216, 225, 415, 450
Крейтер, оз. 373, 379—381
Кромвель 633, 634
Кумберленд 456
Курильские о-ва 219, 221, 326

Лабрадор, п-ов 261, 262
Ла-Манш, пролив 238
Ланаи, о-в 231
Лассен-Пик, гора 326, 373, 378, 380, 381
Лейцит-Хилс 377, 379
Лепонтинские Альпы, горы 656, 657
Лозанна 212
Лонг-Бич 466, 470, 471
Лондон 238, 248, 703
Лос-Анджелес 464, 466, 467, 470
Лох-Волл, оз. 618
Лох-Кэтрин, оз. 618
Лох-Монар, оз. 808
Лохнагар, массив 623
Лох-Тей, оз. 618
Лох-Эрн, оз. 618

Мадагаскар, о-в 756, 764
Мазама, гора 379
Макаопухи 362
Малая Азия, п-ов 215
Малые Антильские острова 20, 221
Манчестер 248
Маркизские острова 219
Мартиника, о-в 325
Массачусетс, штат 257
Матануска 434

Матануска, р. 434
Матерхорн, гора 213
Мауи, о-в 231, 354
Мауна-Кеа, вулкан 360, 363, 364
Мауна-Лоа, вулкан 230, 321, 323, 324, 360, 362, 363
Маунт-Мак-Кинли, нац. парк 429
Медисин-Лейк, нагорье 374
Мексиканский залив 239, 431, 443, 444, 447, 448, 460
Мидуэй, атолл 230, 360
Миннесота, штат 459
Миссисипи, р. 431, 433, 440, 443—447, 476, 480
Миссисипи, штат 476
Миссури, штат 459
Молокаи, о-в 231
Момбаса 215
Мон-Пеле, вулкан 325
Монтана, штат 386, 448, 459, 462, 594, 746
Монте-Роза, массив 213
Мохаве, пустыня 430, 464
Мэн, штат 650
Мэриленд, штат 456

Найроби 215
Насимьенто, п. 148
Натчез 476
Науклоф, горы 819
Небраска, штат 269, 459
Невада, штат 325, 373, 430, 459, 462, 605, 651, 654, 745
Ненана 433, 478
Нигер, р. 443
Нижняя Калифорния 435
Ниихау, о-в 231
Нил, р. 431, 443
Ниуматэ 590
Новая Англия 476, 625, 636, 639
Новая Британия, о-в 326
Новая Гвинея, о-в 685
Новая Зеландия, о-ва 220, 221, 224, 239—242, 244, 245, 269, 326, 385, 387, 388, 442, 588, 597, 624, 625, 628, 629, 632, 634—639, 649, 655—657, 712, 752
Новая Каледония, о-в 626, 628
Новая Шотландия, пров. 650
Новые Гебриды, о-ва 221
Новый Орлеан 447
Нормандия, ист. обл. 268
Нортбридж, массив 257
Норт-Эск, р. 617
Ньира-Гонга, вулкан 19
Ньюберри, вулкан 19, 374
Нью-Джерси, штат 376, 445, 610
Нью-Йорк, штат 206, 239—241, 456, 573
Нью-Мексико, штат 448, 449, 459, 461, 462, 473
Ньюфаундленд, о-в 262
Ньямурагира, вулкан 19
Ньяса, оз. 218

Оаху, о-в 230, 231, 354, 360—362
Огайо, штат 474, 478
Озерная область 239—241
Оклахома, штат 459
Оксенкопф, гора 210
Олимпик, п-ов 383
Онтарио, пров. 265
Орегон, штат 19, 177, 269, 320, 372—374, 379—381, 384, 390, 459, 462

Палмер 434
Палос-Вердес, холмы 467, 470
Памир, горы 326, 672
Панаминт, долина 196
Парана, р. 372, 751
Парикутин, вулкан 379, 381, 603
Паркфилд 426, 427
Пасо-Раблес 426, 427
Пасхи о-в 219
Патагония, геогр. обл. 269, 442
Пенинсьюла, хр. 464, 465
Пеннинские Альпы, горы 212, 213, 626
Пенсильвания, штат 176, 456, 474, 476, 478, 480
Персидский залив 399, 452
Портленд 373
Портсмут 248
Потсвилл 456
Презервейшен, бухта 241
Пуэнте, холмы 466, 467, 470
Пьемонт, область 213

Ранаскаальп, гора 185
Ратлснейк, горы 172, 173
Рейкьянес, хр. 770
Рейн, р. 440
Рейнир, гора 373, 379, 385
Репетто, холмы 467
Ресифи 755
Ринкенкопф, гора 184
Рио-Гранде, р. 445
Рио-де-Жанейро 327
Рона, р. 440, 443, 445, 454
Роттал 617
Ротшток, гора 184
Руапеху, вулкан 385
Рувензори, хр. 216
Рюхиграт, гора 211

Салайна 426, 427
Самоа, о-ва 328
Сан-Ардо 426, 427
Сан-Бернардино, горы 464, 465
Сан-Габриель, долина 467
Сан-Габриель, хр. 429, 464—466, 746
Сан-Диего 464
Сан-Луис-Обиспо 426, 427
Сан-Паулу, о-ва 590, 597
Санта-Ана, горы 466, 467
Санта-Ана, р. 470
Санта-Барбара 464
Санта-Инес, горы 464, 465
Санта-Каталина, о-в 464, 467, 471
Санта-Клара, р. 468

Санта-Крус, о-в 464
Санта-Лусия, хр. 149, 429
Санта-Моника 470
Санта-Моника, горы 464, 466, 467
Санта-Моника, залив 468
Санта-Роза, хр. 651
Сан-Фернандо, долина 467
Сан-Франциско 429, 583
Сан-Хоакин, долина 429
Сан-Хоакин, холмы 467
Сан-Хосе, холмы 467
Сапело, о-в 448
Саттер-Крик 197
Сахара, пустыня 441
Святого Лаврентия р. 262
Святой Елены о-в 368
Северная Дакота, штат 459
Северное море 452
Северный остров 385
Северо-Атлантический хр. 770
Северо-Западные территории 174
Сейшельские острова 743
Сент-Хелина, гора 381
Сиккар-Пойнт 25, 170
Сиэтл 373
Скалистые горы 239, 448, 463, 481, 482, 745, 752
Снейк, р. 373, 432
Соломоновы острова 221
Средиземное море 454
Срединно-Атлантический хр. 218, 224, 367—369, 390, 588, 590, 730, 742, 751, 753, 777
Стиллуотер, массив 387
Стьюарт, о-в 388
Сьерра-Невада, горы 180, 187, 244, 277, 379, 429, 650

Тамут-Понд 493
Танана, р. 433
Танганьика, оз. 218
Таринга тура-Хилс 624, 628
Тасмания, о-в 373—376, 610
Теннесси, штат 268
Техас, штат 202, 459, 745
Тийо-Пойнт 147
Тингмули, вулкан 368, 370, 371
Тихоокеанско-Антарктический хр. 771
Токио 626
Тристан-да-Кунья, о-ва 355, 368

Уайракей 712
Уайт, горы 604, 605
Уайт, о-в 238, 248
Уосатч, горы 460
Урал, горы 247, 732, 744, 745
Уэльс 26, 239, 240, 247, 265, 469, 617
Уэстленд, пров. 624
Уэст-Уотер, р. 617

Филиппинские острова 219—221, 326
Фирвальдштетское оз. 190, 191
Фихтель, горы 773
Фиш-Лейк, долина 605
Флорида, штат 450, 452, 453
Флюберг 210
Фолклендские острова 756
Фрейзер, р. 443
Френч-Ривер, массив 265
Фудзияма, вулкан 322
Фэрбенкс 433

Халеакала, вулкан 354
Халемаумау, вулкан 362
Хантхилл 617
Хартум 215
Харуна, гора 773
Хаст, р. 624
Хейл, гора 354
Хило 360
Хонсю, о-в 766
Хопи-Пойнт 146
Хоутсдейл 176
Хуалалаи, гора *360*
Хуан-де-Фука, хр. 771
Хуан-Фернандес 327

Цейлон, о-в 430

Черное море 454
Черч 617
Чимборасо, вулкан 670

Шаста, гора 373, 378—*380*
Швейцарские Альпы, горы 23, 817
Шотландские нагорья 212, 616, 618, 621, 622, 625, 630, 631, 660, 807, 808

Эвансвилл 477
Эгшток, гора 211
Этна, вулкан 326

Южная Австралия, штат 267, 419
Южная Дакота, штат 459
Южный остров 387, 388, 597, 624, 625, 628
Юкатан, п-ов 450
Юра, горы 212, 247
Юрика-Лейк, долина 605
Юта, штат 325, 441, 442, 459, 460, 462

Японское море 626, 732

УВАЖАЕМЫЙ ЧИТАТЕЛЬ!

Ваши замечания о содержании книги, ее оформлении, качестве перевода и другие просим присылать по адресу: 129820, Москва, И-110, ГСП, 1-й Рижский пер., д. 2, издательство «Мир».

ЗЕМЛЯ

ВВЕДЕНИЕ В ОБЩУЮ ГЕОЛОГИЮ

Том 2

Дж. Ферхуген, Ф. Тернер,
Л. Вейс, К. Вархафтиг,
У. Файф

Редакторы В. С. Краснова, Г. П. Романович,
М. В. Федорова, М. Е. Яковенко
Художник А. Д. Смеляков
Художественный редактор Ю. С. Урманчиев
Технический редактор В. П. Сизова
Корректоры С. А. Денисова, С. М. Лебедева

Сдано в набор 23/XI 1973 г.
Подписано к печати 22/IV 1974 г.
Бумага тип. № 1 $70\times100^{1}/_{16}=14{,}25$ бум. л.
37,05 усл. печ. л.
Уч.-изд. л. 37,64. Изд. № 5/7083
Цена 3 р. 10 к. Зак. 01336

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»
Москва, 1-й Рижский пер., 2

Ордена Трудового Красного знамени
Московская типография № 7 «Искра революции»
Союзполиграфпрома при Государственном
комитете Совета Министров СССР по делам
издательств, полиграфии и книжной торговли
Москва, К-1, Трехпрудный пер., 9

3р. 10к.

1046