

СИМЛЪ

Si-AI Si-AI

Si-AI Si-AI

МЕРМ.

Si-AI Si-AI Si-AI

Si-AI Si-AI

Si-AI Si-AI

В.М. Сидоров

Si-AI Si-AI

СИДЛЬ

551.12+551.24 -

ИСТОРИКО-
ГЕНЕТИЧЕСКИЕ
АСПЕКТЫ

В. М. СИНИЦЫН

343



Издательство «НЕДРА»
Ленинградское отделение

Ленинград · 1972

СИАЛЬ. Историко-генетические аспекты. Сивинцы В. М. Л., «Недра», 1972. 168 с.

В книге рассматриваются строение, происхождение и развитие верхнего отдела земной коры — осадочного и гранитно-метаморфического слоев, известных под общим названием сиаль.

Акцентируется внимание на смешанном эндогенно-экзогенном происхождении этой самой молодой оболочки Земли. Рассматриваются различные механизмы сиализации коры: процессы мантийной дифференциации, приводящие к образованию вулканической коры, более кислой по сравнению с веществом мантии; процессы экзогенной дифференциации, повышающие содержание сиалических компонентов в континентальных сегментах, и процессы метаморфической дифференциации, также увеличивающие концентрацию в континентальной коре сиалического материала.

Большое внимание уделяется рассмотрению специфических особенностей состава и состояния вещества сиаля — высокому содержанию в нем воды и связанных газов, заимствованных из гидросферы и атмосферы; дезинтеграции и дисперсности его вещества; большой концентрации в его веществе потенциальной энергии, представляющей в значительной мере «минерализованную» солнечную энергию, которая затем «излучается» при процессах метаморфизма и гранитообразования.

Книга представляет интерес для геологов различного профиля, занимающихся изучением земной коры и интересующихся общими проблемами своей науки.

Таблиц 7, иллюстраций 23, список литературы — 105 названий.



ВВЕДЕНИЕ

Термины «сиаль» и «сима» предложены Эдуардом Зюссом в конце XIX столетия. По первоначальному содержанию этих понятий к сиалю относили легкие массы земной коры, а симой обозначали ее тяжелый фемический субстрат. Впоследствии появился третий термин этого рода — «ультрасима» — геохимический символ пород верхней мантии. В связи с этим смысл понятий «сиаль» и «сима» несколько изменился: термин «сима» закрепился за базальтовым слоем, а к сиалю стали относить только осадочный и гранитно-метаморфический слой.

В последние десятилетия познание строения земной коры сильно продвинулось благодаря успехам геофизики. Была исследована сложная слоисто-глыбовая структура коры, раскрыта картина распределения в ней масс с различными физическими свойствами (плотностью, скоростью распространения упругих волн и другими), выявлены границы основных слоев. Однако геофизика, показывающая лишь статическую картину строения земной коры на данный момент, оказывается не в состоянии только одна познать происхождение и развитие коры, раскрыть сущность корообразующих процессов и их исторических изменений.

Происхождение и развитие земной коры — обширная комплексная проблема, которая должна изучаться с позиций всех геологических наук. Только общегеологический подход к проблеме поможет выяснить природу земной коры, а также исторические и динамические связи всех важнейших групп эндогенных и экзогенных процессов, формирующих эту самую верхнюю и самую молодую оболочку твердой Земли.

В книге рассматривается лишь верхний отдел земной коры — сиаль, которому свойственно специфическое эндогенно-экзогенное

происхождение. Сиаль мог образоваться только на планете с атмосферой и гидросферой, преобразующими энергию солнечных лучей посредством климатических процессов в геологическую работу. Небесные тела, лишённые атмосферы и гидросферы (Луна, Марс), по-видимому, не имеют аналога земному сиалю. Сиаль получил развитие лишь в материковом типе коры, в котором энергичнее развивалась тектоносфера и протекали вулканические процессы, где поэтому возникла суша (без которой невозможно функционирование ландшафтной сферы) и где проявились коровый метаморфизм и метаморфическая дифференциация.

Среди других слоев литосферы сиаль отличается наибольшей сложностью состава и строения. Его вещество обладает высокой степенью дисперсности и фракционированности, высоким содержанием воды и фоссилизированных газов, высокой подвижностью и реагентоспособностью, огромной концентрацией свободной энергии. Историко-геологический и генетический подход к анализу природы сиаля еще мало использовался исследователями и, по мнению автора, может оказаться полезным для будущей разработки геологической модели земной коры.

ЭНДОГЕННЫЕ КООРДОБРАЗУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Из многочисленных источников эндогенной энергии, определяющих геологическое развитие Земли, главная роль принадлежит гравитации и теплу, действующим в противоположных направлениях. Если давление, связанное с действием сил гравитации, увеличивает плотность земного вещества, удерживая его в твердом состоянии даже при сильном разогреве, то тепло, действующее против сил гравитации, способствует его разуплотнению и плавлению. Гравитация в условиях гидростатического давления вызывает разделение вещества Земли по плотности и фазово-физическому состоянию на концентрические оболочки, тогда как эндогенное тепло, наоборот, способствует его гомогенизации и упрощению оболочечной структуры.

Эндогенное тепло Земли

Земля располагает мощными источниками эндогенного тепла, которое она излучает постоянно через земную поверхность путем теплопроводности. Плотность теплового потока, проходящего через земную поверхность, неодинакова, она изменяется в соответствии с типом и возрастом тектонической структуры и главным образом в зависимости от характера и интенсивности современных движений. На континентах она колеблется в пределах от $0,7 \cdot 10^{-6}$ до $2,2 \cdot 10^{-6}$ (средняя $1,05 \cdot 10^{-6}$) *кал/см²·сек.* Здесь наибольшей интенсивностью отличаются тепловые потоки орогенических поясов и областей новейшего вулканизма (геотермическая ступень до 150 град/км), наименьшей — тепловые потоки докембрийских щитов (6 град/км). В океанах тепловые потоки достигают максимальных значений в рифтовых зонах срединных океанических хребтов, минимальные наблюдаются в глубоководных желобах. В целом же тепловой поток континентов и океанов одинаков. «Нормальный» тепловой поток (геотермический градиент) существует лишь в изостатически уравновешенных частях коры — в пределах океанических и континентальных платформ. Максимальные же тепловые потоки связаны с новейшими активно развивающимися

структурами — срединными хребтами океанов и орогеническими поднятиями материков, где они в 3—4 раза выше «нормальных» (рис. 1).

Однако потери тепла Земли не ограничиваются только отдачей его путем теплопроводности. Вынос тепла к поверхности осуществляется также в ходе вулканического процесса лавами, парами и горячими водами. Е. Н. Люстих [1959] полагает, что вулканический вынос тепла с учетом тепла, трансформированного в энергию тектонических движений, достигает и, может быть, даже превосходит * количество тепла, теряемого путем теплопроводности. Тепловая диссипация Земли в результате вулканической

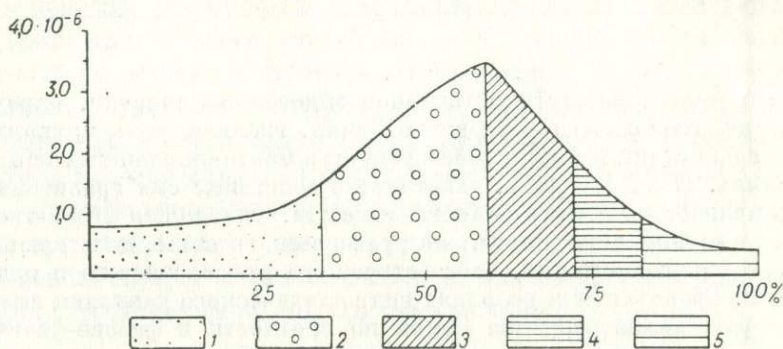


Рис. 1. Кривая приблизительного распределения теплового потока (кал/см² · сек) в различных структурных областях континентальной и океанической коры (размеры областей даны в процентах от площади земного шара).

1 — талассократоны; 2 — срединно-океанические хребты; 3 — новейшие геосинклиналии и орогенические пояса материков; 4 — молодые платформы; 5 — докембрийские платформы.

и гидротермальной активности, в отличие от выноса тепла путем теплопроводности, происходит не по всей поверхности Земли, а только в зонах высокой проницаемости коры; она особенно интенсивна в зонах глубинных разломов и в орогенических поднятиях, в которых к поверхности в большом количестве восходят лавы, газовые струи и горячие растворы.

Среди многих возможных источников внутреннего тепла (тепло адиабатического сжатия вещества Земли, теплохимические реакции, тепло вращения Земли и др.) главным признается тепло радиоактивного распада, в основном определяющее термический режим земных недр. По существующим оценкам радиологов (Г. В. Войткевич, Э. К. Герлинг, Л. В. Комлев, А. И. Тугаринов) общий запас долгоживущих радиоактивных изотопов U^{238} , U^{235} , Th^{232} , K^{40} , Rb^{87} составляет $n \cdot 10^{14}$ т, а количество тепла, выделяемого при их распаде, достигает $(3 \div 10) \cdot 10^{20}$ кал/год.

* По Ферхугену [1961], за геологическую историю Земли извергнуто $3 \cdot 10^{18}$ м³ лавы, с которой вынесено $4 \cdot 10^{25}$ кал тепла.

Потери тепла Землей близки к этой величине — $(1,3 \div 2) \times 10^{20}$ кал/год.

Радиогенное тепло генерируется по всему объему планеты, но в излучении его участвуют только наружные оболочки, так как низкая теплопроводность материала мантии и земной коры ограничивает теплоотдачу земных недр с глубиной. Поэтому эндогенный тепловой поток формируется лишь во внешних слоях планеты в пределах глубины 500 км, а слои, находящиеся ниже 1000 км, в потерях тепла не участвуют вовсе и только генерируют тепло. На этом основании Е. А. Любимова [1963, 1968] различает в составе Земли две термические области: внутреннюю, аккумулирующую тепло, и внешнюю (до глубины 500 км), в той или иной мере теряющую тепло (рис. 2).

Аккумуляция эндогенного тепла в недрах Земли происходила крайне медленно по причине малой концентрации радиоактивных веществ и малых скоростей их распада. Еще более медленным был расход эндогенного тепла из-за крайне плохой теплопроводности периферических слоев Земли. Поэтому исторические изменения термического режима планеты могли быть весьма незначительными и последовательными.

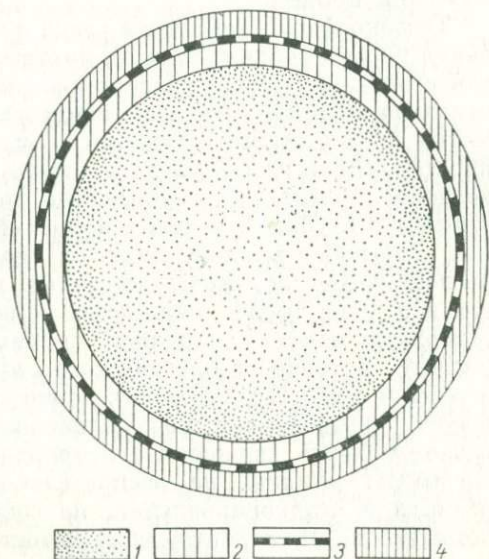


Рис. 2. Тепловая модель Земли.

1 — внутренняя область генерации радиогенного тепла; 2 — область слабого оттока тепла; 3 — астеносфера; 4 — область сильного оттока тепла.

Расширение Земли и основные геологические процессы

Внутренняя область Земли, откуда оттока радиогенного тепла нет, должна испытывать постоянное, очень медленное разогревание и, следовательно, расширение, тогда как перисфера вследствие полного или частичного оттока тепла не разогревается и не испытывает теплового расширения. Поскольку разогревающаяся внутренняя область планеты по объему и массе значительно превосходит перисферу, расширение передается также и последней, в которой оно проявляется в специфической форме растяжения и растрескивания. В результате тепло, притекающее из недр, в перисфере преобразуется в механическую работу тектогенеза,

что уподобляет нашу планету своеобразной тепловой машине, работающей на атомной энергии.

Расширение Земли — тепловое в пределах внутренней термической области и механическое в периферии — и является основной причиной геологического развития планеты. Расширение в свою очередь порождает основные геологические процессы: развитие тектоносферы, дифференциацию верхней мантии и вулканический процесс.

Тектоносфера возникает в результате растяжения и растрескивания коры и верхней мантии, которые распадаются на отдельные самостоятельно движущиеся сегменты и блоки, приобретая тем самым гравитационную неустойчивость. Наиболее активные элементы тектоносферы — разломы — имеют различные размеры по простиранию и на глубину и соответственно разное геологическое значение. Самые многочисленные локальные разломы быстро угасают с глубиной и имеют короткий период развития, поэтому они казывают влияние лишь на структуры местного значения; региональные же, прослеживаемые по простиранию на многие сотни и даже тысячи километров и пронизывающие кору вместе с верхами мантии, разделяют крупные сегменты, различные по режиму истории геологического развития; развиваются они в течение ряда геологических периодов, эр и обычно характеризуются чередованием фаз активности и покоя. Региональные разломы (через движения ограничиваемых ими сегментов коры) оказывают влияние на распределение суши и моря, областей размыта и осадконакопления, на состав и мощности осадочных комплексов, на характер складчатости, на развитие вулканического процесса. На поверхности динамичной, расчлененной разломами, коры стал формироваться рельеф, со временем приобретающий все большую контрастность. В результате этого в ландшафте возникли гравитационные процессы, а с ними — экзогенный круговорот вещества.

Дифференциация мантии также связана с расширением Земли. Крупнейшие (сквозькоровые) разломы, уходящие в мантию, частично снимали у своего основания гравитационное напряжение и тем самым способствовали появлению (при неизменной температуре) локальных очагов силикатных расплавов. Поскольку минимальными температурами плавления обладают кислые компоненты мантийного вещества, они преимущественно и концентрировались в расплавах, а тугоплавкие феррические компоненты накапливались в твердом остатке.

Зоны повышенной проницаемости, возникавшие в механически расширявшейся периферии (главным образом разломы), создавали мантийным дифференциатам выход к поверхности, возбуждая вулканический процесс, который в течение всей геологической истории планеты формировал земную кору, гидросферу и атмосферу.

Таким образом, в результате развития возбужденных расширением Земли основных геологических процессов — развития

тектоносферы, дифференциации и дегазации мантии и вулканической деятельности — возникла вторичная (вулканическая) кора, представляющая особую, самую верхнюю (из твердых сфер) и самую молодую оболочку планеты. Мантийные дифференциаты, освобожденные от гравитационного напряжения глубоких недр, создавали в коре минеральные ассоциации и структуры меньшей плотности (частично даже представленные пирокластическими продуктами, дезинтегрированными при извержении). В результате вещество вулканической коры оказывается не только самым легким и менее тугоплавким, но и менее плотным, обладающим наибольшим для данной массы удельным объемом.

Масса и мощность земной коры в каждой области (и в целом) определяются степенью развития глубинных геологических процессов. В материковых сегментах, где тектоническое растрескивание и вулканическая деятельность были особенно энергичными и глубокими, сформировалась мощная вторичная кора, а в океанических сегментах в связи со слабым проявлением тектоносферы и вулканической деятельности она развита незначительно.

Расширение Земли является ведущим мотивом геологического развития и на современном этапе. Оно проявляется в гигантских срединно-океанических хребтах, опоясывающих всю планету, в огромных орогенических поднятиях материков площадью, исчисляемой миллионами и многими сотнями тысяч квадратных километров (Высокая Азия, Тянь-Шань, Алтай-Саян с Хангаем, Кордильеры со Скалистыми горами и т. д.), в протяженных тектоно-вулканических антиклиналях островных дуг, преобладающих среди новейших структурных образований.

Анализ термической истории Земли, выполненный Е. А. Любимовой [1968], показал, что расширение планеты было весьма умеренным и происходило со скоростью, выражающейся в увеличении ее радиуса на 3,5 см за 1000 лет. Таким образом, за 3,5 млрд. лет геологической истории радиус Земли мог увеличиться только на 100 км, а приращение окружности — составить лишь 600 км. К близким выводам пришел и американский исследователь Уэрзел [1969], по расчетам которого увеличение радиуса планеты за всю геологическую историю не могло быть больше 2—3% его начальной величины, т. е. 130—190 км. Однако мы категорически отвергаем идею о весьма значительном расширении Земли, отстаиваемую Эдьеом, Хизеном, Фэйрбриджем, Рингвудом и другими исследователями, допускающую увеличение объема планеты почти в два раза.

Расширение проявлялось неравномерно по объему планеты, локализуясь главным образом в подвижных поясах, пролегающих между обширными устойчивыми сегментами коры, — абиссальными равнинами океанов и континентальными платформами. По-видимому, вся рассчитанная Е. А. Любимовой и Уэрзелом величина расширения Земли реализовалась в подвижных поясах. При этом в каждом отдельном подвижном поясе горизонтальная

составляющая расширяющихся масс была небольшой, вероятно не выходящей за пределы первых десятков километров на общую ширину пояса около 300—500 км.

Тепло, «запертое» в недрах Земли плохо проводящими массами коры и верхней мантии (Е. А. Любимова, 1970), имело выход на высокие уровни планеты через подвижные пояса посредством внедрения расплавов и просачивания паров и флюидов. Именно благодаря высокой проницаемости подвижных поясов для разогретого глубинного вещества они имеют повышенную концентрацию тепла.

Со временем расширение Земли становилось все более энергичным и все больше локализовалось в подвижных поясах. Максимум оно достигло на неоген-четвертичном этапе, когда в основном были сформированы срединно-океанические хребты и орогенные поднятия материков. Важным следствием расширения явилось замедление вращения Земли, уменьшение ее полярного сжатия* и некоторая перестройка ее формы, отразившаяся на тектоническом и палеогеографическом развитии планеты.

Астеносфера — нижний, геологически активный, слой планеты

В пределах внешней термической области Земли, на глубине 100—200 км от поверхности, где отток радиогенного тепла невелик и давление не столь значительно, располагается слой пониженных скоростей (волновод Гутенберга, астеносфера), в котором влияния температуры и давления, оказываемые на физическое состояние вещества, приблизительно равны, и поэтому вещество находится в состоянии, близком к плавлению. В таких условиях малейшее ослабление давления или повышение температуры приводит к разрыхлению менее прочных кристаллических решеток и переходу части вещества слоя в бесструктурное, а затем и в расплавленное состояние. Предполагается, что вещество астеносферы находится в стекловатом состоянии с дисперсными (каплевидными) выплавками базальта. Однако и в этом состоянии вещество остается в общем твердым, поскольку оно пропускает поперечные сейсмические волны и рассекается сверхглубинными (сквозьастеносферными) разломами.

Низкая вязкость вещества астеносферы, на 3—5 порядков меньшая, чем в слоях, лежащих выше и ниже, сообщает ему потенциальную мобильность. Предполагается, что в астеносфере достигается изостатическая компенсация гравитационно неуравновешенной глыбовой структуры земной коры и осуществляется замкнутое конвекционное перетекание вещества, которое, по представлениям мобилистов, лежит в основе дрейфа континентов.

В астеносфере находятся очаги вулканических извержений, приурочивающиеся к разломам, достигающим этих глубин. Частич-

* С раннего протерозоя полярный радиус Земли увеличился на 6 км, а экваториальный радиус, наоборот, уменьшился на 3 км [Хани, 1964].

ное снятие давления в основании разлома, вероятно, приводит к уменьшению теплоемкости вещества и сбрасыванию избытка скрытой тепловой энергии в виде повышения температуры и плавления [Велинский, 1970]. В расплаве переходят по преимуществу легкоплавкие, менее плотные базальтовые компоненты. В. В. Велинский, В. Г. Меламед и В. Н. Шарапов [1969] считают, что снятие литостатического давления в основании разлома стимулирует также энергичную дегазацию в ослабленной зоне — образование потоков горячих газов, усиливающих плавление вещества мантии.

Потенциально мобильное состояние вещества в астеносфере делает ее геологически активным слоем — генератором различных видов эндогенной энергии: вулканической, сейсмической, тепловой, частично передающихся коре и обеспечивающих ее минеральными и энергетическими ресурсами.

Астеносфера существует в верхней мантии по всему объему планеты, но не является сферически правильным и равномерно развитым слоем. Максимального приближения к земной поверхности (до 50 км) и вместе с тем предельной толщины (150 км) она достигает под океанами. Под материками ее верхняя граница не поднимается выше 100 км, хотя нижняя поверхность также лежит на уровне 200 км. Слабее всего астеносфера выражена под докембрийскими щитами, где она очень тонка, а местами почти прерывается. Наоборот, под тектонически активными областями она обладает большой мощностью и сложным рельефом верхней поверхности, образуя многочисленные выступы, почти достигающие подошвы земной коры. Крупнейшие из таких выступов приурочены к зонам глубинных разломов и осевым частям срединно-океанических хребтов. Благодаря высоким выступам астеносферы тепловой поток этих подвижных зон земной коры увеличен относительно среднего в несколько раз.

В общем современное положение астеносферы согласуется с типом строения земной коры и характером ее тектонического развития. На континентах, где тектоносфера развита сложнее и глубже, астеносферный слой опущен ниже и утонен. Наибольшая мощность астеносферы и близкое положение ее к поверхности под океанами, очевидно, объясняется тем, что эти сегменты коры меньше затронуты геологическими процессами.

Приблизительные расчеты исторических измерений термического режима Земли дают основание считать, что астеносфера первоначально возникла на небольшой глубине (первые десятки километров), а в дальнейшем в результате усиливавшегося оттока радиогенного тепла отступала на глубины до 200 км и более. Соответственно понижался и уровень дифференциации мантийного вещества и очагов вулканических извержений. Под материками, где геологическое развитие и «выхолаживание» мантии протекали энергичнее, верхняя граница астеносферы опускалась глубже, чем под океанами, где ее положение, по-видимому, изменилось меньше.

Не исключено, что в этом понижении астеносферы и ослаблении ее термического влияния на земную кору и состоит одна из причин эволюции эндогенных процессов, выразившейся в угасании регионального метаморфизма, в смене нуклеарного развития протогеосинклинальным, затем собственно геосинклинальным, а также в изменении генетических типов гранитных плутонов. Из расчетов Е. А. Любимовой [1968] вытекает, что охлаждение внешних слоев Земли происходило очень медленно и на уровне 200 км от поверхности выразилось приблизительно 300° С за 3 млрд. лет.

Геологическое развитие верхней мантии

Согласно гипотезе А. П. Виноградова [1959, 1961], пользующейся среди геологов наиболее широким признанием, вещество верхней мантии представляет собой подобие каменных метеоритов. А. Рингвуд и Д. Грин [Рингвуд, 1964; Рингвуд, Грин, 1968; Green, 1969], придерживающиеся близкой к этой точки зрения, называют его пиролитом и считают состав этой гипотетической породы промежуточным между базальтом и перидотитом, но ближе к последнему (75—80% перидотита и 20—25% базальта). Химический и петрографический составы верхней мантии, по-видимому, повсеместно одинаковы, о чем свидетельствует принципиальное сходство всех базальтов Земли, извергнутых как в пределах океанов, так и на материках. Однако для геологических процессов, протекающих в мантии, значение имеет не столько химический или петрографический составы, сколько физическое состояние вещества, изменяющееся в зависимости от соотношений температуры и давления. Влияние этих физических факторов на состояние вещества растет неравномерно. Если температура от верхней границы мантии к нижней возрастает лишь в четыре раза (от 500 до 2000° С), то давление в пределах этих глубин увеличивается в 10³ раз (от 10 до 1300 кбар). Только до глубины 200 км (основание астеносферы) температура в состоянии противоборствовать давлению; ниже давление приобретает господствующую роль, всецело определяя поведение вещества в средней и нижней мантии.

В геологическом развитии участвует лишь верхняя часть мантии, на которую распространяется тектоносфера. Основной формой геологического развития верхней мантии является дифференциация ее начального вещества на легкоплавкую и менее плотную базальтовую магму и тугоплавкую плотную фазу — ультрамафический остаток, возможно отвечающий по петрографическому составу перидотиту или дуниту. Первая поднимается к поверхности, формируя земную кору, вторая остается на месте в виде кристаллического новообразования.

По мере расширения планеты и увеличения глубины проникновения тектоносферы в геологическое развитие вовлекались все новые и новые уровни мантии. В итоге этого длительного процесса структура верхней мантии усложнялась за счет выделе-

ния в ней слоев с различной степенью геологической активизации (рис. 3).

Самый верхний слой — литифицированная мантия — уже активно участвовал в геологическом развитии на минувших этапах истории. С его вещества снято напряженное состояние, воспринятое в астрономическую стадию. Ее вещество плавилось, дегазировалось, выделяло легкоплавкие (базальтоидные) дифференциаты, перешедшие в земную кору. Слагающий его фемический остаток дифференциации типа перидотита или дунита приобрел

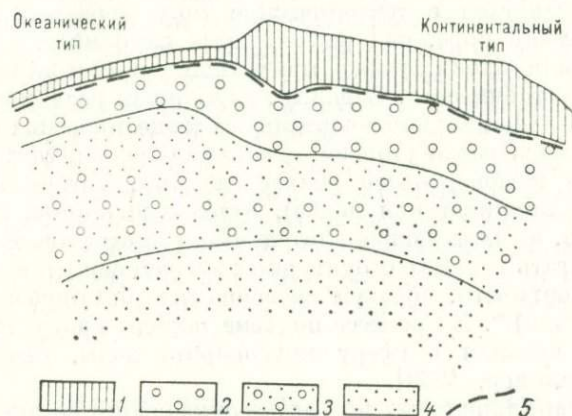


Рис. 3. Принципиальная схема зонального деления верхней мантии по степени и характеру геологической активизации. 1 — земная кора; 2 — литифицированная мантия (прошедшая геологическое развитие — дифференциацию и дегазацию); 3 — астеносфера (ныне участвующая в геологическом развитии); 4 — ювенильная мантия (не затронутая геологическими процессами); 5 — граница Мохора.

кристаллическое сложение вместо прежнего стекловатого. Мощность литифицированной мантии под континентами составляет 50—70 км, под океанами — в два раза меньше.

Средний слой — астеносфера — ныне активный уровень верхней мантии, в котором находятся очаги современных вулканов и протекают процессы дифференциации и дегазации ее вещества. В отдаленном прошлом, когда внешние слои Земли были прогреты сильнее, а разломы и вулканические очаги имели совсем неглубокое заложение, астеносфера, очевидно, располагалась выше, может быть у самой подошвы земной коры. Затем она последовательно опускалась до современного уровня, оставляя за собой литифицированную мантию. Мощность астеносферы изменяется от 150 км под океанами до 80—60 км под материками.

Нижний слой, подстилающий астеносферу на глубине 200 км, представляет собой ювенильную мантию, которая еще не участвовала в геологическом развитии, вещество которой еще не подверглось дифференциации и дегазации и сохраняет состав

стекловатого пиролита с уплотнением, усвоенным на астрономической стадии при гравитационном расслоении массы планеты. Вещество ювенильной мантии обладает повышенным запасом потенциальной энергии, которая частично может превратиться в эффективную при вовлечении его в процессы геологического развития (тектоническое снятие гравитационного напряжения в зоне разлома, дифференциация, вулканическое извержение).

Литифицированная мантия на последующих этапах геологического развития, по мере углубления тектоносферы и астеносферы, вовлекается в тектонические (механические) движения. Подобно земной коре, она расчленяется глубинными разломами на сегменты и блоки, также приходящие в состояние гравитационной неустойчивости. В поясах глубинных разломов, приуроченных к сочленениям континентальных и океанических сегментов, где земная кора резко утонена, а верхняя мантия соответственно приближена к поверхности (Тихоокеанский, Тетический, Аппалачский и Скандинавский пояса), отдельные клинья мантийных перидотитов, испытывающие длительные и многофазные поднятия, могут достигать верхних структурных этажей земной коры и даже земной поверхности, образуя своеобразные механические интрузии (протрузии)*. В процессе подъема породы протрузии брекчируются, а попадая в сферу круговорота воды, серпентинизируются [Книппер, 1969].

В звгеосинклинальных поясах, возникающих на океанической коре с очень высоким положением литифицированной мантии, последняя может подвергнуться сильной тектонизации вместе с покрывающими ее тонким базальтовым слоем и породами эффузивно-осадочного чехла. В этих случаях в результате мелкого дробления и перемешивания пород коры и мантии образуется специфический тектонический агломерат-меланж, в котором глыбы перидотитов и габброидов закатаны в милонитовой массе из серпентинитов и глубоководных кремнистых сланцев. Меланж чрезвычайно широко распространен в Альпийско-Гималайском поясе среди толщ мезозойско-кайнозойского возраста [Пейве, 1969].

Дифференциация верхней мантии и сопряженное с нею формирование вулканической коры — процессы длительные и неравномерно протекающие в пространстве и во времени. Их интенсивность в каждом месте и в каждый момент определялась степенью развития тектоносферы и прежде всего особенностями локализации, глубиной и активностью разломов. Поскольку кора в пространстве имела весьма различные состав и мощность, процесс дифференциации мантии на соответствующих участках протекал с различной интенсивностью и на разных уровнях. Так, большая толщина, разнородность и разновозрастность континентальной коры дают основание предполагать, что в материковых сегментах

* Из чего следует, что очаги зарождения протрузий находятся выше очагов выплавления базальтов (соответствующего возраста).

тектоносфера развивалась энергично, длительно и многостадийно, с охватом больших глубин, в результате чего дифференциация верхней мантии протекала под ними бурно и в большом объеме. Наоборот, малая мощность и простое строение океанической коры свидетельствуют о том, что процесс разделения вещества мантии под океанами вследствие слабого развития в них тектоносферы протекал менее активно и на гораздо меньшей глубине. Не исключено, что под океанами первозданное вещество мантии (пиролит) местами может сохраняться почти у основания коры [Рингвуд, Грин, 1968]. Можно также считать, что литифицированная мантия — ультрамафический остаток дифференциации — в континентальной коре развит больше, чем в океанической.

К настоящему времени в геологическое развитие верхняя мантия оказалась вовлеченной на глубину 200 км, до которой простирается нижняя граница астеносферы и уровни массовой локализации очагов сейсмической и вулканической активности. В основном только эта верхняя часть мантии и принимала участие в образовании вулканической коры. Если весь вулканический выброс базальтоидных дифференциатов, образующих кору, отнести исключительно к геологически активной мантии, то он при среднепланетарной мощности коры ~ 20 км составит приблизительно 1/10 часть ее вещества.

Расширение Земли и гравитационная неустойчивость коры

До начала теплового расширения и геологического развития Земли кора, по-видимому, находилась в состоянии полного гидростатического равновесия. По мере расширения и развития тектоносферы кора, а позднее и самая верхняя часть мантии стали приходить в состояние гравитационной неустойчивости, в результате разнонаправленных и разноамплитудных движений отдельных блоков. С другой стороны, стремление раздробленной коры к равновесию породило изостатические силы, под действием которых блоки, нивелируемые денудацией, стали подниматься, а блоки, вместившие седиментационные бассейны, — погружаться. Достижению изостатического равновесия сегментированной коры способствовало присутствие в мантии слоя пониженной вязкости (астеносферы), расположенного на глубине 50—200 км. На границе этого слоя, по-видимому, и восстанавливается изостатическое равновесие. Ниже тектонизированной коры и верхней мантии по-прежнему сохраняется гидростатическое равновесие, совершенно независимое от неоднородностей наружных слоев.

Когда состояние возбуждения данного участка земной коры, вызванное вертикальными тектоническими движениями, проходит, он под действием изостатических сил снова приближается к состоянию равновесия. Степень приближения отдельных блоков коры к равновесию соответствует их историко-генетическим особенностям. Максимальной близостью к изостатическому

равновесию отличаются почти неподвижные абиссальные равнины океанов, сохраняющие это состояние с начальной (астрономической) стадии развития Земли. В меньшей степени уравновешены древние материковые платформы, получившие стабильность после нуклеогенеза, а на геосинклинальном этапе испытавшие лишь чрезвычайно медленные движения малых амплитуд. Еще более удалены от равновесия молодые материковые платформы (койлогены), приобретшие стабильность после завершения в них геосинклинальных процессов и сохранившие повышенную дифференциацию и контрастность движений. Наконец, менее всего уравновешены современные орогенетические пояса и геосинклинальные области андезитового вулканизма, обладающие максимально динамичным рельефом.

Аналогичные различия в степени сложности рельефа, но в существенно снивелированном виде свойственны и подошве коры (раздел Мохо). Как показали геофизические исследования, абиссальные равнины океанов отличаются исключительной ровностью подошвы коры; достаточно ровный рельеф имеют также материковые платформы, молодые же платформы материков, и в особенности горные сооружения современных орогенетических поясов, обладают самым сложным и контрастным рельефом этой поверхности.

Кора, покоящаяся на расширяющейся Земле, находится в постоянном развитии и поэтому никогда не достигает полного равновесия. Кроме того, денудация и осадконакопление, перемещающие огромные массы вещества, непрерывно изменяют нагрузки, снимая их на денудлируемых блоках и увеличивая на погружающихся. В регионах вялого тектонического режима изостатическое выравнивание, по-видимому, является главной причиной вертикальных движений блоков земной коры. На это, в частности, указывает новейшее поднятие Балтийского и Канадского щитов в результате освобождения их от ледяной нагрузки. В областях активного тектогенеза господство принадлежит антиизостатическим силам расширения. В них движением блоков управляют глубинные импульсы, исходящие от очагов разуплотнения вещества. Вздвигание расположенных над этими очагами масс происходит независимо от их плотностных характеристик. По мере развития гравитационной неустойчивости коры на Земле все меньше остается участков, изостатически уравновешенных.

Тектонические движения земной коры, создающие контрастный рельеф поверхности Земли, способствуют накоплению гравитационной энергии, которая реализуется в мощной гравитационной конвекции минерального вещества в ее пределах. Огромные массы обломочного и растворенного материала снимаются с поднимающихся (денудлируемых) участков коры и накапливаются на опускающихся участках. После обращения тектонического режима области седиментации они снова включаются в гравитационный круговорот. Горизонтальная гравитационная конвекция является основным механизмом экзогенной дифференциации вещества в ландшафтной сфере.

ПОЛОЖЕНИЕ СИАЛЯ В ЗЕМНОЙ КОРЕ. ОСНОВНЫЕ ТИПЫ И ГЛАВНЕЙШИЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

343

Понятие «земная кора» по мере прогресса геологии изменяло свое содержание. Согласно контракционной гипотезе она рисовалась в виде охладившейся твердой корки на расплавленной Земле. По современным представлениям, кора является результатом геологического развития планеты и связана с возникновением и эволюцией тектоносферы, возбуждавшей дифференциацию вещества верхней мантии и представлявшей выход легкоплавким дифференциатам к поверхности. Согласно этим представлениям земная кора в основе своей имеет вулканическую природу. В континентальных сегментах, где была суша и функционировала ландшафтная сфера, вулканический материал частично перерабатывался в осадки. Здесь же он подвергался процессам корового метаморфизма и гранитизации, испытав при этом значительную геохимическую дифференциацию. Следовательно, земная кора это не только (и не столько) гетерогенный комплекс пород, лежащих выше границы Мохо (М), как ее иногда определяют геофизики [Магницкий, 1961], а специфическое историко-генетическое образование смешанного эндогенно-экзогенного происхождения.

Возможно, что до появления вулканической (вторичной) коры существовала еще и первичная (гравитационная) кора небольшой мощности (1—3 км), образованная на астрономической стадии развития планеты, т. е. до зарождения тектоносферы и геологических процессов. Эта первичная кора, вероятно имевшая состав базальта, но еще более примитивного, чем толентовый (ахондритовый базальт?), могла образоваться из легчайшей силикатной фазы, отжатой к поверхности в процессе гравитационного расслоения планеты. Пока эта гипотетическая кора Земли еще нигде не выделена и не исследована. Под континентами она, несомненно, переработана позднейшими геологическими процессами (главным образом метаморфизмом), но ее следы еще могут сохраниться под абиссальными равнинами океанов — талассократонами, сохраняющими спокойное тектоническое развитие со времени астрономической стадии. В этих сегментах первичная кора, может быть, составляет нижнюю часть современного базальтового слоя океанов.



Таким образом, в составе земной коры мы различаем два генетически различных элемента: тонкую первичную (гравитационную) кору астрономической стадии и мощную вторичную (вулканическую) кору, являющуюся продуктом геологического развития планеты.

Вулканическая (вторичная) кора формировалась в течение всей геологической истории Земли, со временем увеличивая массу и мощность, приобретая все более сложный состав и строение. В составе земной коры различают три основных слоя: осадочный, мощностью 0—15 км, гранитно-метаморфический, мощностью 0—30 км, и базальтовый (гранулит-базитовый), мощностью 4—40 км. Осадочный и гранитно-метаморфический слои отличаются прерывистым развитием, резкими колебаниями мощности, сложным строением, значительно изменяющимся даже на коротких расстояниях. Оба верхних слоя образуют обширные выходы на земной поверхности. Поэтому доступны изучению геологическими методами. Базальтовый (гранулит-базитовый) слой не достигает поверхности и выявляется лишь геофизическими методами. Это основной слой коры, он менее разнороден и развит по всей окружности планеты. Минимальная мощность коры (5—6 км) относится к обширным абиссальным равнинам Тихого океана, где она представлена лишь одним, к тому же тонким базальтовым слоем, покрываемым глубоководными осадками. Максимальной мощности земная кора достигает в орогенических поясах, в частности в самом большом на планете поднятии Высокой Азии (Куньлунь, Тибет, Гималаи), где в ее составе фиксируются все три слоя в их наиболее полном развитии.

Слоистая структура коры усложняется наложенным на нее глыбовым строением. Разломы тектоносферы расчленяют кору на множество сегментов и блоков с различными соотношениями слоев и их мощностей, различными физическими свойствами (усредненными), особенностями геотектонического режима и истории геологического развития. С глубиной глыбовое строение коры упрощается, так как мелкие разломы угасают, вследствие чего разделяемые ими блоки интегрируются, и в мантии находят продолжение лишь самые крупные сегменты, ограниченные глубинными разломами. Параллельно с исчезновением с глубиной блоковости в структуре коры (и верхней мантии) отчетливее проявляется слоистость.

Земная кора генетически разнородна и разновозрастна. Важнейшая генетическая особенность ее строения заключается в четком обособлении двух основных типов, отраженных в морфологии земной поверхности: континентального и океанического, различающихся числом и характером слоев, их мощностью и рельефом.

Континентальная кора

Трехслойная континентальная кора развита на площади $1,77 \cdot 10^8$ км², что составляет 34,7% от поверхности Земли. Мощность ее колеблется от 25—30 км в областях древних платформ,

до 70—80 км в орогенических поясах; средняя мощность 35—40 км, из которых приблизительно $\frac{1}{3}$ приходится на верхние слои (сиалические) и $\frac{2}{3}$ — на гранулит-базитовый (симатический) слой. Общий объем континентальной коры оценивается в $6,6 \times 10^9 \text{ км}^3$ [Виноградов, 1967]. В рельефе земной поверхности она поднимается выше, а поэтому выражена сушей либо шельфом и глубже погружена в мантию. По поверхности планеты распространена неравномерно в виде шести отдельных континентов, в основном сосредоточенных в северном полушарии.

Континентальная кора связана с участками особенно энергичного и длительного развития тектоносферы. Только в ее сегментах проявлялись экзогенные процессы и процессы корового метаморфизма и гранитизации. Поэтому только в континентальной коре представлены все слои и с наибольшей полнотой. По мощности она в 3—5 раз превосходит океаническую. Развитие континентальной коры совершалось в течение всей геологической истории планеты по мере смещения центров тектонической и вулканической активности. Поэтому континентальная кора отличается самой большой гетерогенностью и разновозрастностью.

Осадочный слой — самый верхний и молодой, формировавшийся в ландшафтной сфере, представлен в материковой коре двумя генетическими типами: платформенным, сложенным почти ненарушенными и неметаморфизованными осадками мощностью в среднем около 3 км, и геосинклинальным типом, представленным комплексами сложно дислоцированных и динамометаморфизованных осадков мощностью 10—15 км, местами инъецированных гранитами. По среднему составу он отвечает гранодиориту.

Гранитно-метаморфический слой состоит из разновозрастных гранитов, гнейсов и кристаллических сланцев, в существенной части представляющих собой продукты экзогенной переработки вулканической коры, позднее претерпевшие региональный метаморфизм и гранитизацию. Выходы на дневную поверхность этот слой образует только на щитах древних платформ и в пределах так называемых кристаллических осей горных систем. На плитах платформ и в геосинклинальных областях он опущен на 3—15 км и перекрыт более поздними неметаморфизованными толщами. В пространственном развитии гранитно-метаморфический слой более устойчив, чем осадочный. Мощность его колеблется от 0 до 35 км (средняя 14 км); слой утоняется на платформах и утолщается в областях орогенических поднятий, в которых он в основном формировался. По валовому составу близок к граниту. Скорости сейсмических волн в нем 3,4—3,7 км/сек (поперечные) и 5,5—5,8 км/сек (продольные).

Гранулит-базитовый слой в материковой коре располагается под гранитно-метаморфическим и осадочным слоями на глубине 8—35 км, хотя в прошлом частично формировался на поверхности твердой Земли. Слой сложен базальтоидными дифференциатами

верхней мантии, метаморфизованными в условиях зоны дегранитизации (гранулиты, эклогиты, чарнокиты), и внедренными в них интрузиями габбро. Мощность слоя колеблется от 18 до 40 км, но изменения ее величины, в отличие от верхних (сиалических) слоев, происходят постепенно и плавно. Поведение слоя почти не коррелируется с поверхностными структурами [Моисеенко, 1969]. Плотность пород колеблется в интервале 2,8—3,3, скорость сейсмических волн: поперечных — 3,7—4,1, продольных — 6,5—7,0 км/сек.

В последние годы некоторыми геофизиками, и особенно активно Ф. С. Моисеенко [1969], поднимается вопрос о выделении в разрезе материковой коры самостоятельного диоритового слоя со скоростями продольных сейсмических волн 5,8—6,0 км/сек. Этот слой четко обособляется от гранитно-метаморфического в областях фанерозойских геосинклиналей, особенно герцинских и альпийских. Вероятно, он связан здесь с накоплением андезитов и андезито-базальтов — наиболее кислых продуктов мантийной дифференциации, появляющихся в областях глубокого развития тектоносферы (подобно андезитовым толщам кайнозойских геосинклиналей тихоокеанской периферии Азии и Австралии). Согласно Ф. С. Моисеенко, диоритовый слой, как и гранитно-метаморфический, зависит от геологических структур. Мощность его колеблется от 0 до 24 км, рельеф кровли слоя, по сравнению с «базальтовым», отличается сложной морфологией и большой амплитудой высотных колебаний.

Положение слоев в структуре континентальной коры свидетельствует о разновозрастности их образования. Нижний слой (гранулит-базитовый), если исходить из его вулканической природы и первоначального формирования на поверхности твердой Земли, должен быть самым ранним. Моложе его следующий выше гранитно-метаморфический слой, а самым молодым является верхний слой — осадочный, продолжающий развитие и ныне. Каждый слой коры формировался в течение длительного отрезка истории от одной области геологической активности к другой. В результате все слои представляют собой образования, по составу разновозрастные в отдельных частях, различные по своим петрографическим и физическим особенностям.

Возраст слоев континентальной коры не отвечает возрасту аналогичных слоев в океаническом типе. На абиссальных равнинах океанов, представляющих собой реликты древнейшей коры, развитие базальтового слоя продолжается поныне, в современных геосинклиналях тихоокеанского кольца происходит формирование диоритового (андезитового) слоя, а в недрах вулканических геодантиклиналей островных дуг и в орогенических поднятиях материков, очевидно, имеет место образование гранитно-метаморфического слоя.

В общем континентальная кора представляет собой особый генетический тип коры, отвечающий областям глубокого и энер-

гичного развития тектоносферы и проявления мантийной и коровой дифференциации. Ее отличает высокий метаморфизм первичных вулканических образований и обособление двух метаморфических слоев: гранулит-базитового, обедненного сиалическими компонентами, и гранитно-метаморфического, вобравшего в себя весь подвижный (сиалический) материал нижнего слоя.

Только в континентальной коре представлен сиалический отдел, слагающийся из слоев гранитно-метаморфического и консолидированного осадочного, отсутствующих в океанах. Эти слои генетически тесно связаны с экзогенными процессами ландшафтной сферы, под влиянием которых исходный вулканический материал коры подвергся дезинтеграции, растворению и геохимической дифференциации, захватил огромные количества воды и газов, обогатился веществами органического происхождения.

Таким образом, континентальная кора является наиболее сложным и полнее развитым типом земной коры, формировавшимся при совместном участии эндогенных (вулканических и метаморфических) и экзогенных (денудационно-седиментационных) процессов. В континентальном корообразовании геологические процессы достигают предельного разнообразия и интенсивности, поэтому континентальная кора с наибольшей полнотой отражает историю геологического развития планеты.

Слои континентальной коры разделены структурно-геофизическими поверхностями, на которых существенно изменяются физические характеристики пород и их генетические особенности.

Граница между осадочным и гранитно-метаморфическим слоями в отдельных районах срезается земной поверхностью, поэтому доступна наблюдению и картированию. Эта граница всецело геологического происхождения и представляет собой обычно поверхность длительного перерыва и регионального несогласия, на которой происходит резкая смена комплексов пород, различных по формационному составу и степени метаморфизма.

Граница гранитно-метаморфического и гранулит-базитового слоев (раздел Конрада) нигде не достигает дневной поверхности и фиксируется лишь геофизическими средствами по возрастанию скоростей сейсмических волн на $0,2-0,25$ км/сек — поперечных и на $0,4-0,5$ км/сек — продольных. Однако местами раздел Конрада (граница К) выражен не так отчетливо и нередко стирается совершенно в плавном нарастании скоростей.

Первичная природа границы К, несомненно, геологическая; в одних случаях это поверхность соприкосновения сиала и вулканической коры, не затронутой экзогенными процессами, в других — поверхность раздела метаморфических зон дегранитизации и гранитизации. Раздел Конрада достигается и смещается даже не очень глубокими разломами, поэтому и его поверхность обладает довольно сложным и контрастным рельефом.

В сложной мозаике материковой структуры группы смежных глыб объединяются в обширные генетические комплексы с одинаковым режимом и знаком движений, возрастом и историей тектонического и палеогеографического развития. Эти важнейшие элементы внутренней структуры континентальной коры — щиты, плиты, антеклизы и синеклизы, передовые прогибы, геоантиклинали и геосинклинали, срединные массивы — генетически связаны с соответствующими мантийными очагами и являются их отражением в коре и в рельефе земной поверхности. На эти связи указывает длительное и унаследованное развитие крупнейших структур континентальной коры, постоянство их географического положения и знака движений в течение многих десятков миллионов лет [Белоусов, 1965; 1966]. Структуры меньшего масштаба и периода развития с глубинными процессами связаны в меньшей степени. Они возникают в коре уже на основе преобразованной и дифференцированной реакции на глубинные импульсы.

Древние сиалические платформы. Важнейшими элементами структуры материков являются древние платформы: Восточно-Европейская, Сибирская, Китайская, Индийская, Северо-Американская, Бразильская, Африканская, Австралийская и Антарктическая, на долю которых приходится около 65% площади суши и шельфа. Это наиболее устойчивые участки материковой коры, приобретшие платформенный режим развития после нуклеарного этапа. Тектоническая жизнь древних платформ материков активнее, чем у океанических талассократонов, но менее интенсивна, чем у молодых платформ, имеющих геосинклинальное основание. Движения их слабо дифференцированы, отличаются малыми скоростями и амплитудами, редкими переменаами знака движений. Рельеф их плоский и низкий; это или континентальные равнины высотой 200—500 м, или низменности с почти нулевыми отметками, или очень мелкие моря. Одни части древних платформ — щиты, антеклизы — испытывают длительное и медленное поднятие, представляя собой устойчивые области денудации, другим частям — плитам, синеклизам, — наоборот, свойственно столь же длительное и медленное погружение и развитие в качестве устойчивых седиментационных бассейнов.

Осадочный чехол древних платформ имеет среднюю мощность 2—3 км. Его отличает однообразие литологического и фациального состава, устойчивые на больших пространствах разрезы и крайняя степень выветривания и дифференциации вещества. В платформенных осадках высока роль таких конечных продуктов дифференциации, как кварцевые пески, каолиновые глины, а также осадков, вещество которых заимствовано из солевых ресурсов океанов (карбонатные породы, сульфаты и соли). Осадки платформенного чехла слабо уплотнены и почти не нарушены, залегают они на метаморфическом основании с четким несогласием и перерывом длительностью в сотни миллионов лет. На отдельных

платформах (Сибирской, Африканской, Индийской) значительно развит вулканизм, представленный дифференциатами толеитовой и щелочно-базальтовой магм.

Мощность коры сиалических платформ минимальна для материков. Она уменьшается от плит к щитам как в результате сокращения, а затем полного выклинивания осадочного чехла в этом направлении, так и в результате утонения гранитно-метаморфического слоя. Малая мощность этого слоя в пределах древних материковых платформ связана не столько с его денудацией в результате длительного устойчивого поднятия (например, Балтийский и Канадский щиты, испытывающие поднятие в течение 800—900 млн. лет), но и в результате малой первичной (генетической) мощности.

Гранитно-метаморфический слой древних платформ характеризуется повышенными скоростями сейсмических волн, что, вероятно, связано с высокой степенью регионального метаморфизма его пород и высоким содержанием в этом слое основного материала [Резанов, 1962].

Границы Конрада и Мохоровичича у древних сиалических платформ представляют собой довольно ровные поверхности, при этом граница К выражена неясно, а граница М — весьма отчетливо по скачкообразному изменению скорости сейсмических волн. Сейсмическая активность древних платформ резко снижена; тепловой поток в них минимальный для материковых областей. Гравитационные и магнитные аномалии мозаичны и незначительны по своей величине. Предполагается, что в основании древних платформ развиты эклогиты, ксенолиты которых постоянно присутствуют в трапах (Сибирская и Южно-Африканская платформы).

Молодые материковые платформы (койлогены). Возникают они на геосинклинальном основании и в соответствии с их возрастом разделяются на эпибайкальские, эпикаледонские, эпигерцинские и эпикиммерийские. От древних платформ они отличаются меньшей стабильностью. Рельеф их хотя в общем и ровный, но заметно дифференцирован и усложнен отдельными горными кряжами и плато. Разрез осадочного чехла этих платформ менее постоянен как по составу и строению, так и по мощности, которая колеблется в пределах от 0 до 5 км. Дислокации осадочного чехла молодых платформ более многочисленные и сложные, тесно связанные со структурами геосинклинального фундамента. Вулканизм проявлен значительно и разнообразнее, чем на древних платформах; среди его продуктов доминируют щелочные базальты и их производные. Мощность коры молодых платформ в 1,5—2 раза больше, чем у древних, но плотность их материала в целом меньше. Геофизические поля их гораздо сложнее и характеризуются более высокими градиентами.

Геосинклинальные призмы. Для континентальной коры характерно наличие многочисленных геосинклинальных призм,

образованных мощными (10—15 км) комплексами сложноскладчатых и динамометаморфизованных осадков и вулканических пород, заключающих по оценке А. Б. Ронова и А. А. Ярошевского [1967] 3/4 объема осадочного слоя*.

Геосинклинальные призмы формировались в неогее в зонах наиболее глубоких разломов, группировавшихся на стыках областей с различным типом коры и вдоль границ сегментов материковой коры, различных по режиму и истории геологического развития. В этих пограничных зонах нарушения равновесия коры были особенно значительными и длительными и соответственно подвижность оказывалась исключительно высокой и многообразной. Разломы в геосинклинальных зонах располагаются тесно друг к другу и имеют большую протяженность и глубину, что устанавливается по смещениям поверхностей Конрада и Моховичича. Высокая концентрация глубинных разломов в геосинклиналях делает последние своеобразными планетарными зонами дробления, легко проницаемыми для дифференциатов мантии и являющимися поэтому зонами интенсивного выноса эндогенного вещества и энергии.

Земная кора в геосинклиналях расчленена разломами на множество узких клиньев, движущихся с разной скоростью в одной и той же и противоположном направлениях. Рельеф земной поверхности в пределах геосинклиналей дифференцированный, динамичный и контрастный. Поэтому все геологические процессы в геосинклиналях, как эндогенные, так и экзогенные, отличаются большими градиентами, энергией и скоростями. В геосинклиналях в относительно короткие сроки накапливаются осадочно-вулканогенные комплексы большой мощности, чрезвычайно пестрые по литологическому составу и изменчивые по строению разреза.

В своем развитии геосинклинали проходят ряд последовательно сменяющихся стадий, характеризующихся различными формационными типами осадков, проявлений вулканизма и структурными формами. В начальную стадию энергичного погружения формируются полимиктовая, терригенная, яшмовая и спилиткератофировая формации. На следующей стадии в связи с ростом внутренних поднятий (подводных кордильер и островных архипелагов) получают распространение карбонатная и флишевая формации. На заключительной стадии, при достижении почти полного обращения тектонического режима геосинклинали, в остаточных впадинах накапливаются молассовая и кварц-порфировая формации.

Геосинклинали отличаются напряженной и разнообразной магматической деятельностью. С доинверсионной стадией связаны извержения андезито-базальтовой (мантийной) магмы, а с пе-

* В Северной Америке из всего объема осадочных образований континента 82% являются геосинклинальными [Schwab, 1969].

риодом поднятий геосинклинальных призм — формирование гранитных плутонов и изливание коровых магм. Обычное положение геосинклиналей на границе континента и океана обуславливает зональность их строения. Континентальный фланг, имеющий в основании утоненный гранитно-метаморфический слой, характеризуется спокойным осадконакоплением (миогеосинклиналь) и более или менее равными соотношениями песчаников, глин и известняков, а океанический фланг, закладывающийся на базальтовой коре (эвгеосинклиналь), выделяется мощным развитием андезитового вулканизма и накоплением кремнистых туфосланцев, радиоляритов и граувакковых толщ.

В результате полного цикла развития геосинклинали в структуре коры образуется призма, сложенная преимущественно осадочным (на 3/4 терригенным) материалом, собранным с обширных пространств древней суши. Метаморфизм для геосинклинальных призм не характерен. Основная часть их разреза приходится на зону катагенеза (верхние 5 км) и меньшая — на зону метагенеза (нижние 3 км), в которых давление не превышает 3 кбар, а температура не выходит за пределы 300° С. Изменения осадков в этих условиях ограничиваются уплотнением (до 2—1% пористости) и начальной перекристаллизацией. Наиболее восприимчивыми к изменениям оказываются глинистые осадки, приобретающие филлитовидный облик. Их пелитовое вещество частично замещается хлоритом и серицитом, а кремнистое — тонкозернистым кварцем, при этом в породе развивается кливаж.

Геосинклинальный процесс сопряжен с перемещениями по земной поверхности огромных масс минерального вещества, мобилизуемого на континентальных поднятиях и отлагаемого в прогибах. Насколько грандиозен масштаб этих перемещений, можно видеть на примере кайнозойских геосинклиналей азиатского обрамления Тихого океана, в которых сосредоточивается минеральный сток из муссонной области Азии. Эти прогибы общей площадью 6 млн. км² выполнены кайнозойскими отложениями средней мощностью 6—7 км.

Таким образом, здесь в геосинклинальный пояс за 70 млн. лет поступило приблизительно $8,4 \cdot 10^{16}$ т минерального вещества, что отвечает ~0,5% массы всего сиалического отдела земной коры. Столь огромные перемещения масс не могут не иметь последствий для изостатического равновесия коры. Действительно, гравитационные поля кайнозойских геосинклиналей Тихоокеанского кольца свидетельствуют об исключительной неуравновешенности коры на их территории.

Седиментация, протекающая в геосинклинальных прогибах, по-видимому, способствует их погружению под тяжестью возрастающей нагрузки осадков. Геологи уже давно обратили внимание на то, что опускание геосинклиналей происходит соразмерно со скоростью накопления в них осадков. Следствием такой соразмерности является устойчивость палеогеографических и

фациальных обстановок, сохраняющихся неизменными нередко на протяжении многих миллионов лет.

Поднятия, завершающие развитие геосинклинальных систем, никогда не компенсируют опусканий, испытанных ими в период прогиба и седиментации. Вызванная заключительными поднятиями денудация срезает лишь макушки геосинклинальных призм, тогда как их основные объемы остаются в структуре коры. Действительно, все геосинклинали прошлого, даже такие древние, как байкальские и каледонские, сохранили основные части своих первоначальных объемов, и, наоборот, не известно случая, когда бы ранее существовавшие геосинклинальные призмы были нацело уничтожены денудацией. И так потому, что основные объемы геосинклинальных призм остаются в структуре коры, а также потому, что геосинклинальные прогибы мигрируют, никогда не возникая повторно на одних и тех же местах, геосинклинальный осадочный слой широко распространен по земной поверхности, значительно увеличив массу и площади материковой коры. В развитии его отчетливо выступает тенденция образования с течением времени особого самого верхнего и самого молодого слоя коры — геосинклинального (осадочного).

Геосинклинальное развитие в ходе геологической истории эволюционировало в направлении возрастания амплитуд и скоростей движений, иначе — в направлении повышения интенсивности всех участвующих в нем геологических процессов. Со временем возрастала протяженность (и линейность) геосинклиналей, увеличивались объемы геосинклинальных призм (несмотря на сокращение периода развития), усложнялось их складчатое строение*. Типичного выражения геосинклинали достигли в мезокайнозое.

Геосинклинальный осадочный слой отличается крайней гетерогенностью и неравномерностью распространения, отсутствием регионального метаморфизма и локальным проявлением гранитизации (в батолитовой форме). Развитие геосинклинального слоя происходило рассредоточенно — лишь в зонах глубокого заложения тектоносферы. В геосинклинальный этап развития земной коры возрастала глубина эндогенного круговорота вещества и энергии. Все на большую глубину опускались осадочные толщи, сформированные в условиях земной поверхности, и со все больших глубин поднимались мантийные лавы и протрузии.

Орогенические пояса. Это обширные и сложные поднятия материковой коры, обычно охватывающие часть смежных сегментов различного генетического типа: геосинклинальные призмы

* В связи с этим установленные сейсмическим зондированием [Косминская, 1968] малые размеры корней у палеозойских геосинклиналей, относительно их кайнозойских аналогов, могут являться не следствием последующего их «растворения», а отражением генетических особенностей геосинклиналей этого возраста, т. е. слабого первичного развития корней у древних геосинклиналей.

разного возраста, древние и молодые платформы, срединные массивы. Примером может служить крупнейшее на Земле материковое орогеническое поднятие Высокой Азии, охватывающее и палеозойские геосинклинальные призмы Куньлуя и Наньшаня, и мезозойский Каракорум, кайнозойские структуры Гималаев, Таримский и Тибетский платформенные массивы. Не менее показателен и Срединно-Азиатский орогенический пояс, включающий такие разнородные и разновозрастные элементы, как южное обрамление Сибирской платформы, протерозойские структуры байкалид, каледониды Саяна и Северного Тянь-Шаня, герциниды Алтая и Южного Тянь-Шаня. В каждом генетическом типе материковой коры орогенез проявляется различно: на платформах — пологими сводами с рифтовыми грабенами на вершине, в геосинклинальных областях — глыбовыми хребтами, чередующимися с межгорными впадинами.

Крайней формой проявления материкового орогенеза являются комплексные поднятия (Тянь-Шань, Высокая Азия), представляющие собой обширные горные системы со многими десятками высоких хребтов, расположенных на общем пьедестале. Чем выше объединяющий систему пьедестал (у Тянь-Шаня 2,5 км, у Высокой Азии 4,5 км), тем выше хребты этой орогенической системы.

Историческая геология и палеогеография дают бесспорные доказательства того, что в отдаленном прошлом высоких комплексных горных систем не было; орогенические поднятия представляли собой отдельные хребты и кряжи относительно небольшой высоты. Огромные комплексы типа Тянь-Шаньского и Высокоазиатского, объединенные общим пьедесталом, являются особенностью неоген-четвертичного этапа.

Орогенические поднятия в основном являются областями денудации, и для них менее характерно осадконакопление. В больших масштабах оно наблюдается лишь в периферических впадинах, в которых формируются мощные толщи грубообломочных моласс.

Для орогенических поясов свойственны высокая интенсивность теплового потока, обилие горячих источников, грушпирующихся на разломах, проявления наземного вулканизма со значительным развитием кислых (коровых) лав, что свидетельствует о высоком уровне очагов извержений в этих тектонических областях *. Удивление вызывает большая скорость поднятий. Например, тибетская часть Высокой Азии, ныне имеющая высоты 4,5—6 тыс. м, еще в позднем эоцене (55 млн. лет назад) представляла собой дно мелкого моря, в котором отлагался нуммулитовый известняк. Геофизические исследования фиксируют под орогеническими поясами значительное увеличение мощности земной коры

* Коровые магмы по своим физическим и энергетическим характеристикам существенно отличаются от мантийных, и прежде всего меньшей температурой образования и меньшей плотностью, повышенной вязкостью и взрывными свойствами.

и погружение поверхности Мохоровичича, что, вероятно, связано с разогреванием и разуплотнением вещества в их очагах (в поднятии Высокой Азии на глубину до 30 км). По-видимому, орогенические поднятия представляют собой специфическую континентальную форму расширения земной коры, генетически тождественную срединным хребтам океанов, в которые они иногда и переходят по простиранию (районы Красного моря и Калифорнии).

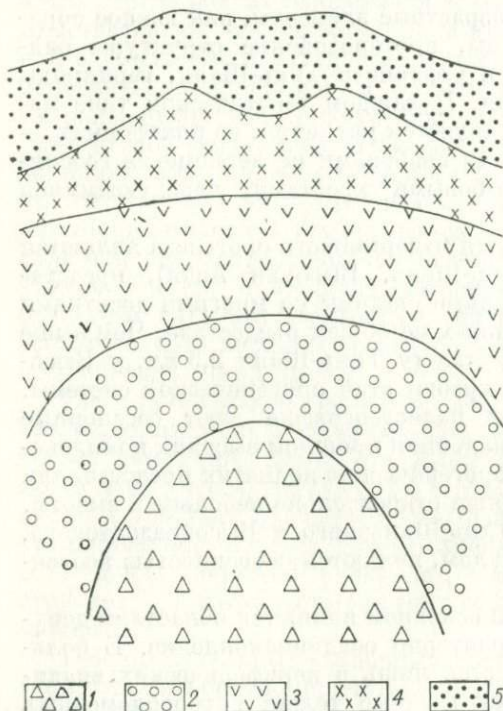


Рис. 4. Принципиальная схема строения метаморфического профиля в пределах материкового орогенического поднятия.

1 — выступ астеносферы; 2 — разуплотненная (серпентинизированная?) мантия; 3 — амфиболитизированный базальт; 4 — граниты, гнейсы, кристаллические сланцы; 5 — зона ката- и метаморфизма.

газами и путем теплопроводности пород) приводит к проседаниям отдельных блоков в виде рифтовых долин, характерных для сводов орогенических поднятий.

Орогенические пояса являются специфическими геохимическими провинциями с большими масштабами регенерации H_2O , CO_2 , O_2 , SO_2 , фоссилизированных в ландшафтной сфере и унесенных с осадками в недра. Орогенические пояса являются активными областями современного корообразования, отличными от геосинклиналей. Если в геосинклиналях преобладают экзогенные

механизмы корообразования, связанные с накоплением осадочного слоя, то в орогенических поднятиях господствуют эндогенные механизмы — коровый метаморфизм, гранитизация и реконверсия мантийного перидотита в менее плотные рзности в результате снятия с них прежних напряжений.

Восходящие движения в области орогенических поднятий и образование высокогорного рельефа сообщают коровым массам потенциальную гравитационную энергию, которая затем реализуется в геологической работе при денудационных процессах.

Океаническая кора

Дно океанов, как еще заметил Т. Вильсон (1957), представляет собой простейший и древнейший тип коры, уцелевший на половине поверхности земного шара. В океанической коре отсутствует нуклеарный (гранитно-метаморфический) и геосинклинальный (мощный консолидированный, в основном осадочный) слой, да и ее базальтовый слой представлен здесь в сокращенном и, по-видимому, неметаморфизованном виде; мощность его в океанах не превышает 8 км (рис. 5). Океаническая кора распространена на площади $3,33 \times 10^8 \text{ км}^2$, что составляет 65,3% от всей поверхности Земли.

По комплексу геофизических, геоморфологических и петрографических данных в составе океанической коры выделяют:

— слой неконсолидированных осадков ($v_p \approx 2 \text{ км/сек}$) мощностью в среднем 0,3—0,5 км;

— «второй» слой океанов ($v_p \approx 5 \text{ км/сек}$) средней мощностью 1,8 км, по-видимому состоящий из переменных количеств уплотненных и слабо метаморфизованных осадков и покровов базальта;

— базальтовый слой ($v_p \approx 6 \div 7 \text{ км/сек}$) средней мощностью 5—6 км, образованный базальтами, метабазами и серпентинизированными ультраосновными породами.

Слой неконсолидированных осадков в основном сложен пелагическими биогенными илами. Наиболее распространены известковые (фораминиферовые, птероподовые, кокколитофоридовые), кремнистые илы (радиоляриевые и диатомовые) и богатые железом и марганцем красные глины. Скорости отложения глубоководных илов чрезвычайно малы: за 1000 лет известковых илов откладывается 5—15 мм, красных глин — 0,3—0,8 мм. Глубоководные осадки океанов обеднены силикатическими компонентами (SiO_2 , щелочи) и соответственно имеют повышенное содержание симатических компонентов — Mg, Ca, Fe^{2+} .

В районах развития подводного вулканизма слой глубоководных океанических осадков частично или полностью замещается базальтами. Роль подводного вулканизма в развитии донного чехла исключительно велика. Многие тысячи вулканов одиночно и группами рассеяны по всему океаническому ложу. На абиссальных равнинах преобладают низкие щитовые вулканы высотой

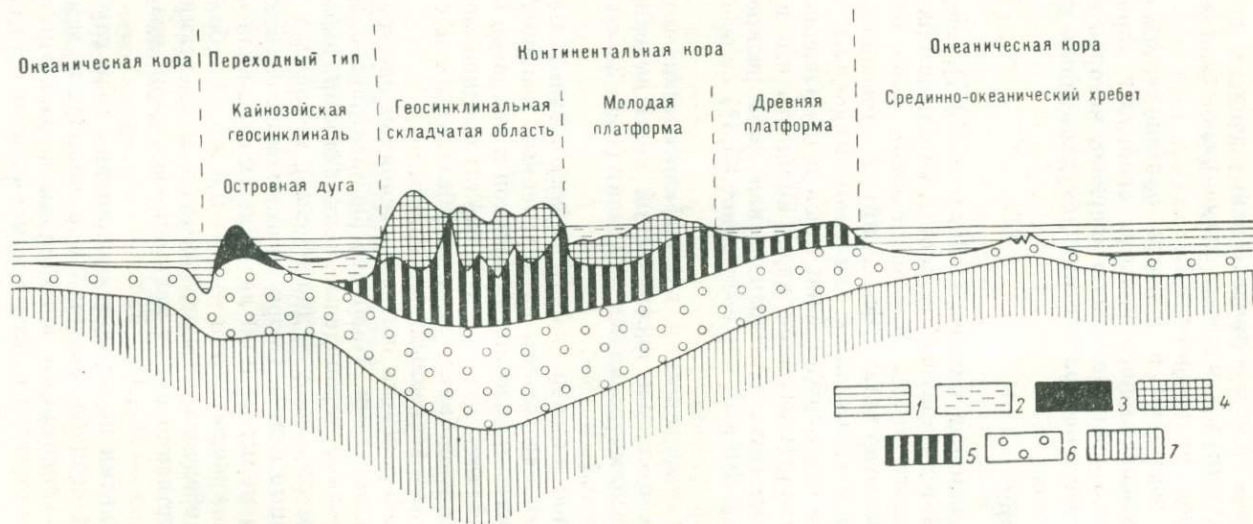


Рис. 5. Основные типы строения земной коры.

1 — воды океанов; 2 — недислоцированные осадки; 3 — молодые вулканические породы; 4 — консолидированные геосинклинальные комплексы; 5 — гранитно-метаморфический слой; 6 — базальтовый (гранулит-базитовый) слой; 7 — мантия.

до 1 км, а на срединных хребтах обычны вулканические горы, иногда поднимающиеся выше уровня океанических вод. В основных вулканических районах мощность океанической коры увеличена молодыми базальтовыми лавами вдвое по сравнению с ее средней мощностью (5—6 км).

«Второй» слой океанов. В Тихом океане под рыхлыми донными осадками и молодыми покровами базальтов сейсмическими исследованиями установлен так называемый «второй» слой (скорости продольных волн 4—6 км/сек). Состав и природа этого слоя неизвестны. Слагают его, вероятно, вулканические покровы (базальты) и консолидированные осадки, представленные в различных соотношениях. Мощность слоя изменяется от 1—1,2 км в пределах абиссальных равнин до 2,4—3,0 км у подножия островных архипелагов. Предполагается, что в области абиссальных равнин в составе «второго» слоя одинаково развиты как вулканогенные образования, так и уплотненные осадки, а вокруг основных архипелагов состав его почти исключительно вулканогенный*. Осадочная часть «второго» слоя может быть представлена образованиями, сходными с новейшими донными осадками океана: карбонатными и кремнистыми илами, а также глинами, накопление которых могло совершаться с архея. Впоследствии эти древнейшие осадки, оказавшиеся под новейшими базальтовыми покровами и под давлением вод океана, могли уплотниться до состояния известняков и сланцеподобных пород, к которым вполне подходят полученные сейсмические характеристики.

Базальтовый слой. В областях океана, где неконсолидированные осадки и «второй» слой замещены излившимися базальтами, вся океаническая кора представляет собой базальтовый слой с периодом развития от астрономической стадии до настоящего времени. В базальтовом слое столь большого исторического диапазона, вероятно, мы имеем дело с верхним — вулканическим ярусом (базальты неконсолидированного слоя и «второго» слоя) и нижним ярусом, представляющим собой догеологическое образование. Не исключено, что из 5—6 км общей мощности базальтового слоя океанических кратонов до половины этой величины принадлежит древнейшей гравитационной коре. Вулканический ярус базальтовой коры (вторичная кора) на 90% сложен толеитовым базальтом и на 10% щелочным базальтом**. Мощность вулканической коры в океанах в общем невелика. В пределах абиссальных равнин она не превышает 3 км, но к островным дугам и срединным хребтам увеличивается до 5—6 км. Базальтовый слой океанической коры метаморфизован незначительно и лишь локально — в зонах разломов, где он переработан в зеленые сланцы и серпентиниты.

* В целом «второй» слой океанов должен быть более вулканогенным, чем осадочным, если учесть, что в архее и протерозое осадконакопление, тем более океаническое, было исключительно экстенсивным, так как оно здесь малоэффективно даже в кайнозое.

** Андезиты в разрезе «невозбужденной» океанической коры отсутствуют.

По условиям геоморфологического и вулканического развития дно океанов распадается на две основные категории мегатектонических структур: абиссальные равнины и срединные хребты.

Абиссальные равнины. Они представляют собой весьма обширные, совершенно ровные аккумулятивные поверхности с глубинами 4800—5200 м, занимающие пространства площадью около 150 млн. км². Кора абиссальных равнин состоит из слоя базальта (скорость продольных сейсмических волн 7 км/сек) мощностью 5—6 км и слоя покоящихся на нем рыхлых донных осадков океана мощностью 0,3—0,5 км. Абиссальные равнины асейсмичны и слабо-вулканичны. Это своеобразные симатические платформы, или талассократоны, не испытавшие ни нуклеарной, ни геосинклинальной активизации и сохраняющие спокойное состояние, очевидно, с астрономической стадии эволюции планеты. Тектоносфера в них находится на самом начальном этапе развития, она слагается из редких неглубоких и слабодинамичных разломов. Граница М в пределах абиссальных равнин проходит на самом высоком уровне относительно твердой поверхности Земли (6—8 км), а кровля астеносферы залегает на глубине всего лишь 50—60 км. Вторичная (вулканическая) кора здесь, по-видимому, развита слабо, и возможно, что существенную часть базальтового слоя составляют базальты первичной (гравитационной) коры (рис. 6).

Срединно-океанические хребты. Это протяженные валообразные поднятия дна океанов с поперечником в несколько сотен километров (в среднем 250—300 км) и высотой 3—3,5 км, составляющие единую общепланетарную систему длиной около 60 тыс. км, опоясывающую земной шар (рис. 7). Общая площадь срединно-океанических поднятий составляет примерно 30% площади океанов, что соответствует всей площади материков. Рельеф срединно-океанических хребтов весьма разнообразен. Многочисленные разломы расчленяют их свод на большое число субпараллельных гребней и рифтовых долин. Некоторые хребты, в частности Средне-Атлантический, имеют основную рифтовую долину, расположенную в самой высокой части поднятия. Ширина рядовых рифтовых долин 5—10 км, срединной долины — 20—50 км; глубина относительно ограничивающих ее гребней 1,5—2 км. Лишь наиболее высокие группы вершин срединных хребтов достигают уровня вод океана и поднимаются над ним островами.

Срединные хребты, как и их отдельные элементы (рифтовые долины, гребни, разломы), являются самыми протяженными и самыми прямолинейными (на отдельных отрезках) орографическими и структурными единицами на поверхности твердой Земли. Своеобразие рельефа срединных океанических хребтов всего состоит в том, что он сформировался под воздействием лишь тектонических и вулканических процессов без участия экзогенной денудации и аккумуляции.

Срединные хребты океанов геологически весьма активны. Их осевые зоны высокосейсмичны, но эпицентры землетрясений,

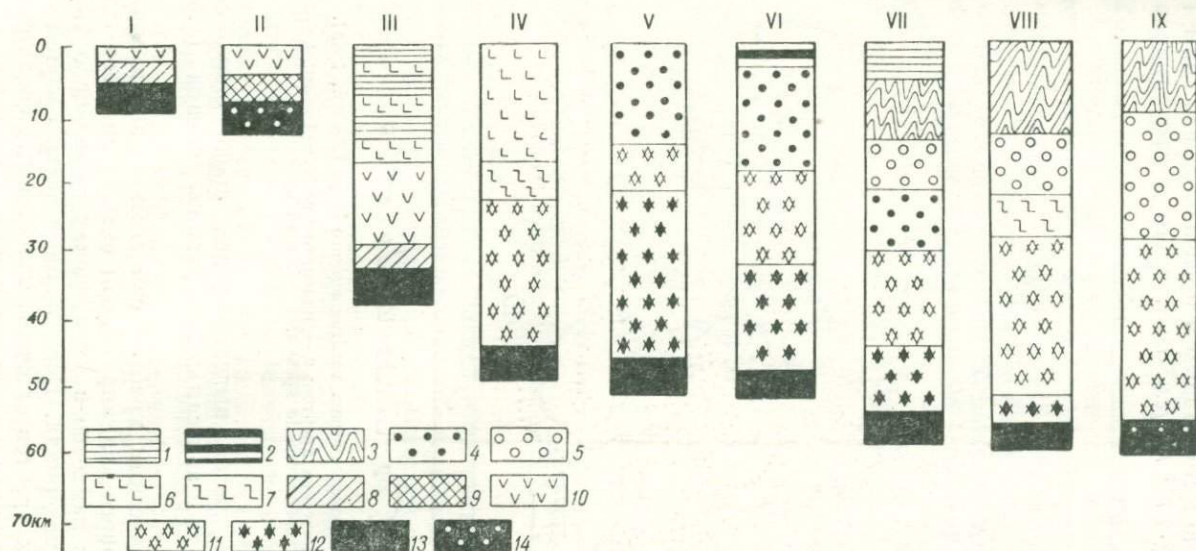


Рис. 6. Строение океанического и континентального типов коры в пределах главнейших структурных элементов.

I — абиссальные равнины океана; *II* — срединно-океанические хребты; *III* — новейшие геосинклинали; *IV* — островные дуги; *V* — щиты древних платформ; *VI* — плиты древних платформ; *VII* — койлогены; *VIII* — фанерозойские геосинклинали; *IX* — современные органические поднятия.

Осадочный слой: 1 — ненарушенный сиалический, 2 — симатический, 3 — складчатые геосинклиналильные комплексы; *гранитно-метаморфический слой:* 4 — амфиболитовая фация метаморфизма, 5 — зеленосланцевая фация метаморфизма; *диоритовый слой:* 6 — неметаморфизованные андезиты, 7 — андезиты, метаморфизованные до состояния зеленых сланцев; *базальтовый слой:* 8 — первичная (гравитационная) кора, не переработанная метаморфизмом, 9 — та же кора, претерпевшая зеленосланцевое изменение, 10 — неметаморфизованный базальт вулканической коры, 11—13 — базальт, метаморфизованный до стадии амфиболита (11), гранулита и эклогита (12); *мантия:* 13 — перидотит, 14 — серпентинизированный перидотит.

приуроченные главным образом к рифтам, неглубоки. Средняя глубина их составляет 20—30 км, а предельная не превосходит 70 км. Срединные хребты также отличаются повышенным тепловым потоком, особенно интенсивным в пределах осевой зоны [где он достигает $(7 \div 8) \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек], и его дифференцирован-

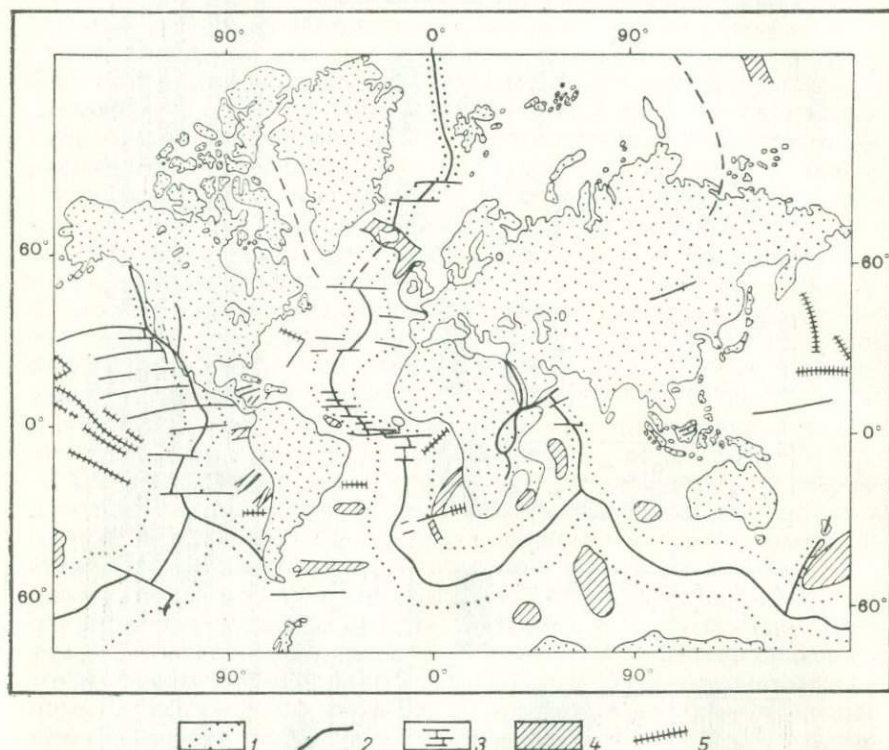


Рис. 7. Система срединно-океанических хребтов земного шара [Heezen, 1963].

1 — границы срединно-океанических хребтов; 2 — положение рифтовой зоны; 3 — зоны сдвигов; 4 — асейсмические хребты; 5 — линии вулканов.

ным распределением, резко выделяющимся среди спокойного геотермического поля абиссальных равнин океана ($1,4 \times 10^{-6}$ кал/см²·сек).

Срединным океаническим хребтам свойственны значительные проявления базальтового вулканизма. По оценке супругов Энгелей [1968], только в кайнозойе в их пределах перемещено $1,8 \times 10^7$ км³ лавового материала. Возвышенные части гребней срединных океанических хребтов сложены толеитовыми базальтами, а их основания на границе с рифтовой долиной — серпентинизированными перидотитами (выступы мантии?). Слой донных осадков в пределах срединных хребтов развит незначительно, а в рифтовой

зоне или отсутствует, или представлен лишь самыми молодыми образованиями (неоген-четвертичными). Базальты на гребнях также имеют позднекайнозойский возраст.

Базальтовый слой в срединно-океанических хребтах вспучен и утонен до 3,5—4,0 км; поверхность Мохоровичича поднята относительно ее положения под океаническими плитами на 2—3 км.

Срединно-океанические хребты представляют собой проявление орогенического режима, вызванного расширением Земли, в специфических условиях ложа океана. Для них, так же как и для орогенических поясов континентов, в которые они в ряде мест переходят, характерны сводовое поднятие с рифтовой долиной в осевой части, интенсивный тепловой поток и присутствие

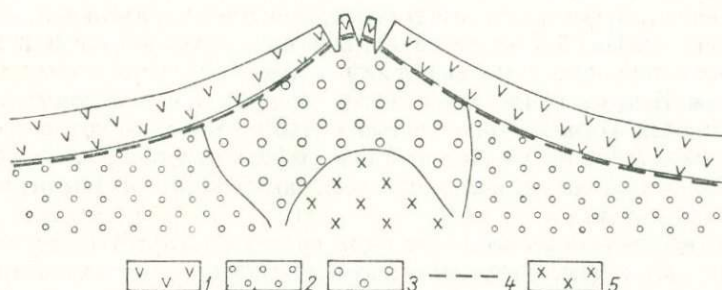


Рис. 8. Принципиальная схема строения срединно-океанического хребта.

1 — базальтовый слой; 2 — верхняя мантия; 3 — разуплотненная (серпентинизированная) мантия; 4 — граница М; 5 — выступ астеносферы.

в недрах линзы разуплотненного материала, генетически подобной очагам гранитного плутонизма и регионального метаморфизма в орогенических поднятиях сиалической коры. В этих линзах скорость продольных сейсмических волн уменьшается по сравнению с неразуплотненной мантией на 0,6—1,0 км/сек (8,1 и 7,0—7,5 км/сек). Размеры линз: несколько сотен километров по простиранию хребта, 80—100 км в поперечнике и 25 км по вертикали. По мнению Хесса [1969], разуплотнение в недрах срединно-океанических хребтов физически может проявляться в процессах серпентинизации перидотита под действием на него ювенильной воды, появляющейся в процессе дегазации мантии, и отчасти поверхностной (океанической) воды, просачивающейся через разуплотненные породы в зонах растяжения. Процесс протекает при температуре, близкой к 500° С (перидотит + H₂O [500° С] → серпентинит + теплота). Над линзами разуплотненного материала тонкая океаническая кора растянута и разбита разломами (рис. 8). Вдоль разломов, ограничивающих рифтовые долины, обычны проявления метаморфизма в зеленосланцевой фации: ультраосновные породы серпентинизированы, основные испытали альбитизацию и хлоритизацию.

Высокая сейсмическая активность и молодой базальтовый вулканизм свидетельствуют о продолжающемся прогрессивном развитии срединно-океанических хребтов, хотя, как можно заключить по поднятию Дарвина (западная часть Тихого океана), среди них существуют и древние образования, находящиеся в стадии опускания, фиксируемого по гийотам и кольцевым рифам. Сейсмичность и тепловые потоки этих древних океанических поднятий ослаблены.

Возраст срединно-океанических хребтов еще не выяснен. Согласно одной точке зрения, отстаиваемой Дж. Т. Вильсоном [1959], они представляют собой сооружения, возникшие в начале геологической истории. В. В. Белоусов [1968а] и Ю. М. Шейнманн [1968] видят в срединных хребтах относительно молодые структуры, сформированные в последние 100 млн. лет в связи с мезозойско-кайнозойской активизацией океанической коры и в основном относящиеся к новейшему — неоген-четвертичному этапу истории Земли, свидетельством чего является исключительная сохранность форм тектонического рельефа, молодой возраст осадков и базальтов на их склонах и в рифтовых долинах, современная сейсмическая и вулканическая активность и интенсивный тепловой поток.

Всеми исследователями океанов срединные хребты рассматриваются как особый тип геологического развития коры, по своему значению не уступающий геосинклинальному [Удинцев, 1968]. Отмечается своеобразный «антагонизм» срединно-океанических хребтов и островных дуг [Шейнманн, 1967], не встречающихся вместе, различных по продуктам вулканизма (базальтоидного у первых и андезитового у вторых) и, наконец, по компенсационным погружениям — глубоководным желобам, отсутствующим вдоль срединно-океанических хребтов. Срединно-океанические хребты в типичном развитии наблюдаются только в Атлантическом и Индийском океанах с их невозбужденными перифериями; в Тихом океане, по периферии которого располагаются современные геосинклинали, срединных хребтов нет. Очевидно, срединные хребты и геосинклинали тихоокеанского кольца представляют два различных типа развития океанической коры, в одном случае приуроченного к центральному шву разvergence океанической коры, а в другом — к границе океанической коры с континентальной, к которой приурочена максимальная гетерогенность свойств всех внешних твердых оболочек Земли.

Кора, переходная от континентального типа к океаническому

Зоны сочленения сегментов коры континентального и океанического типов имеют различное строение. У океанов Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого переход от одного типа коры к другому осуществляется постепенно путем сокращения мощности материковой коры, выклинивания гранитно-метаморфи-

ческого слоя и утонения осадочного в результате смены платформенных комплексов пелагическими осадками океана. Этот тип сочленения, который можно назвать атлантическим, относится к сравнительно узкой зоне континентального склона, представляющего собой, по образному выражению Менарда [1967], подобие кромки ледникового щита, постепенно выклинивающегося к своей периферии*. Атлантическому типу сочленения не свойственны ни сложно расчлененный контрастный рельеф, ни вулканизм, ни сильные проявления сейсмичности. Это своеобразный *невозбужденный* тип сочленения материковой и океанической коры со слабым и неглубоким блоковым расчленением.

Другой — *возбужденный* тип сочленения континентального и океанического сегментов коры представляет собой периферия Тихого океана, и главным образом ее австрало-азиатская окраина. Это современная геосинклиналь — самая подвижная из когда-либо существовавших на Земле. Она отличается исключительно динамичным и контрастным рельефом, сильнейшим андезитовым вулканизмом и землетрясениями, весьма энергичной седиментацией. По этой периферии Тихого океана тектоносфера проникает на максимальную глубину. Только здесь отмечены сверхглубокие сквоззастеносферные разломы, уходящие в среднюю мантию на глубину до 700 км. Эти разломы круто падают под материк, имея в плане несколько изогнутую (дугообразную) форму. К ним приурочены очаги самых глубоких землетрясений и очаги вулканических извержений.

Геосинклинали тихоокеанской периферии имеют поперечник в несколько сотен километров и состоят из разнообразных структурно-генетических элементов, расположенных в определенном порядке. На границе с ненарушенной океанической платформой находится глубоководный желоб, за ним островная дуга, еще дальше — впадина окраинного моря и, наконец, краевое поднятие континента.

Рассмотрим каждый из этих структурно-генетических элементов в их естественном порядке.

Глубоководные желоба. Они обладают большой протяженностью (до 2,5 тыс. км) при весьма умеренном поперечнике (5—40 км); всегда располагаются вдоль островной гряды или непосредственно вдоль краевого поднятия континента, повторяя их очертания. Однако не все островные гряды и краевые поднятия материков сопровождаются глубоководными желобами [Уэрзел, 1969]. Поэтому, в отличие от срединно-океанических хребтов, глубоководные желоба не образуют единой планетарной системы. Скорость осадконакопления в глубоководных желобах, вследствие

* Изменение мощности земной коры в пределах континентального склона происходит неравномерно: резче — в зоне, переходной к континенту, и более плавно в зоне, переходной к океаническому дну. На всем протяжении континентального склона (100—150 км) толщина коры уменьшается с 30—20 до 6—5 км.

их обычной изолированности от континентального стока, исключительно низка, и все они являются некомпенсированными прогибами.

В генетическом отношении глубоководные желоба рассматриваются как прогибы и грабены растяжения. Их сопряженность со срединно-океаническими хребтами (в системе конвекционных течений мантии), допускаемая некоторыми исследователями (Хизен и др.), сомнительна, так как они представлены только в Тихом океане, где как раз слабо развиты хребты.

Островные дуги. Это протяженные, полого изогнутые гирлянды островов, выпуклостью обращенные к океану. К островным дугам приурочены многочисленные вулканы, группирующиеся в цепочки, очаги глубоких землетрясений и крупные гравитационные аномалии. В ядрах островных дуг обнаруживаются молодые метаморфические образования и гранитные плутоны, развитию которых благоприятствовал весьма высокий термический режим этих зон. По происхождению островные дуги представляют собой наросты на океанической коре андезито-базальтовых лав и их пирокластов, т. е. своеобразные вулканогенно-аккумулятивные геоантиклинали.

Рост вулканической коры в пределах островных дуг происходит чрезвычайно энергично, что можно видеть, в частности, на примере Курильской дуги, вулканы которой, согласно расчетам Е. К. Мархина [1967, 1968], за 100 млн. лет (Сг — Q) вынесли из недр $6,5 \cdot 10^6 \text{ км}^3$ андезитового материала, в основном пирокластов. В связи с тем что в наиболее возвышенных участках вулканогенные геоантиклинали поднимаются над уровнем океана в виде островных суши, в них развиты экзогенные процессы и наблюдаются осадки (континентальные и прибрежно-морские), включающиеся в вулканогенные толщи.

Приконтинентальные впадины. Между островными дугами и континентом располагаются блоки материковой, отчасти океанической коры, опущенные и залитые водами, представляющие собой окраинные моря: Берингово, Охотское, Японское, Восточно-Южно-Китайское, Филиппинское, Целебесское и др. Поскольку почти весь минеральный сток с необычайно динамичной и увлажняемой муссонами Восточной и Юго-Восточной Азии поступает в эти морские впадины, они оказываются ареной самого интенсивного на Земле осадконакопления. В приконтинентальных частях этих впадин в течение кайнозоя на площадях, исчисляемых миллионами квадратных километров, сформировались толщи терригенных осадков мощностью до 12 км. Только в частях, примыкающих к океану, мощность осадочного выполнения впадин резко сокращается и среди терригенных илов и алевритов появляются кремнистые сланцы, радиоляриты (или диатомиты) и пелагические известняки.

Краевые поднятия материка. Они представляют собой области различного геологического строения (палеозойские и мезозой-

ские складчатые сооружения, сиапические платформы), активизированные в конце мезозоя — кайнозое. Это своеобразные окраинные орогенические поднятия, с сильно развитым кислым плутолизмом.

В общем земная кора переходной зоны тихоокеанского типа отличается мозаичностью строения и контрастными изменениями состава и мощности в отдельных блоках. Ее гранитно-метаморфический слой тонок и прерывист, а осадочный, наоборот, обладает большой мощностью и чаще залегает непосредственно на базальтовом основании. Характерную особенность переходной зоны составляет также интенсивный андезитовый вулканизм, проявляющийся на всем ее протяжении от Алеутских островов до Новой Зеландии и совершенно отсутствующий во внутренних областях океанов. Глубокое заложение очагов вулканических извержений в Тихоокеанском геосинклинальном обрамлении дает ряду исследователей основание считать андезиты производными более глубоких уровней, чем базальты [Вильсон, 1959; Горшков, 1969; Kushiro, Kuno, 1963; Шейнманн, 1969].

Молодые геосинклинали тихоокеанской периферии отличаются необычайно большим масштабом эндогенного круговорота вещества: с одной стороны, колоссальный вынос вулканических продуктов, а с другой — опускание и вовлечение в глубинные процессы огромных объемов осадочного материала геосинклиналей.

Граница земной коры и мантии

Кора отделяется от мантии четкой границей, получившей название поверхности Мохоровичича (раздела Мохо, границы М). На этой границе скорости распространения сейсмических волн скачкообразно возрастают на 1,0—1,5 км/сек (продольные) и на 0,6—0,7 км/сек (поперечные). Уровень залегания границы М меняется от одного сегмента коры к другому, но в общем имеет полого-волнистый рельеф, принципиально отражающий современный рельеф Земли (в его зеркальном отражении). Максимальная сложность и контрастность рельефа границы М отмечается в горных областях и минимальная под равнинами океанических и континентальных платформ.

Генетическая природа границы неясна; несомненно лишь то, что она разделяет слои с существенно различной плотностью, хотя, может быть, и близкие по химическому составу. Большинство геологов и геофизиков еще придерживается взглядов Ловеринга, рассматривающего раздел Мохо как границу фазового перехода базальта (габбро) в его глубинную модификацию — эклогит, химически ему эквивалентную, но обладающую особым минералогическим составом и более плотную. В эклогите нет полевого шпата, компоненты которого перешли в жадеит, омфацит и гранат. Разница плотности эклогита ($3,5 \text{ г/см}^3$) и базальта ($2,95 \text{ г/см}^3$) приблизительно соответствует разнице плотностных

характеристик веществ, разделяемых поверхностью Мохоровичича. Однако различия физических условий, господствующих в основании толстой континентальной коры ($p = 10 \div 15$ кбар, $T = 500-600^\circ \text{C}$) и тонкой океанической коры ($p = 2$ кбар, $T = 80 \div 100^\circ \text{C}$) не дают основания считать, что подкоровый уровень мантии повсеместно однообразен и имеет эклогитовый состав. Учитывая это, С. М. Стишов [1963] высказал мнение, что эклогиты могут находиться только под материками, тогда как под океанической корой больше оснований ожидать перидотит. Действительно, среди глубинных включений базальтов на материках эклогиты присутствуют очень часто и почти не встречаются в океанических сегментах, где ксенолиты почти исключительно представлены перидотитом.

Одновременно Уайл [Willie, 1963] пришел к выводу, что граница М под континентами и океанами имеет различный генетический характер. Под океанами, где коровый базальт покоится на перидотитовой мантии, эта граница имеет химическую природу, а под континентами, где базальт подстилается химически идентичным эклогитом, — фазовую. В континентальной коре фазовый переход базальта в эклогит возможен уже на глубине 35 км; поэтому эклогитовым по составу может быть слой континентальной коры со скоростями продольных волн 7,0—7,6 км/сек. Эти представления Уайла, очевидно, наиболее близки к действительности.

Поскольку в ходе исторического развития коры ее масса неуклонно увеличивалась и возрастали мощности основных слоев, то и границы раздела изменяли свое положение (глубину), степень выражения (контрастность) и даже генетический характер.

Граница М, по-видимому, наметилась уже к концу астрономической стадии как не очень четкая поверхность раздела первичной гравитационной коры и верхней мантии. Это было ее наиболее высокое гипсометрическое положение относительно твердой поверхности Земли (глубина — первые километры?). По мере увеличения массы вулканической коры из легкоплавких и разуплотненных дифференциатов мантии граница М стала постепенно опускаться, причем больше под континентами, где этот процесс протекал интенсивнее. Когда коровый материал достиг глубин 30—35 км, на которых базальт оказывается неустойчивым, начался процесс фазового замещения корового базальта химически идентичным эклогитом, однако по плотностным характеристикам близким к перидотиту мантии*. В результате граница резкого

* Йодер и Тилли [1962] показали на экспериментах, что переход базальта в эклогит определяется главным образом давлением, а температуре при этом принадлежит подчиненная роль. Действительно, разница температур в основании континентальной и океанической коры невелика ($500-100^\circ \text{C}$) и не может оказать существенного влияния на направление физико-химических процессов, но различия в давлении весьма значительны ($12-2$ кбар), и поэтому давление на этих глубинах оказывается решающим физическим фактором.

изменения физических свойств из положения на контакте мантийного перидотита с базальтом коры переместилась в пределы коры — на контакт эклогита с базальтом, не претерпевшим еще существенной дегранитизации. С этого момента в континентальных сегментах коры появилась новая граница фазовой природы, соответствующая метаморфической границе эклогитизации. Однако ниже остается истинная граница М (граница корового эклогита и перидотита мантии), по-видимому неразличимая для сейсмологов вследствие малого скачка скоростей на ней (рис. 9). Собственно раздел Мохо — это граница, имеющая химическую природу, а ее внутрикоровый двойник — фазовую природу.

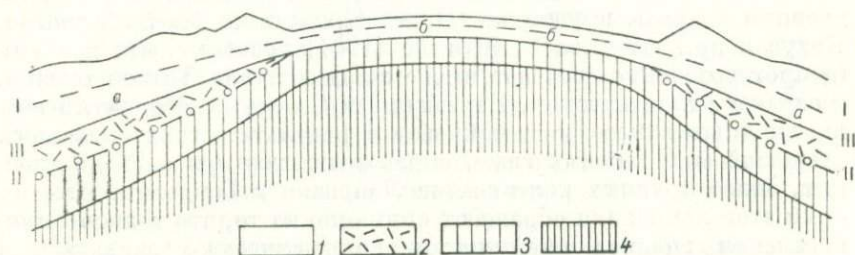


Рис. 9. Схема возможных исторических изменений уровня границы Моховича.

1 — земная кора; 2 — нижняя часть коры, замещенная эклогитом; 3 — литифицированная мантия (перидотит?); 4 — ювенильная мантия (пиролит?).
Граница Моховича: I—I — положение до начала геологической стадии; II—II — уровень максимального погружения под континентами (стертый процессами эклогитизации базальта); III—III — современное положение, фиксируемое геофизическими методами; а — фазовый внутрикоровый раздел, б — собственно граница земной коры.

Несмотря на близкие плотностные характеристики, эклогит генетически резко отличается от перидотита в силу своего корового происхождения. Он возник за счет уплотнения и метаморфизма легкоплавкого дифференциата мантии — базальта, который значительно кислее и «рыхлее» мантийного пиролита. Несмотря на то, что в процессе эклогитизации базальт теряет много SiO_2 , щелочей и воды, он все еще в большей мере остается коровым веществом, чем мантийным, сохраняя большой дефицит Mg и Fe^{2+} ; и в условиях разуплотнения, вызванного или восходящими движениями континентальных блоков или снятием нагрузки в результате длительной денудации рельефа, эклогит снова регенерирует в менее плотный аналог базальта — амфиболит.

Представления о происхождении земной коры и сналя

В вопросе происхождения земной коры единодушия среди геологов и геофизиков нет. Высказано много мнений, которые можно свести к двум основным группам.

Гипотезы первой группы, разделяемые большинством геологов и геофизиков, исходят из первичной природы океанической коры,

возникшей раньше материковых слоев и на раннем этапе геологической истории, распространявшейся по всей поверхности планеты. Континентальные слои развились поверх океанической коры в результате накопления легкоплавких дифференциатов мантии и их экзогенной переработки. Согласно этим представлениям, абиссальные равнины океанов являются останцами первородной базальтовой коры, сохраняющими относительную стабильность с догеологической стадии и над которыми поэтому материковые слои еще не образовались.

Однако в понимании дальнейшей истории материковых слоев сторонники первичной океанической коры расходятся. Одни из них [Вильсон, 1959] считают, что вся океаническая кора имеет древний возраст, другие же (П. Н. Кропоткин, М. В. Муратов, Краус и др.) вслед за Г. Штилле [1964] полагают, что древний (допротерозойский) возраст имеет лишь впадина Тихого океана, а океаны Атлантический, Индийский и Северный Ледовитый возникли лишь в мезозое и кайнозое в результате горизонтальных смещений материковых глыб, образовавшихся при распаде древних, более крупных континентов Лавразии и Гондваны. Сторонники этой концепции обращают внимание на то, что только Тихоокеанская впадина окаймляется концентрически складчатыми зонами суши, островными дугами, глубоководными желобами и наклонными сверхглубинными разломами, тогда как малые океаны характеризуются отчетливо наложенным характером. Разделяемые этими океанами континенты имеют много сходства в геологическом строении, они сопровождаются хорошо выраженным шельфом, структуры их обрываются океаническими берегами под углом.

Противники мобилистских представлений считают все океаны одинаково древними на основе сходства их геологического строения, в частности на том, что они несут срединные океанические хребты, в равной мере активны в сейсмическом и вулканическом отношениях, обладают повышенным тепловым потоком.

Гипотезы второй группы исходят из вторичного происхождения океанической коры. В основе их лежит допущение о некогда сплошном распространении континентальной коры, которая сравнительно недавно (мезозой — кайнозой) исчезла на территории современных океанов.

По представлениям Эдьеда, Хизена, Хильгенберга и Дитца, континентальная кора на ранней Земле малого объема была сплошной; по мере расширения планеты она распадалась на отдельные глыбы, которые раздвигались, оголяя базальтовый слой; в этих «полюньях» и разместились океаны. Существующие соотношения площадей континентальной ($2,1 \cdot 10^8 \text{ км}^2$) и океанической коры ($3,1 \cdot 10^8 \text{ км}^2$) требуют увеличения радиуса Земли в два раза, а это создает для гипотезы непреодолимые трудности как геологического, так и астрономического характера.

По мнению В. В. Белоусова, Ч. Лиса, Ю. С. Шейнманна и других исследователей, Земля не расширялась и ее континентальная

кора не разверзалась, а в океанических сегментах была погружена, залита базальтовой магмой и растворена ею. Однако и эта гипотеза «базальтизации», или «океанизации», была встречена критически. П. Н. Кропоткин, Е. Н. Люстих, В. А. Магницкий, В. Е. Хаин и Харланд в своих критических статьях показали ее физическую несостоятельность. Действительно, вещество коры, обладающее меньшей плотностью, не могло «утонуть» в более плотном и твердом веществе мантии. Неудивительно поэтому, что среди обширного дна океанов нигде не обнаруживаются остатков недавно базальтизированной коры. Сегменты океанической коры, если бы они недавно пережили столь катастрофические события, не могли бы лежать на одном гипсометрическом уровне и быть такими идеально ровными и асейсмичными.

В общем, геологи и геофизики более или менее единодушны лишь в вопросе происхождения материала земной коры, который связывают с процессом дифференциации вещества верхней мантии, непрерывно совершающимся в течение всей геологической истории. Что же касается направления развития коры и происхождения ее основных типов согласия между ними даже по принципиальным вопросам нет.

Сиаль, как следует из предыдущего изложения, представлен только в материковом типе коры, где энергично развивалась тектоносфера, а верхняя мантия на большую глубину охвачена процессами дифференциации и дегазации, где к поверхности Земли в большом объеме поднимались выплавки легкого материала повышенной сиаличности, создававшие на первичной (гравитационной) коре мощные вулканические наросты — остовы будущих континентов. Развитие сиаля сопряжено с материковыми сегментами еще и потому, что только в них существовала суша и функционировала ландшафтная сфера, в которой породы вулканической коры подвергались экзогенной переработке при различных геохимических, физико-химических и биохимических процессах, также повышавших их сиаличность. Только в материковой коре с ее контрастными движениями накапливались мощные осадочно-вулканогенные комплексы, нижние горизонты которых могли уходить в недра на глубины десятков километров и там воспринимать влияние метаморфических процессов и подвергаться дифференциации, теперь уже дифференциации метаморфической, в результате еще больше обогащались сиалическими компонентами (в зоне гранитизации). Развитие сиаля происходило постепенно в результате сложения эффектов различных видов геологической дифференциации: вулканической, экзогенной и метаморфической, сообщавших веществу этого отдела коры присущие ему черты состава строения и состояния. Океанические же сегменты представляются участками коры, еще не достигшими сиалической стадии развития.

Рассмотрим эти геологические механизмы сиализации коры и начнем с базальтового вулканизма, являющегося основным корообразующим процессом.

ВУЛКАНИЧЕСКИЙ МЕХАНИЗМ СИАЛИЗАЦИИ

Базальтовый вулканизм как корообразующий процесс

Вулканическая кора своим происхождением обязана процессам расширения и растрескивания земной перисферы, возбуждавшим процессы дифференциации и дегазации верхней мантии и создававшим пути для выхода легких дифференциатов к поверхности Земли. В течение всей геологической стадии развития Земли происходил направленный процесс выноса из верхней мантии к поверхности и в кору легкого дифференциата — базальтовой лавы. Вулканические извержения формировали кору последовательно, увеличивая ее массу, более энергично в областях интенсивного и глубокого развития тектоносферы (континентальные сегменты). Расчеты, предпринимавшиеся различными исследователями, показали, что, исходя из современного объема вулканических выбросов ($2-4 \text{ км}^3$ ежегодно), масса земной коры $[(20 \div 24) \cdot 10^{18} \text{ т}]$ вполне могла образоваться в течение геологической стадии планеты, т. е. за $3,5 \cdot 10^9$ лет [MacDonald, 1963; Мархинин, 1965].

Согласно расчетам Тернера, Ферхугена [1961], Йодера и Тилли [1965] и геофизическим исследованиям очагов вулканических извержений базальтовые расплавы возникают в интервале глубин $50-200 \text{ км}$ при температуре $1250-1500^\circ \text{C}$ и давлении $10-20 \text{ кбар}$.

Источником базальтовой лавы для земной коры служит астеносферный слой верхней мантии, в котором осуществляются процессы дифференциации и дегазации ее первородного вещества. Возникновение базальтовых дифференциатов связывают с развитием глубинных разломов, достигающих этого слоя и нарушающих (локально) его термодинамический режим.

Внезапное снятие давления у основания разлома может довести находящееся на грани плавления вещество астеносферы (даже при неизменной температуре и только в результате увеличения теплоемкости) до магматического состояния. Подъем расплава в самой астеносфере, где разлом выражен зоной пониженного давления и разуплотнения, по-видимому, выражается в медленном всплывании вещества пониженной плотности [Белоусов,

1967, 1969]; и только в литифицированной мантии он приобретает характер интрузивного внедрения, образуя узкий выступ (астенолит) с четкой линейной морфологией (рис. 10). Там, где поднимающаяся магма достигает отрезка разлома, имеющего характер трещины, интрузивный астенолит должен переходить в вулканическое извержение (выпрыскивание). Геофизические исследования действующих вулканов позволили зарегистрировать первое движение магмы на глубине 40—60 км, где каналом для нее уже служит разлом — трещина.

На интрузивном отрезке подъема базальтовая магма еще сохраняет температуру, близкую температуре недр, но в коре, где она движется быстро по трещине, возникают все возрастающие различия в температуре лавы и окружающей среды. К поверхности базальтовые лавы выносят много эндогенного тепла, которое используется в различных коровых и экзогенных процессах. Кроме того, изливающиеся на поверхность Земли лавы создают положительный рельеф, в котором накапливается потенциальная гравитационная энергия, обычно реализуемая в гравитационных процессах денудации, переноса и отложения осадков.

Вулканическая кора своим существованием всецело обязана тектоносфере и процессам дифференциации и дегазации верхней мантии. Ее неравномерное распространение по поверхности Земли, очевидно, отражает региональные различия в степени интенсивности проявления этих основных геологических процессов. В сегментах океанической коры, где разломы и дифференциация мантии проявились слабо, незначительно развита и вулканическая кора, а в континентальных сегментах, где оба процесса были интенсивными и охватили большие глубины, вулканическая кора получила более полное и мощное развитие. В пределах абиссальных равнин океана мощность ее не превышает 3 км, а в островных дугах, где развитие ее происходит особенно интенсивно, мощность достигает 15—16 км.

По аналогии с тектоно-вулканическим развитием современных океанических впадин, представляющих собой реликты древнейшей

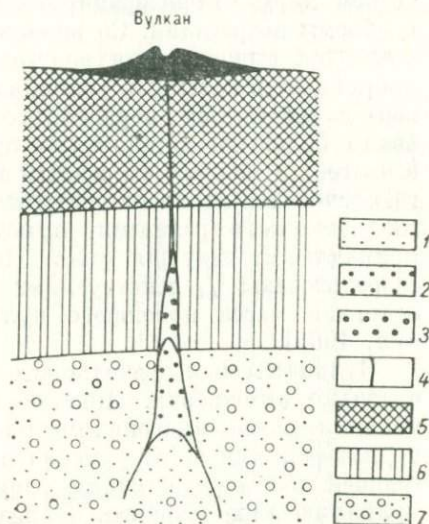


Рис. 10. Предполагаемая последовательность развития вулканического извержения базальтоидных дифференциатов мантии.

1 — очаг плавления; 2 — выплавление в среде близкого физического состояния; 3 — интрузивное внедрение; 4 — отрезок подъема лавы по открытому разлому; 5 — земная кора; 6 — литифицированная мантия; 7 — астеносфера.

коры, допускается, что вулканические очаги на начальном этапе формирования коры располагались ближе к поверхности и, вероятно, генерировались даже не очень глубокими разломами. Если на этом раннем этапе геологической истории Земля имела гидросферу, то образование первых вулканических комплексов происходило в подводных условиях, подобно современным океаническим вулканам.

По мере развития тектоносферы процесс накопления вулканической коры интенсифицировался, площадь ее распространения и объемы возрастали. Со временем многие конусы вулканов поднимаются выше уровня вод океанов и дальнейшие извержения происходят в наземных условиях, а вулканические породы островов подвергаются переработке экзогенными процессами. Особенно большого напряжения вулканические процессы достигли в неогее, в связи с очередным этапом расширения Земли. К неогее относится появление островных дуг как специфической формы геологического развития, в которых вулканическим процессам принадлежит ведущая роль. На современных островных дугах сосредоточены $\frac{3}{4}$ действующих вулканов, и к ним приурочена основная масса новейшего вулканического материала [Мархинин, 1965].

Вулканическая деятельность в зонах островных дуг исключительно интенсивна. Лишь за немногие десятки миллионов лет накапливаются многокилометровые толщи лав и пирокластов, поднимающиеся на дне океана в виде исполинской гряды, достигающей своими вершинами уровня вод и образующей гирлянды вулканических островов. В недрах таких вулканических гряд, сильно прогретых земным теплом, местами возникают очаги корового метаморфизма и гранитизации.

Количественная оценка площадей распространения вулканических пород разного возраста на территории СССР, предпринятая К. И. Дворцовой, М. В. Тацининой и А. С. Семеновым [1969], привела их к выводу о постепенном усилении вулканических процессов в ходе геологической истории. Ими были получены следующие цифры: докембрий — 112; палеозой — 549 и мезо-кайнозой — 1 107 тыс. км².

Среди базальтов довольно однообразных по всему земному шару (что вполне естественно, поскольку все они генерируются в повсеместно однообразной верхней мантии), выявляется ряд узких групп, слабо различающихся по петрографическим и геохимическим признакам, но, по-видимому, различных по глубине генерации. Драгирование склонов океанических хребтов выявило своеобразную стратификацию вулканических комплексов, которая состоит в том, что слагающие их петрохимические группы базальтов всегда занимают друг относительно друга определенное гипсометрическое (возрастное?) положение: внизу толеитовые, на них располагаются щелочные и на самом верху — андезитово-базальты (рис. 11). Многие исследователи океанического

вулканизма [Kushiro, Kuno, 1963; Менард, 1966; Энгель, Энгель, 1968] склонны видеть в этой стратификации отражение исторических изменений состава вулканических продуктов в связи с понижением уровня магматических очагов.

Наиболее распространена в океанах группа толеитовых базальтов, слагающая щитовые вулканы и нижние части более мощных вулканических комплексов. По оценке А. П. Виноградова [1967] и супругов Энгель [1968], объемы толеитовых базальтов и покрываемые ими площади дна океанов значительно превосходят массы и площади распространения щелочных базальтов. Толеиты приурочены к областям тонкой, наименее активизированной океанической коры. На всей огромной площади распространения они обладают удивительно однообразным составом. Их отличает резко пониженное содержание калия (0,14%) и высокое отношение Na : K (более 10), крайне низкое отношение $Fe^{3+} : Fe^{2+}$ (0,2) и низкое содержание радиоактивных элементов. По составу толеиты близки к кальциевым ахондритовым метеоритам, что дает основание считать их наименее дифференцированными производными мантии [Энгель, Энгель, 1968]. Генерация толеитовой магмы происходит на глубине 50—60 км. Извержения протекают в подводных условиях под толщей воды 4—5 тыс. м при давлении 400—500 ат. Поэтому толеитовые базальты всегда представлены плотными лавами без пузыристых разностей и пирокластов.

Щелочные базальты, занимающие в вулканических комплексах океанов более высокое гипсометрическое (и стратиграфическое) положение, образуют своеобразные «насадки» на толеитовом основании крупных конических и щитовых вулканов. Частота находок щелочных базальтов и размеры образуемых ими лавовых полей увеличиваются по мере приближения к периферии океанов, а также возрастания глубины очагов землетрясений. Для этой группы базальтов характерно повышенное (относительно толеитов) содержание SiO_2 , щелочей и радиоактивных элементов. Они отличаются некоторым разнообразием химического и минералогического состава и несколько меньшей плотностью. Среди этой

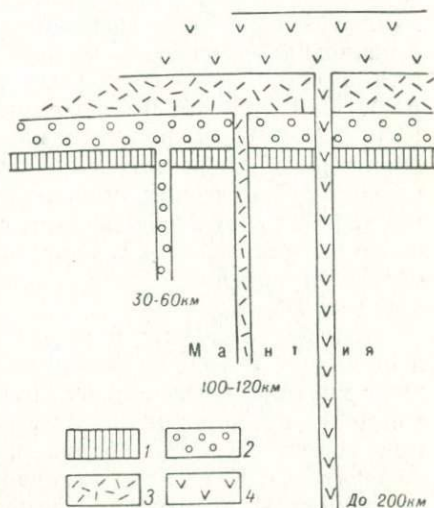


Рис. 11. Схема «стратификации» вулканической коры и предполагаемой глубинности очагов извержений.

- 1 — первичная (гравитационная) кора; 2 — толеитовые базальты; 3 — щелочные базальты; 4 — андезитовые базальты.

группы базальтов уже встречаются пузыристые разности и отмечаются случаи туфового сложения. В щелочных базальтах распространены включения ультраосновных пород, захваченных в пределах мантии.

Андезито-базальты и андезиты приурочены к современной геосинклинальной области Тихоокеанского кольца, характеризующейся сверхглубинными разломами и столь же глубокими очагами землетрясений. Но они отсутствуют на периферии атлантического типа, тектонически менее возбужденной, лишенной глубокофокусных землетрясений. Андезито-базальты и андезиты являются еще более молодыми вулканическими образованиями, связанными с новейшим этапом развития тектоносферы и выделения выплавов с очень больших глубин (несколько сотен километров). Они еще кислее щелочных базальтов — больше содержат SiO_2 (52—60%) и щелочей и меньше Mg, Fe^{2+} , Ca, что, возможно, объясняется возрастающей с глубиной несовместимостью силикатных и феррических компонентов мантийного вещества и стремлением первых перемещаться с магматическими выплавками на более высокие уровни*. В условиях неглубоко развитой тектоносферы внутренних областей океанов выплавки андезитового состава не возникают.

Андезито-базальты и андезиты извергаются большей частью в наземных и мелководно-морских условиях. Поэтому они обладают меньшей среди других групп плотностью. В толщах андезитов много пузыристых лав и пирокластов, на долю которых иногда приходится до 80% объема всего вулканического комплекса. Андезитовый вулканизм отличается большими масштабами и интенсивностью процессов. Примером может служить Курильская дуга, в пределах которой за 100 млн. лет на площади $3,8 \cdot 10^5 \text{ км}^2$ сформировалась вулканическая кора мощностью около 12 км [Мархинин, 1965].

Геологическое значение вулканического механизма синализации коры

В проявлении базальтового вулканизма, формирующего земную кору, намечается возможная зависимость его от степени и глубины развития тектоносферы. На тонкой и слабо тектонизированной коре извергаются толентовые лавы, на коре с разломами, проникающими в мантию глубже, изливаются преимущественно щелочные базальты, а в чрезвычайно активизированной перифе-

* Эксперименты, выполненные Йодером и Тилли [1962], а позднее Рингвудом и Грином [1968], также показали, что все группы океанических базальтов могли выплавиться из одного и того же мантийного вещества (широлита, кальциевого ахондрита?) при разных температурах и давлениях, т. е. на различных глубинах. В океанических условиях ближе всего к поверхности выплавляется толентовый базальт (20—25 км), на глубинах 40—70 км — щелочные базальты и еще глубже — андезиты.

рии Тихого океана распространены андезит-базальты и андезиты, связанные с наиболее глубокими очагами. Таким образом, не исключено, что углубление разломов в мантию сопровождалось выходом к поверхности все более кислых дифференциатов, содержащих больше SiO_2 и щелочей.

Поскольку тектоносфера океанических сегментов развита слабо и неглубоко, в вулканических комплексах океанов решительно преобладают толеитовые базальты, составляя до 90% их объема. Наоборот, в континентальных сегментах, обладающих длительно развивавшейся и глубоко проникающей в мантию тектоносферой, роль кислых продуктов дифференциации — щелочных базальтов и андезит-базальтов — относительно выше. Поэтому уже в ходе вулканического процесса кора материков оказывается кислее коры океанов.

На материках процесс формирования вулканической коры особенно активно протекал в синеклизах и геосинклинальных прогибах в периоды их энергичного погружения. В синеклизах Тунгусской, Деканской, Южной и Восточной Африки и других развиты толщи трапш, имеющие мощность до 3 км и площади распространения до 1 млн. км². Исходная магма трапш толеитовая, более дифференцированная, чем в океанических сегментах. Большую часть в них составляют разнообразные щелочно-базальтовые и щелочно-ультраосновные серии (трахиты, лимбургиты, фонолиты и др.), концентрирующиеся вдоль разломов, ограничивающих синеклизы. К краевым и крупнейшим внутренним разломам тяготеют частые в трапшах sillы габбро-диабазов и огромные лополиты габбро-норитов с месторождениями хромитов, титаномагнетитов и медно-никелевых сульфидных руд. В парагенезисе с трапшами находятся типичные континентальные осадочные формации: угленосная и красноцветная. Специфическими членами трапшовой вулканической формации являются кимберлиты и гипербазиты.

Кимберлиты — вулканокласты, очевидно, возникающие в литифицированной мантии (рис. 12) в результате взрыва при прямом переходе гравитационной энергии недр в механическую (содержат обломки перидотитов и эклогитов). Проявляются эти глубинные вулканокласты в местах пересечения крупных разломов, часто в ассоциации с ультраосновными — щелочными комплексами.

Гипербазиты образуют дифференцированные тела различной формы и размеров, группирующиеся в цепочки вдоль региональных разломов. Магма, образующая эти интрузии, по сравнению с геосинклинальными офиолитами обогащена щелочами. Наиболее распространены в них нефелин-пироксеновые, флогопит-диопсидовые и мелилитовые породы, а также карбонатиты с их разнообразным оруденением.

В геосинклинальных прогибах вулканические извержения питаются андезит-базальтовой магмой, изливающейся в подводных

условиях и поэтому претерпевающей интенсивный диагенез под воздействием морской воды и динамометаморфизм при складчатости. Геосинклинальные вулканические толщи находятся в парагенезисе с различными морскими осадками. К краевым разломам геосинклинальных трогов приурочены пояса офиолитов — многочисленных тел ультраосновных интрузий, измененных в серпентиниты*.

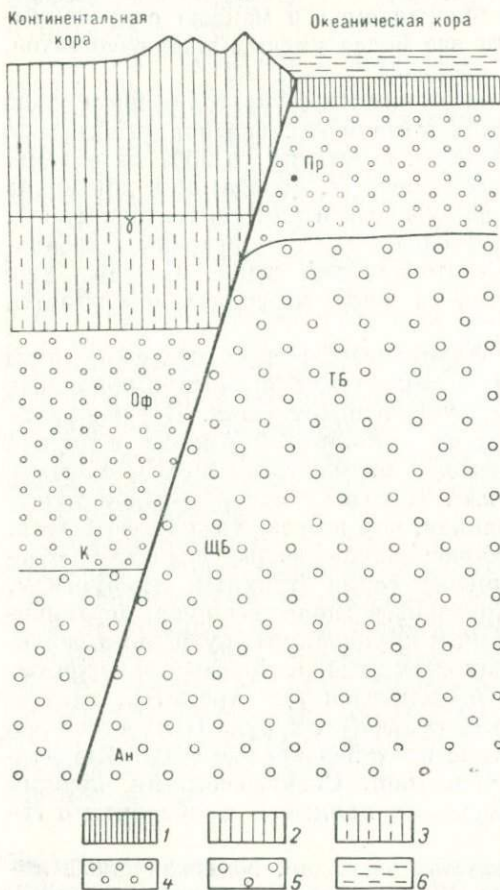


Рис. 12. Схема глубинности важнейших генетических групп plutonic и вулканических образований.

1 — кора океаническая; 2—3 — кора континентальная; 2 — зона гранитизации и зоны, не затронутые метаморфизмом, 3 — зона дегранитизации; 4 — мантия, прошедшая дифференциацию; 5 — астеносфера; 6 — воды океана.

Глубины plutonic и вулканических очагов: γ — граниты, Пр — протрузии, ТБ — толеитовые базальты, ЩБ — щелочные базальты, Ан — андезиты, Оф — офиолиты геосинклинальные, К — кимберлиты.

Развитие вулканической коры сочеталось с одновременной переработкой ее материала экзогенными процессами и коровым метаморфизмом. Если в океанических сегментах вулканический процесс лишь несколько осложнялся чрезвычайно экстенсивной глубоководной седиментацией, то на материках, где параллельно действовали весьма энергичные коропреобразующие процессы выветривания, денудации и осадконакопления, а также корового метаморфизма и гранитизации, вулканогенный материал быстро перерабатывался в осадки и в метаморфические породы и лишь часть его (не более 20 — 25%) сохранилась в составе коры в более или менее неизменном виде.

В ходе мантийной дифференциации достигались

* Характерно почти полное отсутствие интрузий гипербазитов в океанических сегментах коры, где мантия больше всего приближена к поверхности, и, наоборот, широкое их распространение в зонах глубинных разломов континентальной коры. Это наводит на мысль о возможном образовании гипербазитовой магмы во вторичных очагах плавления в уже дифференцированной (литифицированной) мантии, мощной под континентами.

значительные различия в химическом составе между базальтовыми выплавками и перидотитовым остатком. Сравнивая средние составы этих пород, приводимые Полдервартом [1957], можно видеть увеличение содержания в базальте: SiO_2 — на 6—7%, Al_2O_3 — на 10—12%, CaO в 2—3 раза, Na_2O — в 5—6 раз и K_2O — в 4—5 раз, при параллельном уменьшении MgO с 40—41 до 7—6% и FeO с 10 до 6,5% (табл. 1).

Таблица 1
Средние составы, по Полдерварту [1957], %

Окислы	Толентовый базальт	Андезит	Баланс
SiO_2	51,0	60,3	+9,3
TiO_2	1,4	0,8	-0,6
Al_2O_3	15,6	17,5	+1,9
Fe_2O_3	1,1	3,4	+2,3
FeO	9,8	3,1	-6,7
MnO	0,2	0,2	—
MgO	7,0	2,8	-4,2
CaO	10,5	5,9	-4,6
Na_2O	2,2	3,6	+1,4
K_2O	1,0	2,1	+1,1
P_2O_5	0,2	0,3	+0,1

За основной показатель сиализации может быть принято отношение $\text{SiO}_2 : \text{MgO}$, которое для метеоритного вещества (соответственно и вещества мантии) равно 1,5, для перидотитового остатка — 1 и для базальтовых выплавок — 9.

Геохимические различия между тремя основными типами базальтов невелики. Щелочные базальты отличаются от толентовых, а андезито-базальты от щелочных базальтов в общем незначительно, главным образом по содержанию щелочей. Более заметны различия между крайними членами этого ряда — толентовыми базальтами и андезитами. В последних значительно возрастает содержание SiO_2 (на 9,3%), Fe_2O_3 (в 3 раза), щелочей (почти вдвое) и почти на 2% поднимается содержание Al_2O_3 . Параллельно в два-три раза уменьшается содержание щелочноземельных элементов. Из приведенных цифр видна высокая эффективность сиализации, достигаемой при мантийной дифференциации. В дальнейшем будет видно, что она не уступает эффекту сиализации вулканической коры в ландшафтной сфере в результате действия экзогенных процессов.

Степень сиализации коры, достигаемая в процессе мантийной дифференциации, исторически нарастала и максимального эффекта достигла на позднегеосинклинальном этапе геологической истории. Последний замечателен тем, что в это время в кору стали поступать самые кислые продукты мантийной дифференциации — андезиты и что только с этого времени мантийный вулканизм

в существенной части стал взрывоопасным, формирующим мощные толщи пирокластов, в которых извергнутый материал дезинтегрирован, а потому приведен в более активное состояние — обладает повышенной поверхностной энергией, геологически более подвижен и реагентоспособен, легко включается в экзогенный круговорот.

Кроме того, еще одним важным качеством отличается вулканический материал коры — пониженной плотностью относительно той, которой он обладал, находясь в составе мантии. В базальтовом расплаве, затвердевавшем в условиях земной поверхности, группирование химических компонентов происходило уже не по «принуждению», как в мантии, а свободно — в просторных решетках, не ограничиваемых давлением. В результате расплав выделял минеральные виды с кристаллическими структурами минимальной плотности. Так, существенная часть расплава вошла в состав полевого шпата, обладающего наименее плотной из силикатных структур — каркасной решеткой.

В целом удельный объем вулканического материала коры оказывается на 10—12% больше того объема, который он имел в мантии до выплавления.

ЭКЗОГЕННЫЙ МЕХАНИЗМ СИАЛИЗАЦИИ КОРЫ

Второй механизм сиализации коры и образования сиала связан с действием мощного экзогенного круговорота вещества, осуществляющегося на базе солнечной энергии и гравитации. Экзогенный круговорот складывается из двух взаимосвязанных круговоротов — внешнего, или климатического, проявляющегося в пределах ландшафтной сферы, и внутреннего, или геологического, распространяющегося на всю верхнюю (сиалическую) часть земной коры. Внешний (климатический) круговорот, протекающий в неплотных подвижных средах, развит преимущественно по горизонтали — по поверхности Земли — в соответствии с поясным и региональным распределением климатических градиентов температуры и давления, тогда как внутренний (геологический) круговорот, проявляющийся в минеральной среде, действует главным образом по вертикали — по радиусу Земли — в направлении изменений литостатического давления и теплосодержания.

Внешний круговорот замечателен участием в нем огромных масс воды и газов, большими скоростями и дистанциями переноса минерального вещества, чрезвычайным разнообразием форм миграций и их эффективностью. Внутреннему круговороту свойственны меньшие объемы действующих масс, ограниченные скорости и дистанции миграций, меньшее разнообразие их форм. Внешний круговорот, протекающий исключительно в ландшафтной сфере, богатой солнечной энергией, характеризуется преобладанием эндоэнергетических реакций с накоплением энергии в органическом и минеральном веществе, а внутренний круговорот, действующий за пределами ландшафтной сферы, сопровождается преимущественно экзоэнергетическими реакциями, связанными с частичной отдачей энергии, аккумулированной в коре выветривания.

Экзогенный круговорот в целом является важнейшим коро-преобразующим процессом. Вещества коры, подобно вулканизму, он не создает, но весьма энергично преобразует коровые массы, существенно изменяя их химический состав и физическое состояние.

Ландшафтная сфера и климатический круговорот

Климатический круговорот связан с функционированием ландшафтной сферы, осваивающей солнечную энергию. В геологическом отношении ландшафтная сфера представляет собой весьма активную среду на границе твердой Земли и поверхности Мирового океана, с одной стороны, и атмосферы — с другой, в пределах которой в основном проявляется климатический круговорот масс и энергии. Она включает нижнюю часть тропосферы (в пределах распространения напряженной вертикальной циркуляции), зону выветривания на суше и фотосинтезирующий слой океана, распространяясь в земную кору на глубину 300—400 м, в толщу



Рис. 13. Положение ландшафтной сферы в оболочечной структуре Земли.

Гс — гидросфера; Лс — ландшафтная сфера.
1 — ландшафтная сфера на поверхности твердой Земли; 2 — ландшафтная сфера на поверхности океана; 3 — граница ландшафтной сферы в атмосфере.

океанических вод также на 200—300 м и в атмосферу на высоту 3 тыс. м (рис. 13). Таким образом, в ландшафтной сфере соприкасаются и взаимодействуют в пограничных уровнях массы атмосферы, гидросферы и литосферы, в результате чего здесь возникают минеральные образования, объединяющие в себе вещество всех трех внешних оболочек.

Ландшафтная сфера исключительно гетерогенна, представляет совокупность великого множества более или менее самостоятельных геохимических и биохимических систем, в различной мере удаленных от равновесия. В ней рядом протекают совершенно противоположные, исключают друг друга, процессы, такие как окислительные и восстановительные или процессы синтеза и деструкции живого вещества. Вещество ландшафтной сферы находится в трех агрегатных состояниях: твердом, жидком и газообразном; степень его агрегированности необычайно высокая — от свободных элементарных частиц, ионов, атомов и молекул до разнообразных химических соединений, минералов и горных пород. Обилие энергии (солнечной, гравитационной) определяет необычайную динамичность вещества в ландшафтной сфере. Между ее основными вещественными компонентами — горными породами,

водами и воздушными массами, почвами и биоценозами — происходит постоянное взаимодействие и непрерывный обмен вещества и энергии, связывающий их в единую материальную систему.

В ландшафтной сфере вещество заряжается энергией и приобретает активное состояние. Кристаллические породы переходят в дисперсные обломочные системы до коллоидной фазы включительно, более способные к различным реакциям, миграции, химической и механической дифференциации. К ландшафтной сфере относится основное сосредоточение жизни и накопление органического вещества, участие которых чрезвычайно ускоряет круговорот масс и энергии. Основным источником энергии в ландшафтной сфере является поток солнечных лучей, падающий на земную поверхность. Часть солнечной энергии, расходуемая на испарение и на нагрев почвы, трансформируется в тепловое излучение Земли, которое в значительной мере задерживается водяными парами и CO_2 атмосферы и обращается на различные геологические и биохимические процессы. Таким образом, ландшафтная сфера выполняет роль трансформатора энергии солнечных лучей в энергию земных процессов. На основе освоенной солнечной энергии в ландшафтной сфере совершается гигантский круговорот вещества, по своим масштабам не уступающий эндогенному круговороту.

В отличие от других оболочек Земли, единство которых основывается на общности химического и физического состояния вещества, единство гетерогенной ландшафтной сферы состоит в общности энергии (солнечной), управляющей круговоротом вещества.

Ландшафтная сфера — энергетически неравновесная система, процессы в ней протекают как с поглощением энергии (эндоэнергетические), так и с ее выделением (экзоэнергетические), причем каждый эндоэнергетический процесс имеет свою противоположность — процесс, идущий с выделением энергии (тепла). Эндоэнергетические процессы являются ведущими; каждый из них составляет начальное звено общего или частного круговорота вещества, а процессы экзоэнергетические относятся к завершающим ветвям этих круговоротов (табл. 2).

Эндо- и экзоэнергетические процессы скомпенсированы не в полной мере. В каждой паре взаимно противоположных процессов преобладает эндоэнергетический, и все эндоэнергетические процессы в совокупности преобладают над всеми контрпроцессами. В результате ландшафтная сфера получает энергии больше, чем расходует, и поэтому в ней постоянно происходит накопление энергии [Шерельман, 1968].

Главными аккумуляторами энергии в ландшафте являются минеральные новообразования коры выветривания и осадочные толщи. Аккумуляция происходит в форме свободной поверхностной энергии дисперсных систем, химической энергии простых соединений, выделенных из комплексных соединений, в виде продуктов фотосинтеза, избежавших окисления, и в виде продуктов

минерализации органических остатков: CO_2 , свободного водорода и гумусовых кислот, обладающих высокой химической активностью [Лебедев, Симицын, 1968]. «Минерализованная» таким путем солнечная энергия превращается в энергию осадочных пород, становясь достоянием Земли.

Таблица 2

Энергетические типы процессов, совершающихся в ландшафтной сфере

Эндоэнергетические	Экзоэнергетические
Испарение	Конденсация
Дезинтеграция	Раскристаллизация дисперсных систем
Образование коллоидных систем	Раскристаллизация коллоидов
Гидратация	Дегидратация
Разложение сложных соединений и их разделение с образованием скоплений простых солей и окислов	Образование комплексных соединений
Растворение	Кристаллизация веществ из растворов
Десорбция	Сорбция
Реакции восстановления	Реакции окисления
Химическая дифференциация	Гомогенизация
Фотосинтез	Минерализация органических остатков

За пределами ландшафтной сферы (в основном зоны выветривания) преобладают экзоэнергетические реакции, в результате которых энергия, запасенная в ландшафте, «излучается» [Пустовалов, 1956]. Экзоэнергетическими являются почти все процессы седиментации, кристаллизация веществ из растворов, цементация, стадийные изменения глинистых минералов (порядок, противоположный стадийным изменениям в коре выветривания), сорбция и др.

РОЛЬ ВОДЫ В ЛАНДШАФТНОЙ СФЕРЕ И В КЛИМАТИЧЕСКОМ КРУГОВОРОТЕ

Круговорот веществ в ландшафтной сфере строится на климатическом круговороте воды, слагающемся из двух ветвей: восходящей, действующей на базе солнечной энергии, и нисходящей, движимой гравитацией. В климатическом круговороте ежегодно участвует 511 тыс. км³ воды, из числа которых 446 тыс. км³ (86%) испаряются с поверхности Мирового океана и 65 тыс. км³ (14%) — с поверхности суши. Вся эта масса испаренной влаги уносит в атмосферу 2,5·10²³ кал скрытой теплоты испарения [Алисов, Полтораус, 1962]. В облаках водяной пар конденсируется и выпа-

дает дождями над океанами (412 тыс. км³, или 78%) и континентами (99 тыс. км³, или 22%). Климатический круговорот замыкают поверхностный и подземный стоки вод, выпавших в виде атмосферных осадков над сушей (рис. 14). В соотношении объемов испаренной и возвращаемой дождями влаги четко выступает преобладание испарения над океанами (дефицит 34 тыс. км³, или 8%)

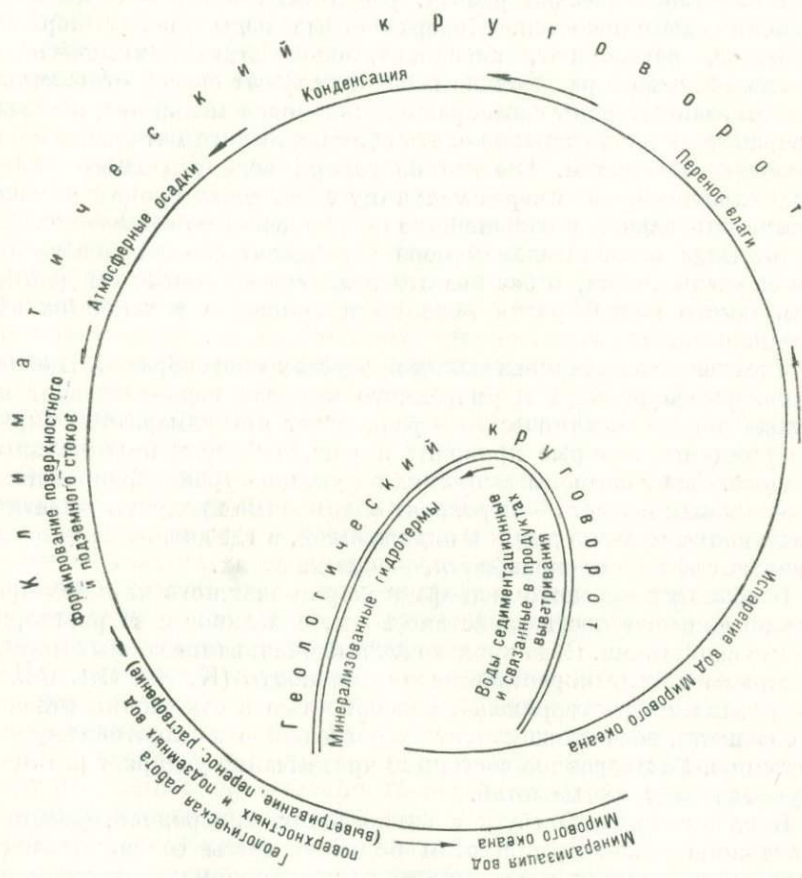


Рис. 14. Круговорот воды в природе.

и повышенное увлажнение континентов (избыток в размере тех же 34 тыс. км³). Если бы масса испаренной влаги не возвращалась в океан с дождями и континентальным стоком, воды гидросферы могли бы испариться полностью за немногие тысячи лет (ежегодно с поверхности Мирового океана испаряется слой воды 1,2 м). Если бы не было стока в океан, осадки, выпадающие над сушей, за каждый год создавали бы на ее поверхности слой толщиной 860 мм. Геологическую работу выполняют лишь те атмосферные

воды, которые выпадают в виде дождей на сушу. При стоке этих вод в океан используется энергия гравитации, действующая через рельеф. Чем дальше от океанических побережий окажется область выпадения осадков и чем выше ее рельеф, тем больше будет геологическая работа, которую выполняют речные потоки*.

При нисходящем движении вод на суше осуществляется постоянная геологическая работа, результаты которой с течением времени накапливаются. Поверхностные воды дробят породы, истирают, растворяют, переносят, способствуют химическому взаимодействию и разделению веществ, служат средой отложения. Они выполняют роль своеобразных жерновов мельницы, которые переработали значительную часть вулканического материала коры в осадочные породы. Именно благодаря воде вся масса сыпья неоднократно прошла через мельницу экзогенных процессов и испытала длительные и сложнейшие перемещения по земной поверхности. Вода в значительной мере определяет своеобразие геологического развития, и без нее это развитие не смогло бы достигнуть такого разнообразия явлений и процессов и такой их эффективности.

Участие воды в геологических процессах многообразно. В областях горного рельефа и умеренного климата вода действует на горные породы механически — раздвигает при замерзании скрытые трещины, которые приводят к распаду пород на отдельные обломки. Текучие воды выполняют функцию транспортировщика минеральных веществ — переносят обломочные продукты выветривания волочением по дну и в виде взвесей, а где движение потоков замедляется или прекращается, — отлагают их.

В областях плоского рельефа и жарко-влажного климата преобладает химическое воздействие воды, связанное с ее растворяющими свойствами. Вода производит выщелачивание горных пород, удаляя из них легкорастворимые компоненты (K, Na, Ca). Обладая различной растворяющей способностью в отношении отдельных веществ, вода способствует их разделению и селективному накоплению. Растворенное состояние чрезвычайно ускоряет реакции и увеличивает их масштаб.

Вода активно участвует в гипергенном минералообразовании и осадконакоплении, при этом большие массы ее связываются в новообразованиях коры выветривания в форме конституционной (содержащейся в виде отдельных молекул) и кристаллизационной (входящей в состав химических соединений). Много воды захватывается гелями труднорастворимых соединений Si, Al, Fe, Ti, Mn, которые в областях влажного тропического климата составляют преобладающую часть твердой фазы коры выветривания. Огромные массы воды остаются в поровых пространствах осадочных толщ (седиментационные воды) и уходят вместе с ними в недра земной коры. По оценке Калпа (1951), на долю вод, содер-

* Живая сила рек оценивается М. А. Великановым в $2,6 \cdot 10^{24}$ эрг.

жащихся в осадочном слое коры (составляющих 6—7% его массы), приходится приблизительно $\frac{1}{15}$ часть современного объема гидросферы. За 3,5 млрд. лет геологической истории через осадки прошла по меньшей мере половина вод, содержащихся в океанах.

Специфическую часть климатического круговорота составляет круговорот биологический, поскольку вода является основным компонентом живой материи и без нее была бы невозможна жизнь на Земле. Даже при относительно небольшом количестве воды, содержащейся в каждый отдельный момент во всех организмах планеты (около 60 км^3), роль воды, проходящей через живые клетки и участвующей в биологическом круговороте, исключительно велика. В результате интенсивного водообмена каждого индивидуума, пропускающего через себя за время существования в 1000 раз больше воды, чем он ее содержит, в течение существования жизни на Земле ($2,5 \cdot 10^9$ лет) количество воды, прошедшей через биологический круговорот, в десятки раз превосходит современную массу гидросферы ($1,5 \cdot 10^{18} \text{ т}$). Воды, проходящие через организмы, приобретают высокую геохимическую активность благодаря содержанию в них различных органических соединений.

Вода связывает все компоненты ландшафтной сферы: кору выветривания и почву, растительность и животный мир в единую материально-энергетическую систему. На основе круговорота воды в ландшафтной сфере действуют все частные круговороты минеральных и органических масс. Интенсивность этих частных круговоротов зависит от степени развития круговорота воды. Степенью участия воды в процессах ландшафтной сферы определяется и степень связи компонентов последней. При влажном климате связь компонентов ландшафта теснее, чем при дефиците воды, свойственном аридной области.

Климатический круговорот воды, «промывая» континентальную кору и удаляя из нее некоторые легкорастворимые симатические элементы (Ca, Mg, Fe^{2+}), способствует ее сиализации.

В геологическом отношении ландшафт представляет собой сферу энергичного проявления процессов выветривания, преобразующих вещество материковой коры в направлении все возрастающей его сиализации. Выветривание — процесс разрушения и изменения горных пород, непрерывно совершающийся в ландшафте при давлении и температуре, свойственных земной поверхности ($p = 1 \text{ ат}$, T — до 40° C). Главнейшими факторами этого процесса являются солнечное тепло, атмосферные осадки с растворенными в них газами атмосферы, поверхностные и грунтовые воды, организмы и продукты их распада.

Выветривание — явление прежде всего климатическое, связанное с распределением тепла и влаги по земной поверхности. Поэтому характер и интенсивность его изменяются по климатическим поясам и областям, достигая максимального развития в жарко-влажном климате, в котором благоприятно сочетаются

высокий термический режим, обильное увлажнение, наивысшая напряженность биологического круговорота и отсутствие сезонов геохимического покоя. Менее активно выветривание протекает в прохладном и сухом климате, где оно сдерживается либо недостатком тепла, либо дефицитом влаги и малой емкостью биологического круговорота.

Огромное влияние на развитие процессов выветривания оказывает рельеф и степень его тектонической активности. Динамичный горный рельеф препятствует развитию процессов выветривания, ограничивает длительность воздействия на породы климатических факторов. В этом случае выветривание сводится в основном к механической дезинтеграции горных пород, тогда как химическое изменение проявляется незначительно и не выходит за пределы начальных стадий. Участки тектонически малоактивного рельефа (поднятого настолько, чтобы обеспечивать достаточное энергичное просачивание атмосферных осадков, и вместе с тем не допускающего сколько-нибудь значительного смыва продуктов выветривания) благоприятствуют химическому выветриванию вследствие длительного контакта природных вод (растворов) с изменяемыми породами.

Развитие процессов выветривания в высшей степени зависит от биологического фактора — от развития растительности, объема ежегодно нарастающей биомассы. Энергичное разложение органических остатков обеспечивает постоянное проникновение в зону выветривания гумусовых кислот и углекислого газа, обладающих высокой химической активностью.

Одним из важнейших результатов выветривания является механическая дезинтеграция кристаллических пород — разрушение связей в решетках минералов, достигаемое под воздействием колебаний температуры и разрушительной работы воды. Чем выше степень дезинтеграции (дисперсности) продуктов выветривания, тем больше удельная поверхность вещества (суммарная поверхность в единице объема) и его суммарная свободная поверхностная энергия, а соответственно и реагентоспособность вещества*.

В общем, дезинтеграция повышает геологическую активность вещества, делает его более способным перемещаться по земной поверхности и вступать в различные физико-химические взаимодействия с окружающей средой. Особенно активны в ландшафте коллоиды, приобретающие до некоторой степени ферментативные свойства — способность, подобно организмам, сорбировать из природных вод ионы и молекулы вещества при их концентрациях, далеко не достигающих насыщения.

Другой важнейший тип выветривания — химическое — приводит к частичному или полному растворению силикатов,

* При тонком диспергировании даже силикаты приобретают способность растворяться в воде.

выделению из них SiO_2 , оснований и щелочей, фиксации в новообразующихся гидроксильных минералах иона водорода и перестройки их кристаллохимической структуры. При процессах химического выветривания осуществляется первый этап экзогенной дифференциации — отделение инертных компонентов, остающихся на месте первоначального залегания изменяемых пород, от легкоподвижных, переходящих в раствор. В результате одна группа элементов (Na, K, Ca, Mg), относительно легко покидающих кристаллические решетки минералов и переходящих в раствор, уходила в океан, а другая группа элементов (Si, Al, Fe^{3+} , Mn, Ti), менее подвижных, накапливалась в коре выветривания и континентальных бассейнах седиментации, способствуя тем самым сиализации материковой коры.

Растворенное состояние, проявляющееся массово в областях жарко-влажного климата, сообщает веществу необычайную геологическую активность — делает его подвижным и способным к различным взаимодействиям с другими веществами. При полном выветривании силикатной породы (при достижении ею каолиновой стадии), когда она лишается всех подвижных компонентов, вынос вещества достигает 30—40% от первоначального веса.

В результате длительного воздействия агентов выветривания на горные породы земной поверхности возникает особая зона измененных пород — так называемая кора выветривания, в пределах которой породы имеют рыхлое сложение, лишены подвижных компонентов и, наоборот, обогащены инертными компонентами и содержат много минеральных новообразований. Кора выветривания развита по земной поверхности крайне неравномерно, в зависимости от геоморфологической дифференциации и климатической поясности. Максимальной мощностью (до 300 м) и наиболее сложно дифференцированным профилем она обладает в областях умеренно расчлененных плато влажных тропиков. В областях аридного и холодного климата с экстенсивным биологическим круговоротом мощность коры выветривания незначительна и профиль ее примитивен. В условиях динамичного сильно расчлененного рельефа кора выветривания даже при тропическом климате не образуется, так как в этом случае скорость денудации выше скорости химического изменения пород и накопления продуктов выветривания.

Кора выветривания относится к сфере климатического круговорота воды, и поэтому ведущие реакции выветривания связаны с действием на породы воды — это гидратация, завершающаяся присоединением к минералу воды, и гидролиз, выражающийся во взаимодействии ионов воды с компонентами разрушаемых пород. В процессе выветривания поглощается много воды (иногда до 10% от общего веса его продуктов), так как почти все вторичные минералы и коллоиды, образующиеся в коре выветривания, содержат воду.

Кора выветривания находится также в зоне активного взаимодействия пород земной поверхности с газами атмосферы. Поэтому

к числу ведущих реакций выветривания принадлежат и реакции окисления кислородом воздуха поливалентных элементов (Fe, Mn, S и др.), содержащихся в изверженных породах в двухвалентной форме, а также реакции карбонатизации, связанные с геохимической активностью CO_2 и его фиксацией в продуктах выветривания. Окисление и карбонатизация ведут к связыванию и накоплению в новообразованиях коры выветривания больших количеств газов атмосферы (O_2 и CO_2).

Энергетической основой процессов выветривания, как мы уже говорили, служит солнечная радиация, действующая, однако, на горные породы не непосредственно, а через климатические и биологические процессы, в ходе которых она трансформируется в тепловую. В процессах выветривания преобладают эндонергетические реакции, приводящие к разрушению кристаллических решеток минералов и разрыву химических связей, вследствие чего сложные по составу и строению силикаты и алюмосиликаты преобразуются в простые соединения, расходуя при этом колоссальную тепловую энергию (солнечную), переходящую в потенциальную энергию новообразований коры выветривания.

Выветривание — ведущий корообразующий геологический процесс. Большая скорость этого процесса* при охвате больших площадей суши и при непрерывности развития в течение всей геологической истории определяет колоссальный объем вовлекаемого в него вещества. Расчеты различных исследователей свидетельствуют о том, что за 3,5 млрд. лет через кору выветривания прошла вся масса сиала**.

В историческом аспекте выветривание представляет процесс разрушения нестойких силикатов и алюмосиликатов материковой коры. Однако поскольку свежий материал в виде новейших извержений базальта и тектонически поднятых блоков вулканической коры, еще не подвергшихся экзогенным процессам, на суше занимает относительно небольшие площади, то поэтому выветриванию значительно чаще подвергаются породы осадочного и гранитно-метаморфического слоев, проходившие экзогенную переработку уже неоднократно. В результате эффекты разновозрастных воздействий выветривания складываются, определяя характерное для осадочных пород направление эволюции — все возрастающей

* Оценивается В. П. Петровым [1967] в 1 см за 200—300 лет.

** Попытку расчета суммарного эффекта выветривания за всю геологическую историю Земли предпринял финский геохимик К. Ранкама (1954). Исходя из допущения, что Ag^{40} является продуктом распада K^{40} , освобожденным при выветривании, он вычислил, что $3,5 \times 10^9$ лет на каждый квадратный сантиметр земной поверхности приходится 6420 кг породы, испытавшей выветривание. Если эту цифру, полученную Ранкама, умножить на среднюю историческую площадь суши 100 млн. км² (ныне 149 млн. км²), то получим суммарный объем продуктов выветривания, образовавшихся в течение $3,5 \times 10^9$ лет, приблизительно равный массе всего сиалического отдела земной коры. К аналогичному выводу пришел Т. Барт [1965], расчет которого основывается на геохимической истории катионов.

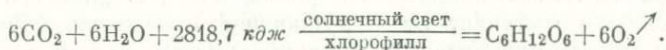
степени дезинтеграции обломочных продуктов, повышения содержания окислов и простых солей, все большего совершенства химической дифференциации вещества осадочной оболочки, все нарастающей утраты легкорастворимых соединений*.

С течением геологического времени выветривание изменяло свой характер в связи с эволюцией газового состава атмосферы — со сменой древнейшей вулканической атмосферы углекислой и последней — кислородсодержащей. Эти смены типов атмосферы сопровождалась изменениями геохимического поведения литофильных элементов — степени и форм их миграций, фациальных условий накопления и др.

Большое значение для развития процессов выветривания имела все нарастающая гравитационная неустойчивость земной коры и контрастность рельефа, увеличивавшие глубину зоны активного водо- и газообмена, повышавшие интенсивность взаимодействия горных пород с подземной атмосферой и подземной гидросферой, а в итоге усиливавшие геологический эффект этих процессов.

БИОЛОГИЧЕСКИЙ КРУГОВОРОТ В ЛАНДШАФТНОЙ СФЕРЕ

Ландшафтная сфера является местом основного сосредоточения самого могучего природного деятеля — живого вещества, преобразующего посредством фотосинтеза энергию солнечных лучей в химическую энергию. Под действием квантов солнечного света, поглощаемых хлорофиллом, осуществляется синтез CO_2 и H_2O , бедных химической энергией (вследствие полной окисленности в них углерода и водорода), в органические соединения, в которых углерод и водород частично освобождены от связей с кислородом и которые поэтому богаты потенциальной химической энергией. Реакция фотосинтеза происходит по схеме



Органические соединения, образующиеся в результате фотосинтеза, устойчивы только в живом веществе, и поэтому после гибели организмов окисляются снова, образуя воду и углекислый газ и выделяя аккумулированную при фотосинтезе энергию. Таким образом, в ландшафтной сфере совершается грандиозный круговорот веществ, начальным звеном которого является фотосинтез, создающий соединения, богатые потенциальной химической энергией, а конечным — окисление и минерализация органических веществ с образованием относительно инертных соединений. Эти взаимно противоположные процессы синтеза живого

* Поэтому значительное распространение в отложениях протерозоя граувакк, аркозов и гидрослюдистых глинистых сланцев может быть не столько следствием особого климата времени их образования (сухого или прохладного), сколько следствием недостаточной переработки материала этих осадочных пород выветриванием в силу их древнего возраста.

вещества и его деструкции в природе примерно скомпенсированы, что обеспечивает постоянное возобновление запасов исходных компонентов. Однако круговорот биологический, как и все другие круговороты в природе, обратим не полностью. Из ежегодно продуцируемого живого вещества снова разрушается 99,2%, а 0,8% в неминерализованном состоянии накапливается в осадках в виде месторождений каустобиолитов и рассеянного органического вещества, переходящих в круговорот геологический, вносящих в него существенный пай химической энергии.

В реакциях фотосинтеза ежегодно участвуют 20% всего CO_2 атмосферы и $1,0 \cdot 10^{10}$ т водорода, которые включаются в состав органических веществ. По А. П. Виноградову и А. А. Ничипоровичу, фотосинтезирующие растения оборачивают весь кислород атмосферы в 2—3 тыс. лет, а воду Мирового океана — в 5—6 млн. лет. За время существования жизни на Земле через живые клетки прошли $3,6 \cdot 10^{19}$ т воды, что в 24 раза больше современной массы гидросферы [Успенский, 1962].

Общая масса живого вещества, ежегодно образующегося в ландшафтной сфере, приближенно оценивается в $n \cdot 10^{12}$ т, а вся масса живого вещества, генерированного за время существования жизни на Земле, — в $4 \cdot 10^{19}$ т, что могло бы составить сплошной слой вокруг Земли толщиной 80 км [Успенский, 1962]. Содержание органического углерода оценивается в осадочных породах континентов в $3,8 \cdot 10^{15}$ т, а в донных отложениях Мирового океана — $2,4 \cdot 10^{15}$ т [Виноградов, 1967].

Живое вещество еще более дисперсно, чем минеральные системы. Оно складывается из бесчисленных организмов, больших и малых, представляющих самостоятельные биохимические системы с исключительно напряженным обменом вещества и энергии, предельно удаленные от равновесия. Живое вещество в ландшафтной сфере постоянно возникает и распадается. В процессе существования оно получает из окружающей среды разнообразные вещества, претворяющиеся в вещество организмов, и выделяет в окружающую среду продукты жизнедеятельности. За время существования каждый организм пропускает через себя массу вещества, в сотни и даже в тысячи раз превышающую собственный вес. В этом отношении особенно показателен расход растениями воды на транспирацию, которая по величине приближается к испарению воды с равной поверхности океана.

Большая емкость каждого организма в отношении обмена веществ и способность размножаться при большой скорости воспроизводства поколений сообщают биологическому круговороту необычайный размах. Расчеты, неоднократно приводившиеся в литературе, показывают, что общее количество вещества, прошедшего через живые клетки, в несколько раз превышает массу земной коры. Среди всех круговоротов, совершающихся в ландшафтной сфере, биологический — самый интенсивный, и им в конечном итоге определяются объем и скорость всего внешнего (климати-

ческого) круговорота. Более того, в ходе биологического круговорота создаются энергетические ресурсы развития многих других природных процессов и компонентов ландшафта.

В частности, при минерализации органических остатков возникают химически активные вещества, в том числе CO_2 и органические кислоты, которые поступают в поверхностные и подземные воды и усиливают их способность разрушать горные породы. На этом примере мы видим, как часть энергии биологического круговорота передается коре выветривания, в которой она совершает большую дополнительную геохимическую работу.

По мере распространения жизни на суше биологический круговорот все больше воздействовал на процессы выветривания, повышая их эффективность. Начиная с верхнего палеозоя в профиле коры выветривания формируется почвенный слой, представляющий пленку твердой Земли, в которой благодаря участию живого вещества и продуктов его распада геохимические процессы достигают наивысшей активности. Появление почвенного слоя повысило зрелость выветривания и в нижележащих горизонтах, которые стали получать из него воды, обогащенные CO_2 и органическими кислотами.

В целом живое вещество в ландшафтной сфере выполняет роль своеобразного фермента, чрезвычайно активизирующего геохимические продукты и убыстряющего движение вещества в круговороте. В ходе геологической истории это ферментативное влияние жизни на развитие ландшафтной сферы неуклонно возрастало и усложнялось. В результате прогресса жизни, в частности, обострилась поляризация геохимических процессов в ландшафтной сфере, нашедшая выражение в параллельном существовании и действии сильного восстановителя — органического вещества и сильного окислителя — свободного кислорода.

Интенсивность биологического круговорота изменяется по климатическим поясам. Чем теплее и влажнее климат, тем больше продуцируется биомассы и соответственно больше масштаб ее деструкции, а также разнообразнее и эффективнее биохимические и геохимические процессы. В холодном и сухом климате биологический круговорот замедлен и экстенсивен.

В биологическом круговороте участвуют все элементы, но в особенности С, Н, О, N, S, К, Р, для которых биологическая форма нахождения в высшей степени характерна. Основными материальными компонентами живого вещества являются вода и газы, вместе составляющие 98,5% его массы. Они же оказываются и основными продуктами распада организмов. Доминирующая роль воды и газов в составе живого вещества дает основание видеть в нем своеобразную материальную форму совместного существования вещества атмосферы и гидросферы [Перельман, 1968].

Если выветривание развивается на базе использования солнечной энергии, то денудационные процессы больше связаны с действием сил гравитации, проявляющихся через рельеф.

Рельеф отчасти происходит от гравитационной неустойчивости земной коры и разнозначных вертикальных перемещений ее глыб и сегментов. Не менее он связан с неравномерным накоплением по поверхности Земли разуплотненных дифференциатов мантии, формирующих вулканическую кору. Именно поэтому важнейшая категория форм рельефа планеты коррелируется с мощностями вулканической коры. Рельеф выше там, где больше объемы выброшенного к поверхности разуплотненного материала, и ниже, где вулканический выброс проявился слабее. Отчетливее всего эта зависимость проявляется в основной категории форм рельефа — возвышенных материках, существующих на мощной коре, и низкостоящих абиссальных равнинах океанов, обладающих корой минимальной мощности. Потенциальная гравитационная энергия возвышенного рельефа передается выпадающим на ее поверхность массам атмосферной влаги и трансформируется в механическую работу денудационных процессов. Чем больше амплитуды колебания высот рельефа, тем больше живая сила потоков и эффективнее их денудационная деятельность.

Интенсивность денудационных процессов в большой степени зависит также от климата, в особенности от количества атмосферных осадков, выпадающих в пределах водосбора. При сочетании контрастного рельефа и обильного увлажнения денудация может достигать крайней интенсивности.

Под воздействием денудационных процессов продукты выветривания, формирующиеся на поднятиях материков, периодически подвергаются размыву и перемещению вначале к понижениям местным (внутриконтинентальным), в которых они задерживаются временно, а потом к глубоким, длительно существующим прогибам зоны перехода континента к океану (впадины окраинных и срединных морей), где дают начало осадочным толщам.

Процессы денудации в большой степени способны литохимической дифференциации вещества в ландшафтной сфере, в частности отделению растворенных веществ от обломочного материала и рассортировке обломочных частиц по их размерам и плотности. Максимального размаха процессы смыва и перемещения продуктов выветривания по земной поверхности достигают в областях динамичного рельефа и гумидного климата, обладающих обширной и разветвленной гидрографической сетью и интенсивным внешним стоком; и меньше они проявляются в областях вялого рельефа и аридного климата, где гидрографическая сеть слагается из редких, эпизодически действующих русел, заканчивающихся в бессточных впадинах. В условиях

динамичного и контрастного рельефа господствуют механический срыв и перенос волочением по дну и во взвешенном состоянии, в условиях же равнинного рельефа минеральный материал переносится в виде тончайших взвесей, а также в коллоидных и истинных растворах.

В настоящее время годовой вынос вещества с континентов составляет $41,2 \cdot 10^9$ т, из них во влекомом состоянии $3,3 \cdot 10^9$ т, во взвешенном $32,5 \cdot 10^9$ т и в растворенном $5,4 \cdot 10^9$ т, что приблизительно отвечает соотношению нерастворенных и растворенных продуктов в коре выветривания [Алекин, Бражникова, 1963].

В развитии силля денудационным процессам принадлежит исключительная роль. На длительно и энергично развивающихся материковых поднятиях денудация «снимает» огромные минеральные массы и перемещает их в области устойчивых погружений (седиментационные бассейны). В некоторых случаях возможно «сбрасывание» всей силлической части коры до кровли базальтового слоя, и тогда отсутствие гранитно-метаморфического слоя на отдельных сегментах коры, например на срединных массивах Тетиса (Таримском, Южно-Каспийском, Черноморском, Тирренском и Лигурийском), может быть следствием глубокой и длительной денудации. Имеются указания на то, что снятые с них массы были перемещены во флишевые прогибы внешних зон подвижного пояса. Так, согласно А. В. Пейве [1967], массы одного лишь Балкано-Карпатского флиша, образованного из продуктов размыва кристаллических образований внутренней зоны Тетиса, достигают $100\ 000$ км³, т. е. значительно превосходят объем Карпатских гор.

Денудационные процессы, мобилизующие и перемещающие колоссальные минеральные массы на поверхности Земли, снимают нагрузки с одних участков и наращивают на других, тем самым нарушая изостатическую уравновешенность земной коры. Если освобождение Балтийского и Канадского щитов от ледяной нагрузки вызвало их энергичное поднятие (со скоростью $1,5-2,0$ см/год), то накопление в геосинклинальных прогибах осадочных толщ, превосходящих ледовые щиты в 2—5 раз по мощности и в 2—2,5 раза по плотности, должно, казалось бы, сопровождаться нарушением гравитационной неустойчивости коры на величину, превосходящую первую на целый порядок. Естественно, возникает вопрос — не связана ли крайняя неуровненность земной коры в поясе кайнозойских прогибов тихоокеанской периферии в какой-то мере с притоком в них огромной массы терригенного материала из муссонных областей Восточной и Юго-Восточной Азии (рис. 15). В этих областях (площадь более 6 млн. км²) интенсивность сноса составляет $50-60$ т/км²·год (максимальная $100-150$ т/км²·год). Весь минеральный сток из них поступает в прогибы, расположенные вдоль границы материка с океаном. Кайнозойские толщи этих прогибов имеют мощность от 5 до 12 км и сложены фациально однообразными прибрежно-морскими

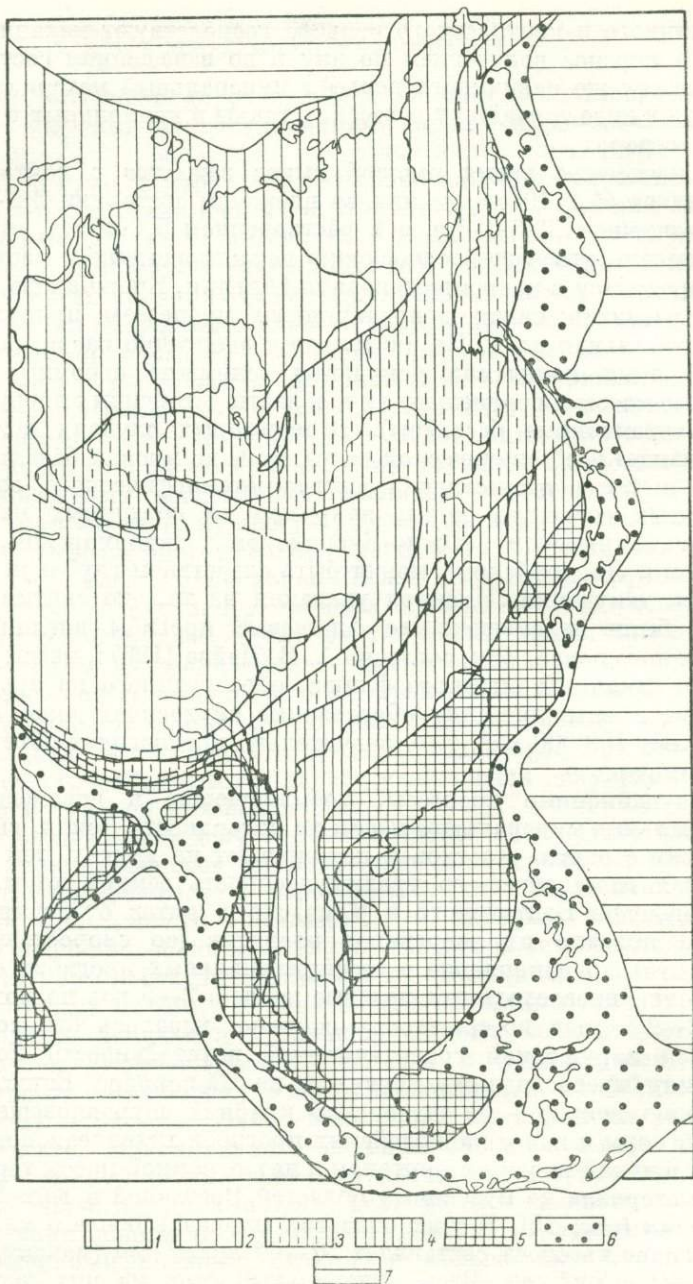


Рис. 15. Области интенсивной кайнозойской денудации и осадконакопления Восточной Азии.

1—5 — области суши с денудацией и минеральным стоком: 1 — очень слабыми (до 2 т/год . км²), 2 — слабыми (до 10 т/год . км²), 3 — умеренными (до 50 т/год . км²), 4 — интенсивными (до 150 т/год . км²), 5 — весьма интенсивными (до 350 т/год . км²); 6 — кайнозойские прогибы с энергичным осадконакоплением; 7 — области океана с экстенсивной глубоководной седиментацией.

и мелководно-морскими осадками, свидетельствующими о постоянной скомпенсированности в них тектонического погружения и осадконакопления.

За всю геологическую историю денудационные процессы переместили по поверхности Земли колоссальные массы минерального материала, оценить которые мы можем лишь приблизительно. Если исходить из объемов современного сноса (для всего мира $21,2 \cdot 10^9 \text{ т/год}$), то за 3,5 млрд. лет могло быть перемещено $14,4 \times 10^{19} \text{ т}$ вещества. Однако в архее и протерозое масштабы и скорость денудации были значительно меньше, чем в новейшие этапы геологической истории (очевидно, на целый порядок). Если уменьшить полученную цифру в 5—6 раз, мы получим объем вещества, вовлекавшийся в денудационные процессы, который превосходит массу сиала ($14,5 \cdot 10^{18} \text{ т}$).

Денудационные процессы, усиливавшие дезинтеграцию и растворение вещества и его литохимическую дифференциацию, за всю геологическую историю «минерализовали» огромное количество энергии, в данном случае энергии гравитационной (энергии рельефа).

Влияние гравитации на экзогенные геологические процессы не ограничивается денудацией. Оно распространяется на весь геологический круговорот. Действительно, чем больше амплитуда тектонических движений и контрастнее рельеф, тем активнее выветривание, денудация и осадконакопление, тем больше глубина погружения в недра земной коры осадочного материала, сформированного в ландшафтной сфере. Таким образом, усиливавшаяся со временем гравитационная неустойчивость земной коры увеличивала амплитуду и масштаб всего геологического круговорота, в процессе которого осуществляется обмен веществом и энергией ландшафтной сферы с глубокими уровнями коры.

БЫЛЫЕ ЛАНДШАФТНЫЕ СФЕРЫ.

ПЕРЕХОД КЛИМАТИЧЕСКОГО КРУГОВОРОТА В ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ

Сама ландшафтная сфера в ископаемое состояние перейти не может, однако ее минеральные образования, как продукты выветривания, скопления растительных остатков, фоссилизуются, но только в особой геоморфологической и историко-геологической обстановке, когда равнинная суша со слабо развитыми денудационными процессами становится частью седиментационного бассейна. В таком случае древние почвы и коры выветривания погребаются молодыми осадками и консервируются. На устойчивой суше, испытывающей поднятие, следов бывших ландшафтных сфер не сохраняется, поскольку их образования систематически подвергаются размыву и сносятся в континентальные и морские бассейны, где дают начало сериям разнообразных осадков. Таким образом, продукты функционирования бывших сфер фоссилизуются, как правило, не *in situ*, а в переотложенном состоянии.

В процессе формирования осадков материал былых кор выветривания воспринимает воздействие экзогенных факторов, но изменяется в общем незначительно, сохраняя состав и физическое состояние, приобретенное в ландшафте. Следовательно, осадочные толщи, континентальные в особенности, по существу, являются ископаемыми образованиями ландшафтных сфер минувших эпох, находящимися только во вторичном залегании (перемещенном и переотложенном). На этом основании любую осадочную толщу, да и весь осадочный слой земной коры, можно рассматривать как фоссилизированные ландшафтные сферы, интегрированные за миллионы лет геологической истории.

В длительно и унаследованно погружавшихся седиментационных бассейнах слои, отвечающие отдельным моментам истории ландшафтной сферы, погребяемые молодыми осадками, уходили от земной поверхности в недра на большую глубину, иногда на 12—14 км, как, например, базальные горизонты мощных осадочных серий, выполняющих Прикаспийскую синеклизу, впадину Мексиканского залива, кайнозойские прогибы Восточной Азии. Гранитно-метаморфический слой материковой коры, в существенной части сложенный парапородами, также представляет собой фоссилизированные ландшафтные сферы архейского и древнепротерозойского возраста, только лишь метаморфизованные и гранитизированные.

По существу, все вещество сияля прошло через ландшафтную сферу и переработано (неоднократно) в ней. Грубо говоря, сияль является как бы гигантской корой выветривания Земли, сформированной в континентальную стадию развития планеты. На связь сияля с континентальной стадией указывает отсутствие его в океаническом типе коры и совпадение по времени начала его развития с появлением первых наземных ландшафтов и первых осадочных образований (около $3,5 \cdot 10^9$ лет).

Ландшафтная сфера, наряду с астеносферой, является геологически активным уровнем Земли, формирующим кору. Если астеносфера питает кору вулканическим материалом, то ландшафтная сфера производит его преобразование в осадочные породы, более активные в геологическом и геохимическом отношении.

Фоссилизация былых ландшафтных сфер через осадконакопление смыкает климатический круговорот с геологическим и осуществляет передачу вещества и энергии от первого второму.

Аккумуляция солнечной энергии земным веществом в ландшафте

**ТРАНСФОРМАЦИЯ ЛУЧИСТОЙ ЭНЕРГИИ В ДЛИННОВОЛНОВОЕ ИЗЛУЧЕНИЕ
ЗЕМЛИ, КЛИМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ РАБОТА**

Энергетической основой процессов, протекающих в ландшафтной сфере, служит поток солнечных лучей, поступающий в нее непрерывно в течение всей геологической истории. Часть солнеч-

ной радиации, поглощаемой ландшафтной сферой (испарение, нагрев почвы), трансформируется в длинноволновое (тепловое) излучение Земли, которое почти полностью задерживается водяными парами и CO_2 нижних слоев атмосферы, в результате чего в ландшафтной сфере происходит накопление тепла, очень неравномерное по географическим широтам, а также между материками и океанами. Связанные с этим большие горизонтальные градиенты температуры и давления воздушных масс возбуждают циркуляцию атмосферы — межширотную, циклоническую, муссонную, в процессе которой с океанов на сушу приносится много тепла и влаги, осуществляющих на ее поверхности выветривание и денудацию. Таким путем климатические процессы порождают процессы геологические и передают им существенную часть своей энергии (солнечной).

Масштабы и интенсивность экзогенных геологических процессов и степень освоения ими солнечной энергии изменяются по климатическим поясам и областям. Максимального развития они достигают в тепло-влажном климате — тропическом и экваториальном, в котором обилие тепла и влаги, а также большая емкость биологического круговорота создают возможность для непрерывного (круглогодичного) течения геохимических процессов высокой интенсивности.

По самым приблизительным оценкам на процессы выветривания и денудации расходуется 0,001 (0,1%) солнечной энергии, осваиваемой Землей, что составляет $n \cdot 10^{21}$ кал/год, величину, на целый порядок превышающую все эндогенные источники энергии. Солнечная энергия, трансформируемая в геологическую работу, наряду с гравитацией составляет энергетическую основу колоссального круговорота вещества в ландшафтной сфере, в котором создаются большие запасы потенциальной энергии, носителем ее является сиаль.

Использование солнечной энергии в геологических процессах было бы невозможно, если бы на Земле не было атмосферы, пропускающей коротковолновую радиацию и задерживающей тепловое излучение поверхности Земли, и гидросферы, на веществе которой строится весь климатический круговорот. Только на планете с атмосферой и гидросферой могли получать развитие мощные и разнообразные экзогенные процессы, которым во многом обязан своим происхождением сиаль. На Луне и Марсе, где подобные оболочки отсутствуют, а следовательно, механизм трансформации солнечной энергии в геологическую работу через климатические процессы не действует, коровых образований типа земного сиаля, по-видимому, нет.

МЕХАНИЗМЫ АККУМУЛЯЦИИ СОЛНЕЧНОЙ ЭНЕРГИИ МИНЕРАЛЬНЫМ ВЕЩЕСТВОМ ЛАНДШАФТНОЙ СФЕРЫ

В природе действует много механизмов физической, физико-химической и биохимической аккумуляции солнечной энергии.

Физическая аккумуляция солнечной энергии. Она наиболее распространена и выражается в обычной дезинтеграции кристаллических пород. Горные породы, выступающие на земной поверхности, под действием климатических и экзогенных геологических процессов дробятся, постепенно превращаясь в дисперсные системы, богатые поверхностной энергией. Известно, что частицы, входящие в кристаллическую решетку минерала, — ионы, атомы — расположены внутри кристалла в определенном порядке, всесторонне взаимодействуют между собой и, таким образом, находятся в состоянии равновесия. Частицы же, расположенные у поверхности кристалла, образуют асимметричные поля взаимодействия со свободной энергией на внешней стороне — в так называемом активном слое [Кузнецов, 1954]. Носителями этой энергии являются свободные электроны в некомпенсированных молекулярных связях поверхностного слоя. Чтобы переместить внутреннюю частицу кристалла на поверхность, нужно его расколоть, т. е. совершить определенную работу, затратив энергию, которая переходит в потенциальную энергию этой частицы. Дробление горных пород в ландшафтной сфере осуществляется климатическими и денудационными процессами, действующими на базе использования солнечной энергии. Поэтому потенциальная свободная поверхностная энергия дисперсных систем осадочных образований может рассматриваться как аккумулированная солнечная энергия.

Чем мельче продукты дезинтеграции, тем больше частиц (ионов и атомов) из положения внутренних переводится в активный поверхностный слой, тем больше их общая поверхность (на единицу объема), а следовательно, больше и суммарная поверхностная энергия. Больше всего поверхностной энергии у глинистых и алевритовых осадков, содержащих много коллоидов (гидроокислов алюминия, железа и марганца, кремнезема, глинистых минералов), обладающих размером частиц в пределах от 1^{-5} до 10^{-7} см. Поверхностная энергия коллоидов в тысячи и даже в миллионы раз больше, чем у псаммитовых частиц. Именно благодаря огромным запасам поверхностной энергии коллоиды обладают высокой активностью, проявляющейся в таких свойствах, как сорбция паров и газов, обменная адсорбция катионов, теплота смачивания и др. *.

Механическая дезинтеграция горных пород повышает восприимчивость ее продуктов к дальнейшему воздействию агентов выветривания, увеличивает их подвижность в водной и воздушной

* Поверхностная энергия распространяется в глубь твердого тела на расстояние около 10^{-7} — 10^{-5} см, а с наружной его стороны — на расстояние до 10^{-3} см. Коллоидные частицы, имеющие размер 10^{-5} — 10^{-6} см, целиком перекрыты радиусом действия собственной поверхностной энергии, что сближает их свойства со свойствами ионов и молекул. Также перекрыто полем поверхностных сил и имеет особые физико-химические свойства и пространство между коллоидными частицами (Г. Л. Поспелов, 1970).

среде, способствует их дифференциации в процессе переноса и отложения. Кроме того, возрастающее с уменьшением величины зерен внутреннее давление (под влиянием поверхностного натяжения) увеличивает их растворимость. Расчет поверхностной энергии терригенных частиц и коллоидов, заключенных в осадочном слое коры, еще не произведен, поэтому количество этого вида энергии (даже в приближенном значении) остается неизвестным, хотя грандиозность запаса потенциальной энергии дисперсных систем не вызывает сомнений.

Механизм геохимической аккумуляции. В. И. Лебедев [1954] и Н. В. Белов [1952] обратили внимание на то, что между кристаллическим веществом магматогенного и глубинно-метаморфического происхождения, с одной стороны, и гипергенно-осадочного — с другой, наблюдаются различия в энергетическом состоянии связи алюминия с кислородом и различия в структуре силикатов. В кристаллических решетках минералов магматогенного и глубинно-метаморфического происхождения алюминий находится в тетраэдрическом окружении атомами кислорода, а в решетках минералов, образующихся в коре выветривания, основная часть алюминия находится в октаэдрическом окружении кислорода. Межатомные расстояния Al—O в тетраэдрической и октаэдрической координациях разные: в первой они равны 1,75 Å, а во второй в среднем 1,95 Å, что свидетельствует о значительной ковалентности связей Al—O в тетраэдрическом окружении и более ионных — в октаэдрическом окружении.

Энергетическая оценка этих явлений, произведенная на основе теоретических расчетов и термодимических данных, приводит к заключению, что энергия химической связи алюминия с кислородом в тетраэдрическом окружении больше, а потенциальная энергия, наоборот, меньше, чем у алюминия в октаэдрическом окружении кислорода. Из этого В. И. Лебедев и Н. В. Белов сделали важный для геологии вывод о различии энергетических состояний Al—O эндогенного и экзогенного происхождения, о том, что при процессах выветривания происходит кристаллохимическая аккумуляция энергии, которая в конечном счете является поглощенной солнечной энергией.

В эндогенных условиях при замещении глинистых минералов полевыми шпатами происходит обратный процесс — освобождение энергии, аккумулированной в коре выветривания, которая тут же расходуется на различные геологические процессы — метазенез, метаморфизм, образование гранитной магмы. Таким образом, изменение энергетического характера связей алюминия и кислорода в алюмосиликатах в процессе круговорота минеральных масс между ландшафтной сферой и зоной метаморфизма представляет своеобразный механизм «минерализации», а затем «излучения» солнечной энергии.

Важным механизмом геохимической аккумуляции солнечной энергии в ландшафтной сфере является также разделение K, Na,

и Ca, Mg, Fe²⁺ с Al₂O₃ и SiO₂, связанных в эндогенных минералах, а затем самостоятельное накопление их в виде простейших соединений — окислов, карбонатов, солей, сульфатов, которые в зоне метаморфизма снова воссоединяются в сложных комплексных соединениях, выделяя при этом тепло (П. Н. Панюков, 1953).

Биохимический механизм аккумуляции. Самый эффективный механизм аккумуляции солнечной энергии — фотосинтез, уже в течение 2—3 млрд. лет осуществляемый зелеными растениями. В процессе фотосинтеза вода и углекислый газ, представляющие собой продукты полного окисления водорода и углерода, создают за счет энергии солнечных лучей, поглощаемых хлорофиллом, органические соединения, обладающие большим запасом потенциальной энергии. О масштабах фотосинтеза и количестве освобождаемой с помощью этого механизма солнечной энергии свидетельствуют массы вещества, вовлекаемые в биологический круговорот.

По А. А. Ничипоровичу, наземные и водные растения планеты ежегодно усваивают в процессе фотосинтеза и включают в состав органических веществ $1,75 \cdot 10^{11}$ т углерода, $2,5 \cdot 10^{10}$ т водорода и $4,0 \cdot 10^{12}$ т кислорода. В течение каждых 5—6 млн. лет, т. е. за одну треть часть геологической эпохи, растения разлагают при фотосинтезе столько воды, сколько ее содержится в Мировом океане, и в течение каждых 3 тыс. лет выделяют свободного кислорода столько, сколько его содержится в атмосфере. При таких масштабах освоения вещества организмы за 2—3 млрд. лет существования жизни могли бы «съесть» весь земной шар, не будь многократной оборачиваемости вещества в биохимических реакциях.

Фотосинтез протекает в ландшафтной сфере суши, в прибрежном морском мелководье до глубины 50 м и в самом верхнем слое океанических вод. Общее количество солнечной энергии, ежегодно аккумулируемой в органических соединениях, приблизительно оценивается в $1,6 \cdot 10^{21}$ кал, или 0,1% мощи солнечной энергии, становящейся достоянием Земли. Это огромное количество энергии ежегодно трансформируется в химическую работу и обращается на биологический, отчасти геохимический круговорот веществ.

Однако наряду с фотосинтезом на Земле совершается почти равноценный ему по масштабу, но противоположный по направленности процесс окисления органических веществ посредством дыхания, горения, гниения, брожения, при котором снова образуются полностью окисленные соединения CO₂ и H₂O. В процессе окисления потенциальная энергия органических веществ, полученная при фотосинтезе, освобождается. Если образование углеводов — эндотермический процесс, то их окисление, наоборот, сопровождается выделением тепла. Однако далеко не все органические вещества окисляются. Часто восстановительная среда осадконакопления не успевает смениться окислительной, как органогенный осадок изолируется последующими наслоениями.

В этих случаях запасы солнечной энергии, накопленные в органическом веществе, избежавшем окисления, консервируются. Подобными носителями «консервированной» потенциальной энергии являются все залежи каустобиолитов и рассеянное в породах органическое вещество. Общее количество такого активного органического углерода, захороненного в осадках, согласно различным оценкам, составляет $(2,5 \div 3,5) \cdot 10^{15} \text{ т}$.

Однако и органические соединения, претерпевшие полное окисление, вносят свой пай в накопление потенциальной энергии в осадочной оболочке Земли. Продукты их распада — CO_2 и гумусовые кислоты, — а также теплота окисления повышают общий энергетический уровень среды выветривания и через него способствуют образованию минеральных соединений и агрегатных состояний вещества с повышенными запасами потенциальной энергии.

«МИНЕРАЛИЗОВАННАЯ» СОЛНЕЧНАЯ ЭНЕРГИЯ ОСАДОЧНОГО СЛОЯ

В ландшафтной сфере минеральное вещество как бы заряжается энергией химических связей и особых агрегатных состояний, являющейся по своему происхождению аккумулярованной солнечной энергией. Благодаря этим запасам энергии минеральное вещество коры выветривания и осадочного слоя более активно в геохимическом отношении, чем исходные породы, способно к более быстрому течению реакций, к более высокому темпу минерального круговорота. В общем в ландшафтной сфере формируются минеральные массы с более высоким энергетическим уровнем, чем вещество исходных пород.

Далеко не вся солнечная энергия, затрачиваемая на процессы выветривания, аккумулируется. Некоторая ее часть теряется в составе длинноволнового излучения Земли в результате экзотермических реакций, протекающих в ландшафтной сфере; это реакции, связанные с осаждением из растворов, сорбции, коагуляции, минерализации органических остатков и др. Однако существенная часть солнечной энергии fossilизируется в минеральных продуктах коры выветривания и в осадочных толщах, с которыми затем уходит в недра земной коры. Приращение энергетических ресурсов при переходе исходных вулканических пород в осадочные отвечает лишь части той работы, которую экзогенные силы затратили на выветривание.

Так как продукты выветривания накапливаются не повсеместно, а только в отрицательных формах рельефа, испытывающих длительное погружение, распределение их по поверхности Земли происходит неравномерно. Главными аккумуляторами продуктов выветривания и «минерализованной» солнечной энергии становятся геосинклинальные прогибы, в которых процессы осадконакопления достигают максимального размаха и интенсивности. В осадочном выполнении геосинклинальных прогибов,

авлакогенов и синеклиз сосредоточены огромные количества солнечной энергии, «минерализовавшейся» в течение значительных отрезков геологической истории и «собранный» с обширных пространств древних материков.

Накопление запасов потенциальной энергии в осадочных толщах происходило неравномерно по климатическим зонам и регионам. Чем теплее и влажнее был климат, тем полнее происходило разложение пород земной поверхности, тем совершеннее протекала химическая дифференциация его продуктов и, следова-

тельно, тем большими оказывались запасы потенциальной энергии у накапливающихся за их счет осадочных толщ. Поэтому наибольшими энергетическими коэффициентами обладают осадки мономиктовой и олигомиктовой формаций, образующиеся в экваториальном и влажно-тропическом климате из продуктов глубокого выветривания. Осадки этих формаций отличаются наивысшей степенью дисперсности обломочного материала, большим содержанием сильно выщелоченных глинистых минералов, высокой концентрацией свободных окислов и гидратов в коллоидной форме, совершенной химической дифференциацией минеральных масс. В осадках мономиктовой и олигомиктовой формаций существенная часть алюминия переведена в шестерную координацию, что при их метаморфизме допускает образование минералов с повышенной энергией кристаллической решетки (граната, дистена, жадеита) без участия большого литостатистического давления, а только за счет их высоких геохимических потенциалов [Лебедев, 1963].

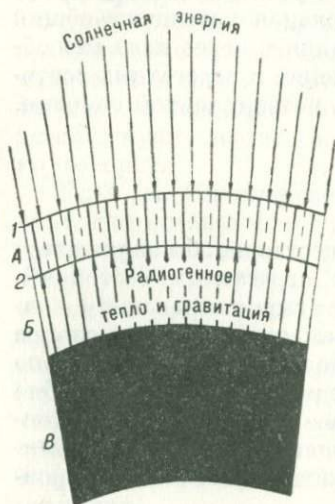


Рис. 16. Сиаль — зона взаимодействия солнечной и планетарной энергии.

А — сиаль (осадочный и гранитно-метаморфический слой);
 Б — сима (базальтовый слой);
 В — ультрасима (перидотитовый слой);
 1 — дневная поверхность;
 2 — сейсмический раздел Конрада.

Полимиктовые толщи, формировавшиеся в условиях умеренного климата при преобладании процессов физического выветривания и механической седиментации, несут меньшие запасы потенциальной энергии. В них степень дисперсности минеральных масс и переработки выветриванием относительно невелика. Это осадки преимущественно песчаного состава; глины они содержат мало, к тому же их глины маловыщелоченные — гидрослюдистые, требующие для своего образования меньших затрат энергии, чем каолиновые глины. В толщах полимиктового типа аутигенное минералообразование развито слабо, коллоидная часть в них почти отсутствует. В целом геохимические потенциалы осадков полимиктовой формации невелики; запасы «минерализованной»

солнечной энергии в них меньше, чем у толщ мономиктовой и олигомиктовой формаций.

Если считать, что метаморфические породы нижнего яруса сиаля также являются измененными древними осадками, когда-то побывавшими у дневной поверхности, то, следовательно, сфера распространения «минерализованной» солнечной энергии не ограничивается осадочным слоем земной коры, а распространяется на весь сиаль. В таком случае сейсмический раздел Конрада, отделяющий сиаль от базальтовой коры, помимо своего геофизического и геологического значения является также важнейшей геознергетической границей внутри Земли — границей, до которой распространяется экзогенный круговорот вещества, действующий на базе солнечной энергии (рис. 16).

Экзогенный геологический круговорот

Геологический круговорот охватывает очень широкий комплекс процессов, связанных с образованием осадков и поведением их в земной коре. Он начинается в ландшафтной сфере процессами

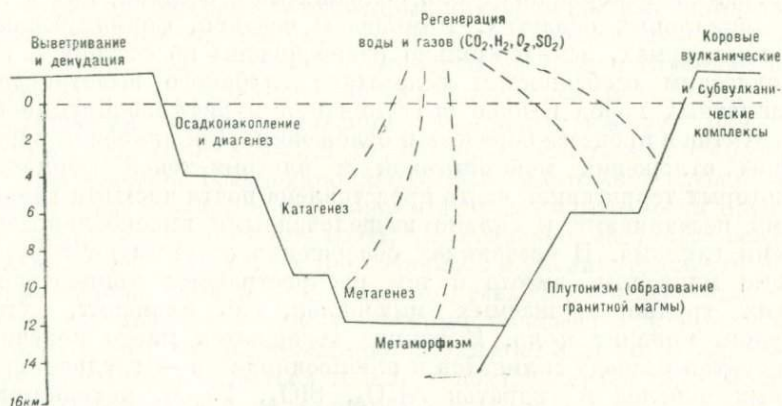


Рис. 17. Геологический круговорот.

выветривания и денудации и заканчивается метаморфизмом и гранитным плутонизмом, возвращающими осадки в состояние кристаллических пород (коровых) (рис. 17). Геологический круговорот в нисходящей ветви направляется действием сил гравитации (осадконакопление, диагенез, ката- и метагенез), а в восходящей ветви — действием земного тепла (метаморфическая дифференциация, плутонизм и коровый вулканизм).

Осадконакопление. Процессы осадконакопления, как и денудационные, контролируются тектоническим режимом и климатом. В подвижных поясах континентов благодаря большой энергии и динамичности рельефа господствуют механический срыв и перенос материала волочением по дну и во взвешенном состоянии,

завершаемые энергичной механической седиментацией. Влияние климата вследствие кратковременности его воздействия на породы в значительной мере подавлено. Даже в тропическом климате основным продуктом выветривания, поступающим из подвижных поясов, является обломочный материал, из которого формируются мощные терригенные толщи полимиктового и мезомиктового типа. В составе этих толщ преобладают песчаники и конгломераты с высоким содержанием неустойчивых к выветриванию минералов. Алевритов и глин в них мало, и состоят они из слабовыщелоченных низкоглиноземистых минералов (гидрослюд и монтмориллонита). Известняки среди осадков полимиктовой и мезомиктовой формаций редки, аутигенное минералообразование развито незначительно.

В областях вялого тектонического режима (платформах) влияние климата оказывается решающим. В этих условиях развиваются мощные и зрелые коры выветривания; перенос осуществляется отчасти в растворенном состоянии; отложение осадков происходит в значительной части хемогенным и биогенным путем. На всех стадиях литогенеза процессы протекают медленно и не приводят к накоплению столь больших масс осадков, как в геосинклинальных областях. Комплексы осадков, формирующиеся на платформах, исключительно разнообразны по составу и геохимическим особенностям вследствие глубокого выветривания силикатных пород в коре выветривания и дифференциации его продуктов в процессе переноса и отложения. Для платформ характерны отложения мономиктовой и олигомиктовой формаций, в которых терригенная часть представлена почти чистыми кварцевыми песчаниками и сильно выщелоченными высокоглиноземистыми глинами. В песчаниках совершенно отсутствуют неустойчивые минералы, вместе с тем распространены концентрации таких труднорастворимых минералов, как ильменит, рутил, циркон, монацит и др. В глинах содержится много конечных продуктов распада силикатов и алюмосиликатов — труднорастворимых окислов и гидратов Al_2O_3 , SiO_2 , Fe_2O_3 , находящихся преимущественно в коллоидной форме.

Для платформенных чехлов характерно высокое содержание карбонатных пород (до 50% объема), сульфатов и солей (до 8—12% объема). Специфический палеогеографический тип платформенных бассейнов (мелководные эпиконтинентальные моря и обширные лагуны), большой размах биогенной и хемогенной седиментации благоприятствуют заимствованию при платформенном осадконакоплении больших масс вещества из солевых ресурсов океана. В результате средний состав осадков платформенных чехлов оказывается близким к среднему составу основных и ультраосновных пород [Ронов, Магдисов, 1970]. Таким образом, платформенное осадконакопление, возвращающее на материки большие массы солей из океанических вод, не способствует силикации континентальной коры, наоборот, оно противодействует ему.

В необычайном масштабе и разнообразии в платформенных комплексах проявлено аутигенное минералообразование. В аридном климате платформенные осадки несут доломиты, сульфаты, соли, кремнистые и фосфатные слои, в гумидном климате им подчинены высокожелезистые и высокоглиноземистые пачки и угленосные серии.

Такое разнообразие тектонических и климатических условий земной поверхности способствует чрезвычайной физико-химической дифференциации вещества осадочного слоя коры по степени проработки его процессами выветривания, по степени разложения и дисперсности, по миграционной способности и по условиям отложения. Особенно большой пестроты состава и агрегатных состояний осадочные образования достигают в мономиктовой и олигомиктовой формациях, сложенных преимущественно конечными продуктами выветривания, прошедшими наиболее совершенную дифференциацию при переносе и отложении. В этих формациях отдельные окислы и их простейшие соединения образуют самостоятельные скопления в виде слоев и пачек.

Если осадочные образования полимиктовой и мезомиктовой формаций еще сохраняют некоторые признаки состава силикатных пород, из которых они возникли, то отложения мономиктовой и олигомиктовой формаций претерпели настолько глубокие преобразования, что уже ничем не напоминают исходных пород.

Эволюция осадконакопления. Осадконакопление началось в архее, приблизительно $3,5 \cdot 10^9$ лет назад. Сначала коропреобразующее значение осадконакопления было ничтожно. Древнейшие осадки представляли собой лишь отдельные линзы среди преимущественно вулканогенных толщ. Со временем масштабы осадконакопления возрастали, и оно развилось в доминирующий процесс формирования земной коры. Однако древнейшие осадки сразу же преобразовывались метаморфическими процессами в кристаллические сланцы, гнейсы и частично в граниты. Устойчиво осадочный слой начал формироваться только в позднем архее ($2,5 \cdot 10^9$ лет), когда региональный метаморфизм стал ослабевать и произошла дифференциация сиалической коры на протогеосинклинали и протоплатформы.

В ходе геологической истории процессы осадконакопления эволюционировали в связи с изменениями тектонического режима и климата. По мере усиления гравитационной неустойчивости земной коры и нарастания контрастности рельефа возрастала роль терригенного осадконакопления и сокращалось относительное значение хемогенной седиментации, а с развитием жизни на Земле огромный размах приобрело биогенное осадконакопление.

В соответствии с историческими изменениями физико-географических условий ландшафтной сферы (характера рельефа и палеогеографического развития, состава атмосферы, степени осолонения океанических вод, массы живого вещества и его биохимической активности) изменялся литологический и геохимический тип

осадков. Одни осадки, типичные для ранних систем, совершенно исчезли, другие существенно изменили фаціальную обстановку отложения. Например, карбонатное осадконакопление от незначительного в архее и раннем протерозое стало весьма внушительным в палеозое и едва не господствующим в мезозое и раннем кайнозое. При этом менялся и генетический тип карбонатного осадконакопления от исключительно хомогенного к преимущественно биогенному.

Отчетливо эволюция проявилась в группе высокожелезистых осадков, которые в докембрии представлены хомогенными тонко-

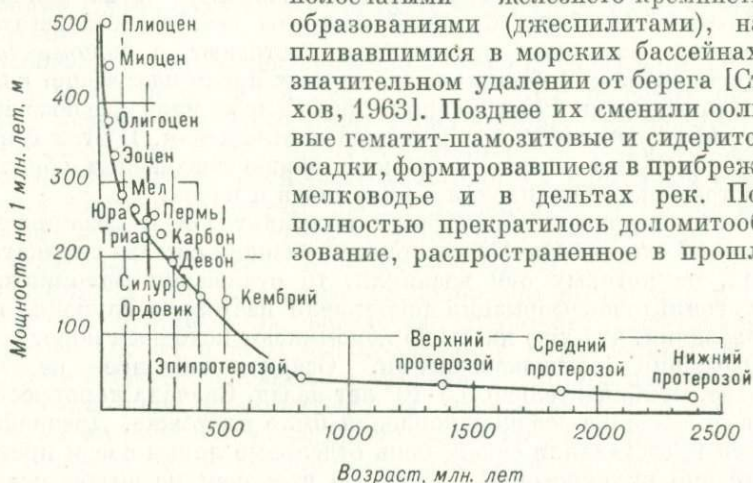


Рис. 18. Изменение скорости осадконакопления со временем [Джилли, 1949; Салон, 1968].

и, наоборот, в фанерозое большой размах приобрело накопление неизвестных в древнейших системах галогенных осадков, углей, бокситов. От периода к периоду изменялись количественные отношения отдельных генетических типов осадочных пород: падала роль глинистых осадков относительно псаммитовых, возрастало значение карбонатных пород и эвапоритов. В целом процессы осадконакопления постепенно интенсифицировались, возрастали объемы осадочных толщ (на единицу времени) (рис. 18). Полагают, что половина всей массы осадочных пород образовалась за последние 600 млн. лет.

Осадочный слой земной коры. Сложное движение продуктов выветривания по земной поверхности заканчивается отложением их в виде осадков на блоках коры, испытывающих длительные нисходящие движения. В результате из пестрой массы продуктов выветривания, собираемой с обширных пространств денудированной суши, образуются толщи специфических пород, составляющих в совокупности самый верхний и молодой слой коры — осадочный.

С течением времени масса осадочного слоя возрастала: увеличивались его мощность и площадь распространения, стала проявляться тенденция развития осадочного слоя в особую оболочку планеты, отвечающую континентальной стадии ее истории — стадии активного функционирования ландшафтной сферы. В настоящее время осадочный слой покрывает 75% поверхности Земли. Материал осадочного слоя формировался в динамичных средах ландшафтной сферы, поэтому усвоил много энергии, с которой связаны высокие энергетические коэффициенты осадочных пород. Развиваясь на границе трех сред — земной коры, гидросферы и атмосферы, — он соединил в себе вещество каждой из них и поэтому представляет полигенное образование.

Среди всех слоев земной коры и мантии осадочный слой отличается наибольшей неоднородностью и крайней изменчивостью состава и строения, проявляющихся даже на коротких расстояниях. Он развит не повсеместно: полностью отсутствует на докембрийских кристаллических щитах, представляющих устойчивые древние поднятия, и наоборот, достигает большой мощности (до 15 км) в геосинклиналях и синеклизах, испытавших либо короткое, но энергичное, либо длительное и медленное погружение. Состав и мощность слоя характеризуются частыми и резкими изменениями, коррелирующимися с отдельными тектоническими структурами высших порядков. В области древних материковых платформ он представляет более или менее однородный по составу полого залегающий покров мощностью до 3—5 км. В подвижных же областях его слагают серии геосинклинальных призм, разделенных клиновидными выступами кристаллического фундамента. В геосинклинальных призмах осадочный слой сложно дислоцирован, а в отдельных зонах метаморфизован и пронизан гранитными телами.

Основная масса осадочного слоя сосредоточена на материках и континентальном склоне. По оценке А. Б. Ронова и А. А. Ярошевского [1967], общий объем осадочного слоя (без переслаивающих его вулканических пород) составляет около 800 млн. км³, или ~ 10% объема земной коры. Три четверти его объема сосредоточены в геосинклинальных областях разного возраста, и только одна четвертая часть приурочена к платформам. Вес осадочного слоя оценивается в пределах (1,6 ÷ 2,0) · 10¹⁸ т. Если материковый осадочный слой образован консолидированными породами, то его продолжение в океанах в основном представлено осадками, не претерпевшими литификации.

В океанах состав и мощность осадочного слоя изменяются в направлении от материков к абиссальным равнинам, т. е. по мере удаления от источника минерального стока. В пределах шельфа и верхней половины континентального склона, где задерживается до 0,9 всего объема минерального стока, осадочный слой обладает многокилометровой мощностью и представлен образованиями, генетически сходными с породами континентальных

бассейнов — песками, алевритами и глинами. В нижней половине континентального склона и на поверхности абиссальных равнин океана залегает покров глубоководных илов мощностью ~ 300 м. Эти илы большей частью образованы скелетными остатками планктонных микроорганизмов, населявших активный поверхностный слой океана. Преобладают известковые илы (фораминиферовые, птероподовые, кокколитофоридовые), меньше распространены кремнистые (радиоляриевые и диатомовые); в наиболее глубоководных котловинах океана наблюдаются красные глины, сложенные тончайшим (коллоидно-дисперсным) терригенным и вулканическим материалом. Масса глубоководных осадков океана составляет $2,17 \cdot 10^{17}$ т [Полдверт, 1957; Виноградов, 1967].

Химическая дифференциация при экзогенных процессах. Разложение и дифференциация вещества коры в ландшафтной сфере способствуют разделению петрогенных элементов. Разная податливость дезинтеграции и растворению, образование соединений с различными миграционными способностями, раздельный перенос и отложение, наличие или отсутствие благоприятных условий осаждения и эффективных осадителей определяют различные пути и историю петрогенных элементов и соединений, приводящие к неравномерному их распределению в осадочных толщах. Одни из них, обладающие высокой растворимостью и миграционной способностью, достигают конечных областей стока океанов, где либо накапливаются в глубоководных осадках, либо пополняют запасы солей, растворенных в океанических водах. Другие, менее подвижные, задерживаются в континентальных бассейнах седиментации и становятся типическими компонентами сиалической коры.

Кремнезем — важнейший коровый компонент, накапливающийся на всех стадиях сиализации. При мантийной дифференциации концентрируется в легкоплавкой фазе, выносимой к поверхности (андезито-базальт). По сравнению с мантийным остатком (перидотитом) содержание его в вулканических породах повышается на 15%. В земной коре он входит в состав силикатов и алюмосиликатов, в которых связан со щелочами и щелочно-земельными элементами. Основная масса связанного SiO_2 заключена в полевых шпатах, главным образом в плагиоклазах. В сиале некоторый избыток SiO_2 фиксируется в виде несвязанной кремниевой кислоты — кварца.

В ландшафтной сфере силикаты и алюмосиликаты неустойчивы и разрушаются, выделяя кремнезем, который вместе с магматическим кварцем накапливается в виде различных кремнистых и кварцевых пород. Огромное количество в прошлом связанного кремнезема выдвинулось в докембрии в процессе химического разложения пород базальтовой коры и было осаждено в виде своеобразного железо-кремнистого осадка (джеспилитов).

Для неогоя характерны биогенные кремнистые осадки — радиоляриты, диатомиты, губковые опоки, уже не связанные с железом, а тесно ассоциированные с карбонатными породами.

Вследствие малой растворимости и затрудненной миграции SiO_2 накапливается преимущественно в периферических частях водоемов, между зоной прибрежно-морских терригенных осадков и пелагическими карбонатными илами, в пределах шельфа и континентального склона. Поэтому основная часть свободного кремнезема отлагается на территории континентальных массивов, повышая их общую кислотность. Обогащение континентальной коры SiO_2 в результате экзогенной переработки базальтоидного материала составляет 7—10%.

Глинозем также является типичным коровым компонентом, накапливающимся главным образом в процессе мантийной дифференциации. В перидотитовом остатке мантии содержание его не превышает 4%, тогда как в андезито-базальтовых продуктах дифференциации он присутствует в количестве 15—17%. Основная масса Al_2O_3 находится в связанном состоянии в полевых шпатах и главным образом в основных плагиоклазах (30—35%). В результате экзогенной переработки вулканической коры содержание Al_2O_3 изменяется мало. Терригенные осадочные породы содержат его приблизительно столько же, сколько андезито-базальты (15—17%). Некоторое повышение концентрации Al_2O_3 достигается в толщах осадочных пород, в существенной части сложенных сильно выщелоченными глинами (мономиктовая и олигомиктовая формации). В зоне гипергенеза мигрирует слабо; основные концентрации его приурочены к континентальным и прибрежно-морским осадкам. В континентальном стоке глинозем представлен коллоидами, которые во взвешенном состоянии могут достигать глубоководных областей океана.

Известь — типичный компонент осадочных пород, в которых ее содержание в два раза выше, чем в андезито-базальтах вулканической коры, и в 3—4 раза выше, чем в перидотитовом остатке мантии.

Общее количество карбонатных пород, заключенных в осадочном слое, оценивается в $(1,5 \div 3,0) \cdot 10^{17} \text{ т}$. Распределение их в разрезе слоя неравномерное. Известняки (мраморы) почти отсутствуют в древнем докембрии и появляются в более или менее значительном количестве только в протерозое, а в палеозое и позднее они становятся наиболее распространенными осадками, на долю которых приходится 25—30% объема всех осадочных образований этого возраста. Причиной такого прогресса карбонатного осадконакопления могли быть изменения состава атмосферы и развитие жизни на Земле.

В протозое при разложении базальтов вулканической коры в условиях агрессивной резко восстановительной атмосферы возникало много Ca^{2+} (наряду с Mg^{2+} и Fe^{2+}), поступавшего в воды протоокеана и создававшего в них (при отсутствии эффективных осадителей) высокие концентрации, невероятные по современным условиям. По заключению Конвела, в солевой массе этого древнейшего океана на долю кальция приходилось до 23% (по сравнению с 3,2% в солевой массе современного океана).

Известь осаждается хемогенным и биогенным путем. Хемогенный способ — наиболее древний и менее эффективный. Он контролируется парциальным давлением CO_2 в системе атмосфера — океан, а также температурой, испарением и щелочностью вод. Этот способ осаждения CaCO_3 был единственным в протогее, а ведущую роль сохранял до начала неогей. Массовое накопление извести началось лишь с появлением биогенных осадителей — организмов, использующих известь на построение своих скелетов: водорослей (существующих в течение всего неогей), археоциат (кембрий), моллюсков (с кембрия), кораллов (от ордовика доныне), донных фораминифер (верхний палеозой), пелагических фораминифер (мел — настоящее время). Подавляющая масса известняков осадочного слоя коры имеет органогенное происхождение, и история карбонатного осадконакопления, по существу, является отражением истории развития известьдобывающих организмов, оказавшихся весьма эффективными осадителями CaCO_3 .

В неогее содержание извести в солевой массе океана постепенно уменьшалось, поэтому каждая новая группа известьдобывающих организмов довольствовалась ее содержанием, более низким, чем на предыдущем этапе.

В мезозое и кайнозое в связи с усилением процессов денудации материков в карбонатном осадконакоплении чрезвычайно возросла роль обломочного и растворенного карбонатного материала, возникающего при размыве древних карбонатных толщ. В отложениях этого возраста весьма распространены обломочные известняки и карбонатное вещество, рассеянное в терригенных толщах.

Карбонатное осадконакопление, возвращающее на материк важнейший «симатический» элемент Ca, является тем самым процессом антисиматическим.

Железо. В породах мантийного остатка (перидотитах, дунитах) содержание $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ составляет 13—15%, в породах вулканической коры оно сокращается до 10—11% в базальтах и 7—8% в андезитах; в породах «зрелого» сиала содержание железа обычно не выходит за пределы 3,5—4%. Из этого следует, что в процессе образования сиала, вначале при мантийной, а затем при экзогенной дифференциации содержание Fe неуклонно падает, часть его переходит в мантийный остаток, часть сбрасывается в глубоководные осадки океана (в сумме 7—9%).

Параллельно с уменьшением содержания железа изменяется соотношение его основных форм FeO и Fe_2O_3 . В изверженных породах мантийного происхождения Fe содержится главным образом в закисной форме, тогда как в породах сиала выше содержание Fe_2O_3 .

Основное изменение соотношения $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{FeO}$ происходит при экзогенных процессах в ландшафтной сфере в зависимости от режима кислорода. В протогее в условиях атмосферы, богатой CO_2 и лишенной кислорода, соотношение $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{FeO}$ в продуктах выветривания было таким же, как и в основных изверженных

породах, поскольку Fe^{2+} не окислялось, а Fe^{3+} не восстанавливалось. В этих условиях резко доминировало закисное железо, которое в ландшафтной сфере легко выделялось из малоустойчивых орто- и метасиликатов, свободно мигрировало в растворе и хемогенным путем выделялось в осадок. Для кремнисто-железистых осадков протогей характерна высокая концентрация FeO (в магнетите). С появлением свободного кислорода в зоне гипергенеза Fe^{2+} стало окисляться и переводиться в трудно мигрирующую форму Fe^{3+} , задерживающуюся в бассейнах с континентальными и прибрежно-морскими условиями. С этого момента соотношение $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{FeO}$ в осадках и всех других образованиях стало возрастать, достигнув максимума в фанерозое*.

Магний — элемент, по геохимическому поведению близкий к Fe^{2+} , с которым в силикатах обычно присутствует совместно. Очень высокие концентрации MgO наблюдаются в остатке мантийной дифференциации (в перидотитах, дунитах), где содержание его достигает 40—42%. В вулканических дифференциатах мантии содержание MgO падает, до 9—7% в базальтах и 4—4,5% в андезитах. В породах сияля его содержание колеблется от 0,5 до 2,5%.

Таким образом, и мантийная и экзогенная дифференциация, каждая в отдельности, приводят к трех-четырекратному сокращению содержания магния в коровом материале.

В ландшафтной сфере магний относительно легко покидает решетки силикатов и, переходя в раствор, мигрирует до конечных областей сноса. В силу высокой растворимости и отсутствия энергичных биогенных осадителей он относительно мало участвует в седиментационном процессе, поэтому его концентрация в океанических водах исторически возрастала. Основная соль магния MgCO_3 выпадает в осадок хемогенным путем из вод с высоким щелочным резервом при высокой температуре, сильном испарении и высоком содержании CO_2 . Поскольку в ходе геологической истории состав атмосферы изменялся от углекислой к азотно-кислородной и общеклиматическая температура падала, роль магния в седиментационном процессе постепенно уменьшалась. В отложениях протогей магнезиальные осадки представлены доломитами, отчасти магнезитами (или их метаморфическими аналогами) и значительно распространены. Интенсивное доломитообразование продолжалось до начала неогей. На границе рифея с фанерозоем доломитовый тип карбонатного процесса сменился кальцитовым. Среди карбонатных осадков палеозоя еще обычны магнезиальные кальциты, но в позднем мезозое подавляющую массу карбонатных осадков слагают чистый кальцит и арагонит**.

* В зоне метаморфизма железо восстанавливается и отношение $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{FeO}$ снова уменьшается.

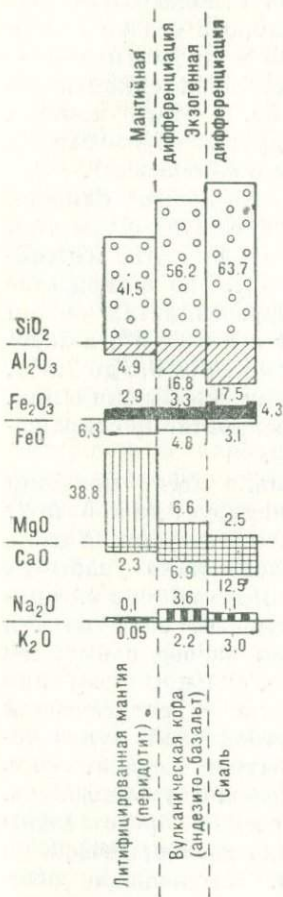
** Современные магнезиальные кальциты образуются в морях аридной области тропиков, накапливаясь в скелетах красных известковых водорослей (литотамний, поролитамний, кораллин и др.), живущих в мелководье (не более 30 м глубиной) при летних температурах выше 30° С.

В связи с историческими изменениями осадконакопления изменялась и относительная роль магния в солевой массе океанических вод. В протоеге магнию наряду с кальцием и закисным железом принадлежала роль ведущих катионов океанических вод. В дейтерегее эта роль им утрачивается, с одной стороны, вследствие интенсивного хемогенного доломитообразования, а с другой — в результате обогащения океанических вод натрием.

В неогее морские трансгрессии, покрывавшие платформенные массивы в областях аридного климата, возвращали значительные массы магния в континентальную кору. Однако в целом баланс магния для континентальной коры оставался отрицательным, так как она больше его теряла при денудации, чем получала обратно в результате морских трансгрессий.

Натрий. В процессе мантийной дифференциации натрия накапливается в базальтоидных выплавках; содержание его при этом повышается в десятки раз (от 0,1 до 2,8—3,6%). При экзогенной сиализации континентальной коры в результате многократного прохождения ее пород через циклы выветривания и осадконакопления содержание натрия уменьшается. В осадочном слое в целом содержание натрия в 2—3 раза меньше, чем в андезито-базальтах. Мобилизуемый на суше натрий вследствие хорошей растворимости и подвижности его соединений носился в океан, где в результате отсутствия эффективных способов осаждения мало участвовал в седиментационном процессе и накапливался в водах Мирового океана. В настоящее время количество NaCl в океанических водах в 5—6 раз превышает все содержание каменной соли и рассеянного галита в осадочном слое коры.

Рис. 19. Относительное значение мантийной и экзогенной дифференциации в сиализации коры.



На континенты хлористый натрий возвращается лишь при процессах лагунного (платформенного) галогенеза, при котором формируются пласты каменной соли иногда очень большой мощности и площади распространения. По мнению Барта [1965], значительные количества Na возвращаются в континентальную кору также седиментационными водами, погружающимися с осадками до уровней проявления метаморфических процессов, где NaCl гидролизуется,

при этом Na_2O реагирует с минералами пород и фиксируется в альбите, а HCl снова восходит к поверхности вместе с регенерированными газами (CO_2 , SO_2 и др.).

Калий — типичный коровый элемент, энергично накапливающийся в сиале. В мантийных породах содержание его составляет 0,05—0,1%, в андезито-базальтах вулканической коры оно возрастает в 10—20 раз (до 1—1,5%), а в осадочных породах еще удваивается или утраивается (до 2,5—5%).

В ландшафтной сфере калий весьма активен; содержащиеся его полевые шпаты и слюды в результате первой стадии выщелачивания замещаются хлоритами и гидрослюдами, имеющими в своем составе его намного меньше. Продукты дальнейшего выщелачивания хлорита и гидрослюд — каолинит и галлуазит — уже совершенно лишены калия.

Растворенный калий выносится в океаны, но не столь энергично, как натрий. Менее подвижный калий задерживается в промежуточных стадиях. Особенно много поглощают его почвы и растительность. При подходящих фациальных и геохимических обстановках, где возникают скопления гидрослюд, монтмориллонита, псаммитового полевого шпата, содержание калия достигает 5—7%.

В связи с малой подвижностью калия в континентальных ландшафтах содержание его в океане в 30 раз меньше, чем натрия*.

В общем воздействие экзогенных процессов — выветривания и денудации — на материковую кору повышает ее сиализацию путем накопления в осадочном слое трудномигрирующих SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 и K и параллельного сокращения содержания легко растворимых соединений Ca , Mg , Fe^{2+} и Na (рис. 19).

Глубоководная седиментация и минерализация вод Мирового океана — процессы, сопряженные и благоприятствующие экзогенной сиализации материковой коры

Выветривание и денудация материков, происходящие непрерывно в течение всей геологической истории, дают огромное количество тонкодисперсного и растворенного материала, поступающего в океаны и достигающего их глубоководных областей, где он осаждается на поверхность абиссальных равнин или пополняет солевую массу океанических вод, надолго выпадая из экзогенного круговорота масс.

В минеральном стоке с континентов, уходящем в глубоководные области океанов, исключительная роль принадлежит

* Многократное прохождение сиализического материала через «мельницу» экзогенных процессов способствует выносу калия из континентальной коры, что наглядно проявляется в обеднении калием глин от их древнейших представителей к самым молодым.

воднорастворимым соединениям — карбонатам Ca и Mg, хлоридам и сульфатам Na, K и Mg, а также труднокоагулирующим коллоидам Fe, Mn, Si, Al. Материковая кора обедняется этими компонентами и, наоборот, обогащается трудноигрирующими и грубообломочными компонентами, которые задерживаются в континентальных бассейнах седиментации или отлагаются в пределах шельфа и верхней части материкового склона, т. е. не выходят за пределы континентальной коры. Поскольку в континентальном минеральном стоке, уходящем в глубоководные области, выше роль «сиалических» элементов Ca, Mg и Fe^{2+} , чем «сиалических» K, Na, Fe^{3+} , глубоководная седиментация и минерализация вод Мирового океана являются процессами, способствующими повышению сиаличности материковой коры.

Объем минерального стока и его качественный состав исторически изменялись в зависимости от размеров, рельефа и динамичности суши, а также от климата и состава атмосферы, определявших характер и интенсивность денудационных процессов. С течением времени снос минеральных веществ в океаны возрастал главным образом вследствие неуклонного усиления неустойчивости земной коры и ее подвижности. Максимальных величин он достиг во второй половине кайнозоя. В настоящее время все реки мира сбрасывают в океаны 12,5 млрд. *т/год* вещества во взвешенном состоянии и 2,5 млрд. *т/год* в виде ионного стока. При таком объеме минерального стока образование осадочного слоя земной коры потребовало бы лишь 150 млн. лет.

Океаническая седиментация. В океане наблюдаются две основные области осадконакопления, различные по характеру и интенсивности седиментационных процессов.

1. Область шельфа вместе с верхней половиной континентального склона (до 1800 м), на которых осаждаются преобладающая часть поступающего в океан вещества, в том числе все более или менее грубые терригенные компоненты.

2. Область океанического ложа и нижняя часть континентального склона с чрезвычайно медленным и специфическим осадконакоплением, почти исключительно биогенным (пелагические илы).

Первая область, в которой задерживается 90% всего минерального стока, является затопленной периферией материков, и накапливающиеся в ней осадки не выходят из материкового круговорота масс. Наоборот, осадки глубоководной области океана надолго выпадают из круговорота и поэтому отражаются на составе материковой коры, способствуя ее сиализации.

В открытом океане минеральное вещество находится или в растворенном или в коллоидно-дисперсном состоянии, в донный осадок оно переводится биогенным путем и в результате коагуляции. Глубоководные осадки океанов занимают огромные площади ($2,68 \cdot 10^8$ км²), но относительно невелики по своей массе ($2,17 \times 10^{17}$ т), так как средняя мощность образуемой ими толщи

не превышает 300 м, к тому же они содержат много воды (в консолидированном состоянии их мощность была бы в два раза меньше).

В образовании донных осадков океанов исключительная роль принадлежит планктонным микроорганизмам, населяющим активный поверхностный слой вод (в основном до глубины 100 м), раковинки которых после гибели падают на дно, увлекая и коллоидные частицы. Наиболее распространены известковые илы (фораминиферовые, птероподовые, кокколитофоридовые), покрывающие 47,7% абиссальной области ($1,25 \cdot 10^8$ км²) в ее тропической и субтропической частях. Глубина распространения известковых илов ограничена 4600—4700 м. Ниже этого уровня известковый ил не накапливается, так как известковые раковинки планктонных организмов растворяются в холодных глубинных водах, недосыщенных карбонатом кальция (П. Л. Безруков и др., 1961). В пределах глубоких абиссальных равнин океана они сменяются кремнистыми илами или красными глинами (рис. 20).

Кремнистые илы, покрывающие $0,38 \cdot 10^8$ км² океанического ложа (или 14,2% его общей площади), представлены диатомовым и радиоляриевым типами. Первые локализируются в приполярных областях, вторые — в экваториальной части Тихого и Индийского океанов на глубинах ниже «критических» для накопления известковых илов (на меньших глубинах радиолярии рассеиваются среди карбонатных осадков).

Наиболее глубокие части океанического ложа (> 5000 м), охватывающие 38,1% его общей площади ($1,02 \cdot 10^8$ км²), покрыты красной глиной — полигенным осадком, состоящим из тончайшего терригенного и вулканогенного материала, остаточных продуктов растворения планктонных фораминифер, скелетов радиолярий и фрагментов раковинок других организмов. Главную массу красной глины составляют иллит и монтмориллонит; доля вулканогенного материала оценивается лишь в 10—15% (А. П. Виноградов, 1966). Для красных глин характерно низкое содержание карбонатов и высокое — окислов железа (до 10%) и марганца (до 5%), происходящих из коллоидов, осажденных из толщи океанической воды. Особенно велико содержание Fe и Mn (конкреции) в океанических котловинах с минимальной скоростью накопления осадков*.

Скорости отложения глубоководных илов чрезвычайно малы и оцениваются за 1000 лет для известковых илов 5—15 мм, для красных глин 0,3—0,8 мм. Если эту скорость глубинной седиментации принять и для геологического прошлого, то возраст слоя донных осадков океанов (300 м) составит приблизительно $1,4 \cdot 10^9$ лет [Менард, 1966]. Однако в прошлом скорости глубинной океанической седиментации должны были бы быть еще меньшими

* В глубоководной области океана, где накапливаются красные глины, $S_{орг}$ не поступает, и там неизменно сохраняется окислительная обстановка.

в силу того, что площади суши тогда были невелики, а рельеф древней суши — плоским и мало подвижным, а следовательно, и снос с нее был слабее. Если учесть, что до мелового периода не действовал один из важнейших механизмов глубинно-океанической седиментации — накопление скелетных остатков известь-добывающих планктонных микроорганизмов, то, как считает

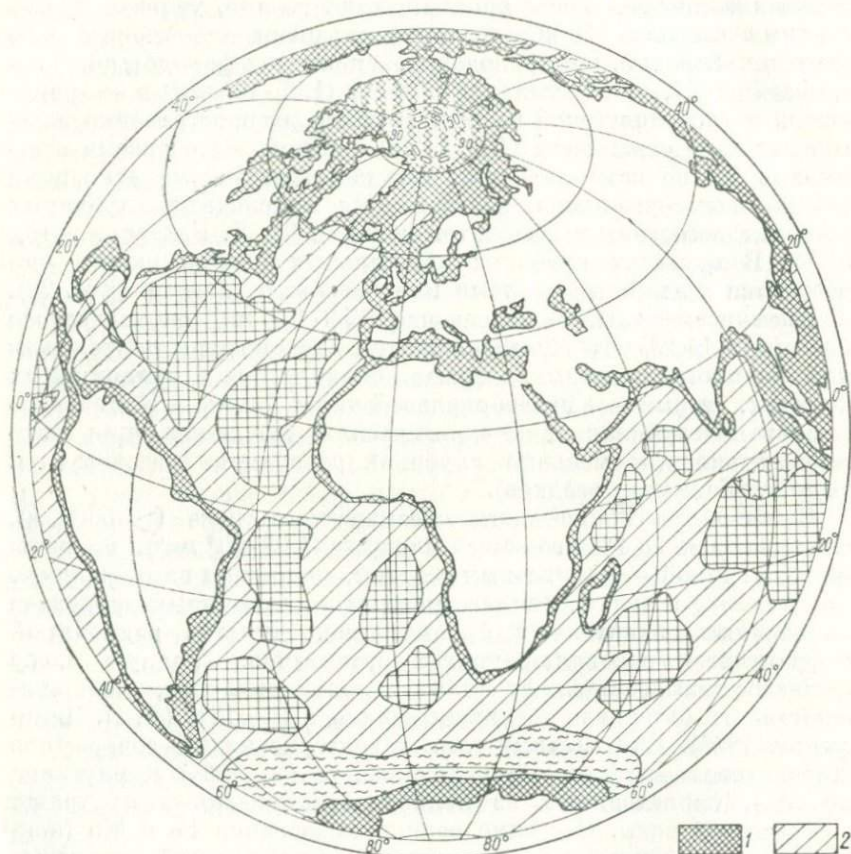
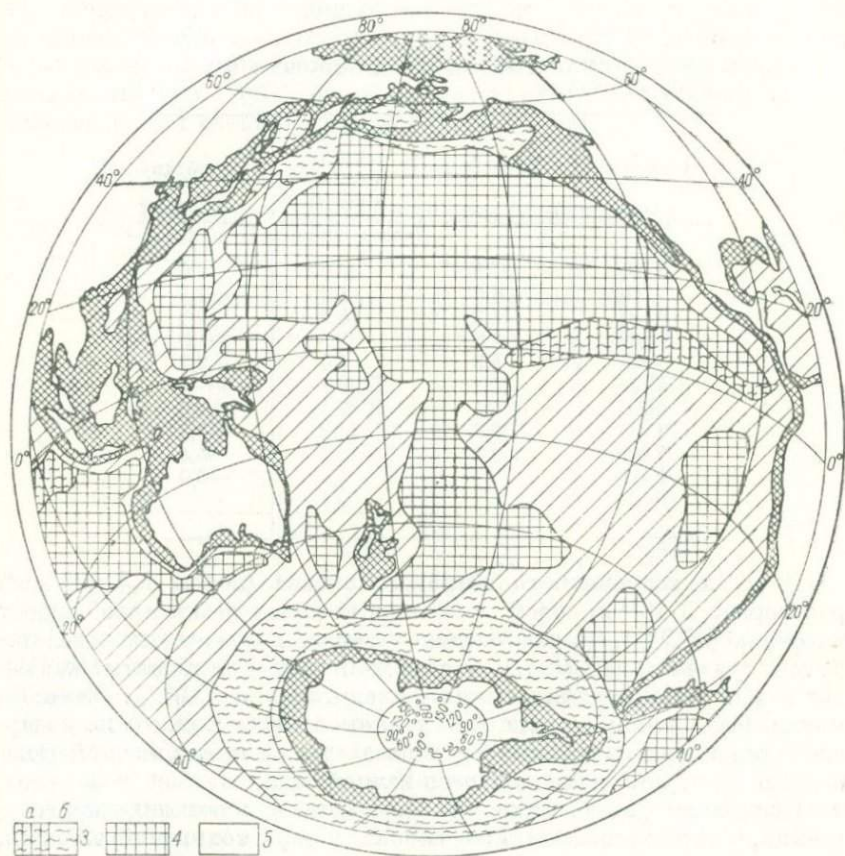


Рис. 20. Осадки Мирового океана (области рас
1 — терригенные осадки шельфа и континентального склона; 2 — карбонатные осадки; 3 —

Менард [1966], для получения соответствия количеств вещества, выходящего из континентального круговорота, и вещества, накапливающегося в океане, не будет необходимости привлекать «второй» слой, т. е. считать его даже частично осадочным*.

* Кажущийся недостаток глубоководных осадков сторонниками гипотезы дрейфа материков и гипотезы океанизации материковой коры рассматривается как признак молодости океанов.

Из сопоставления средних составов осадков абиссальной области и пород литосферы [Полдерварт, 1957] следует, что глубоководные океанические осадки обеднены «сиалическими» компонентами (SiO_2 , щелочами) и соответственно имеют повышенные содержания «симатических» компонентов (Mg , Ca , Fe^{2+}) (см. табл. 3).



пространения основных генетических типов).

кремнистые осадки (а — радиоляриевые, б — диатомовые); 4 — красные глины; 5 — суша,

Таким образом, глубоководная океаническая седиментация, в результате изъятия из круговорота железа и магния, способствует повышению сиаличности континентальной коры. По скорости и по участвующим компонентам океаническая глубоководная седиментация сходна с осадконакоплением дейтерогей и в какой-то мере является его реликтом.

Солевая масса Мирового океана. Хорошая растворимость многих продуктов выветривания явилась причиной того, что

существенная их часть переходила в раствор и сбрасывалась в океан в виде ионного стока. Поэтому с самого начала континентального этапа геологической истории, как только появились процессы выветривания, океан стал засоляться за счет притока с суши растворенных веществ, и к настоящему времени воды его превратились в раствор со средней концентрацией 3,5%.

Таблица 3

Средний состав литосферы и глубоководных осадков океана

Окислы	Литосфера	Глубоководные осадки океана	Разность
SiO ₂	55,2	46,6	-8,6
TiO ₂	1,6	2,9	+1,3
Al ₂ O ₃	15,3	15,0	-0,3
Fe ₂ O ₃	2,8	3,8	+1,0
FeO	5,8	8,0	+2,2
MnO ₂	0,2	0,2	-
MgO	5,2	7,8	+2,6
CaO	8,8	11,9	+3,1
Na ₂ O	2,9	2,5	-0,4
K ₂ O	1,9	1,0	-0,9
P ₂ O ₅	0,3	0,3	-

В водах современного Мирового океана (объем $1,4 \cdot 10^9$ км³) растворено $5 \cdot 10^{15}$ т солей, в составе которых резко преобладают хлориды (88,7%), в значительно меньшем количестве представлены сульфаты (10,8%) и в еще меньшем — карбонаты (0,3%). На все остальные соединения приходится лишь 0,2%. Если бы можно было выпарить всю массу океанических вод, то из содержащихся в них солей мог бы образоваться сплошной слой мощностью 45 м, покрывающий весь земной шар.

Поскольку растворение на суше есть процесс эндоэнергетический, протекающий на базе использования солнечной энергии, солевая масса Мирового океана является хранителем колоссального запаса потенциальной энергии, полученной от ландшафтной сферы. Неоднократно производились сравнения количества и состава продуктов континентальной денудации и валового состава осадочного слоя коры с количеством и составом солей, растворенных в водах Мирового океана (Ф. Кларк, В. М. Гольдшмидт, Кюнен, З. Л. Суйковский, А. П. Виноградов). При этом было установлено, что в катионной части осадочный слой вместе с солевой массой Мирового океана близок к среднему базальту (среднему составу вулканической коры), что и дало основание считать катионную часть солевой массы океанических вод (Na, K, Ca, Mg) вынесенной из горных пород континентов при выветривании.

Однако подобной сходимости не получается для анионной части (Cl, S, Br), которой всеми исследователями приписывается глубинное происхождение — привнос в океанические воды вулканическими извержениями.

В катионной части солевой массы океана (табл. 4) доминирует натрий, обладающий высокой растворимостью и подвижностью, что обеспечивало постоянный его приток в океан, и вместе с тем не имеющий эффективных осадителей. Поэтому содержание натрия в океанической воде постоянно возрастало и к концу палеозоя — началу мезозоя NaCl стала господствующей составной частью солевой массы океанических вод [Ронов, 1969].

Т а б л и ц а 4

Важнейшие катионы и анионы, содержащиеся в водах Мирового океана

Катионы, 10^{12} т		Анионы, 10^{12} т	
Na	17,232	Cl	30,976
Mg	2,077	SO ₄	4,331
Ca	0,653	HCO ₃	0,205
K	0,619	Br	0,106
H	0,152	O	1,202
Σ	20,733	Σ	36,820

Низкое содержание калия в океанической воде (0,036, в изверженных породах — около единицы) А. П. Виноградов [1966] объясняет тем, что калий интенсивно поглощается на суше глинистыми и слюдястыми минералами (иллитом, монтмориллонитом, глауконитом), а также наземной растительностью, что в общем сокращает поступление его в Мировой океан.

Обилие магния в океанических водах объясняется высоким содержанием его в природе и растворимостью его солей. Вместе с тем магний легко переходит в осадок, главным образом в составе доломита, образующегося как хемогенным, так и биогенным путем. Кальций выносится континентальными водами в огромном количестве в виде взвесей карбонатов и сульфатов и в растворенном состоянии в виде бикарбоната Ca [HCO₃]₂. Вместе с тем кальций — активнейший седиментационный элемент, осаждаемый в форме карбонатов и сульфатов. В осадочном слое коры кальций содержится в количестве, в сотни раз большем, чем в водах Мирового океана. Железо выносится в океан в массовом количестве, но исключительно в виде взвесей, которые постепенно осаждаются, включаясь в глубоководные осадки; роль его в растворенной солевой массе ничтожна.

Анионная часть формировалась за счет дегазации мантии. Расчеты различных исследователей показали, что огромные количества Cl, F и Br, сосредоточенные в водах океана, не могли возникнуть за счет выветривания пород суши ввиду их малого содержания в последних. Источником всех главных анионов океанической воды могут быть только кислые дымы, выделяющиеся при вулканических извержениях. Только соединения фосфора относятся к продуктам континентального выветривания.

Среди газов атмосферного происхождения (CO_2 , O_2 , N_2) значительна лишь роль CO_2 , легко растворяющегося в океанических водах и столь же легко извлекаемого в осадок организмами, строящими известковые скелеты. О масштабе расхода CO_2 при биогенном осадконакоплении дают представление количественные оценки современного состояния этого процесса, согласно которым ежегодно в виде карбонатных скелетов морских организмов в донные отложения переходит около $1 \cdot 10^9$ т CO_2 . Основными носителями минерализованного CO_2 являются толщи морского генезиса. Заключенная в них огромная масса CO_2 , в прошлом атмосферного происхождения, прошла через водную среду Мирового океана.

Таким образом, процесс минерализации вод Мирового океана в катионной части связан с развитием экзогенных процессов, формировавших сialь, а в анионной части обязан процессам дегазации мантии, продукты которой поступали с вулканическими извержениями и в виде газовых струй.

Состав, общая масса и концентрация солей, растворенных в океанических водах, изменялись исторически, в зависимости от объема и состава ионного стока с континентов, на который в свою очередь оказывали влияние размеры и тектоническая активность суши, характер климата, тип атмосферы, рН континентальных вод, роль биогенного фактора выветривания и др. В очень большой степени состав и концентрация солей в водах Мирового океана зависели от развития жизни в океане — от существования организмов, способных избирательно извлекать из океанических вод отдельные соли, накапливать их в своих скелетах, а затем, после гибели, переводить в осадок. Особенно велика седиментационная роль организмов, обладающих быстрым размножением при кратковременном существовании особей (фораминиферы, птероподы, кокколитофориды). Осаждая одни соли, главным образом карбонаты кальция и магния, а также фосфатно-кислые соли и кремнезем, они способствовали повышению относительного содержания в воде других солей.

Большое влияние на процесс минерализации океана оказало палеогеографическое развитие суши. На ранних стадиях истории планеты незначительные размеры суши и ее плоский пассивный рельеф (даже при кислом, агрессивном составе океанических вод и атмосферы) не способствовали развитию выветривания на материках и выносу в океан растворимых соединений. Поэтому дли-

тельное время в водах протоокеана сохранялся дефицит катионов. Только в неогее благодаря возросшей динамичности земной коры и развитию контрастного рельефа процессы денудации материков оживились и возрос ионный сток в океан.

Вместе с тем усложнение тектонического развития возбудило процесс изъятия солей из океанических вод и возвращение их в состав материковой коры. В результате обширных трансгрессий океанических вод на континентальную кору в прогибах геосинклинального и платформенного типов стали формироваться мощные толщи осадков, уносящие в недра земной коры огромные массы осажденных солей, а также седиментационных вод вместе с растворенными в них солями. В комплексе этих антисциалических процессов большая роль принадлежала галогенезу — накоплению толщ хемогенных осадков с участием солей (сульфатов и хлоридов) в лагунах *, оказавшихся в областях аридного климата. В отдельные эпохи — в первой половине кембрия, в позднем ордовике, в конце силура и девоне, в перми, поздней юре, в конце мела и палеогене, в миоцене — галогенез достигал масштаба одного из ведущих типов осадконакопления. Очевидно, каждая из этих вспышек галогенеза сопровождалась заметным сокращением солевого запаса в Мировом океане.

* В палеозое накопление солей происходило и в мелководных морских бассейнах с ослабленной гидродинамикой.

ЭНДОГЕННЫЕ КОРОПРЕОБРАЗУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ

Метаморфизм и метаморфическая дифференциация

МЕТАМОРФИЗМ КАК ОДНА ИЗ ФОРМ ПРОЯВЛЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ВЕЩЕСТВА

Основную группу эндогенных коропреобразующих процессов составляют процессы метаморфизма, возбуждающие в коре миграцию и дифференциацию вещества, в результате которой легкоподвижный силикатический материал мобилизуется в одних ее местах (уровнях) и фиксируется в других. Мобилизации и выносу при коровом метаморфизме подвергаются вещества, обладающие относительно низкой температурой плавления, малой плотностью и большой подвижностью, это главным образом SiO_2 , щелочи, вода, CO_2 .

Главными физическими факторами метаморфизма являются температура и давление, действующие в противоположных направлениях. Возрастающая температура способствует разуплотнению (расширению) вещества и увеличению способности его к различным формам миграции (инъекции, фильтрационному просачиванию, диффузии); давление, наоборот, направляет метаморфические реакции в сторону развития минералов компактной структуры и ограничивает подвижность вещества. Поэтому ведущим фактором метаморфизма и метаморфической дифференциации с переносом является температура, ибо только она способна в эндогенных условиях возбудить мобилизацию и миграцию вещества и поддерживать метаморфические реакции с увеличением объема.

Метаморфизм — геологический процесс. Он возник на геологической стадии развития планеты в связи с расширением и гравитационной неустойчивостью земной коры и резким увеличением ее мощности, в результате чего коровое вещество было выведено из термодинамических условий, с которыми оно прежде находилось в равновесии. Существуют два геологических типа метаморфизма, которые мы условно называем стрессовым, проявляющимся

в мощной континентальной коре, и термальным, развивающимся в очагах теплового расширения.

Стрессовый метаморфизм. На нижних уровнях активной континентальной коры с быстро возрастающей мощностью коровый материал оказывается в условиях высоких давления и температуры и изменяется в направлении приспособления к этим условиям. При большой мощности зоны метаморфизма ее вертикальный профиль оказывается четко дифференцированным на отдельные зоны (фазии), но прежде всего на два основных уровня с различным течением процессов: нижний уровень, на котором метаморфические реакции протекают при доминирующей роли давления, и верхний уровень с метаморфическими реакциями, определяемыми главным образом влиянием температуры. На нижнем уровне сложные комплексные соединения с каркасными решетками распадаются, уступая место более простым по химическому составу соединениям компактной структуры. В новообразующихся на этом уровне метаморфических ассоциациях часть сиалических компонентов (прежде всего SiO_2 и щелочи) оказывается избыточной и при подходящих геологических условиях удаляется. Соответственно в них поднимается роль симатических компонентов — Mg , Ca , Fe^{2+} . В результате здесь коровый материал подвергается десиализации (дегранитизации), в какой-то мере возвращающей его к исходному — мантийному состоянию.

На верхнем уровне метаморфического профиля, где господствует температурный фактор, комплексные соединения каркасной и листовой структуры сохраняют устойчивость и местами подвергаются разуплотнению (разрыхлению кристаллических решеток), поэтому на данном уровне возможна фиксация сиалических компонентов, поступивших из более глубоких недр (зоны дегранитизации), и развитие метаморфического процесса в направлении возрастающей сиализации.

К зоне десиализации (дегранитизации) относятся в основном эклогитовая ($T = 1000^\circ \text{C}$, $p = 15 \div 20$ кбар) и гранулитовая ($T = 750 \div 800^\circ \text{C}$, $p = 8 \div 15$ кбар) фазии метаморфизма. Для обеих фаций характерны эндоэнергетические процессы дегидратации, десиликфикации, метаморфического выщелачивания, декарбонатизации.

Эклогиты состоят из пироксена и граната, причем содержание последнего может достигать 40%. Характерно полное отсутствие в них полевого шпата и амфибола. Эклогиты генетически глубоко отличны от вещества мантии, поскольку они образуются из корового материала — базальта — в результате его дегранитизации. О широком распространении эклогитов в основании континентальной коры свидетельствует частое присутствие ксенолитов эклогитового состава в щелочных базальтах и в кимберлитах трапшových серий.

Для гранулитовой фации характерны кварцево-полевошпатовые и плагиоклазовые (лабрадор, битовнит) гнейсы с гранатом

и пироксеном, но почти без слюд. Совместное нахождение калиевого полевого шпата и Al_2SiO_5 составляет особенность гранулитов. Образуются гранулиты за счет как базальтоидов, так и осадочных пород. С фацией гранулитов связаны анортозиты, чарнокиты и чарнокитовые мигматиты. Гранулиты и сопровождающие их породы, возможно, составляют основу метаморфизованного «базальтового» слоя континентальной коры.

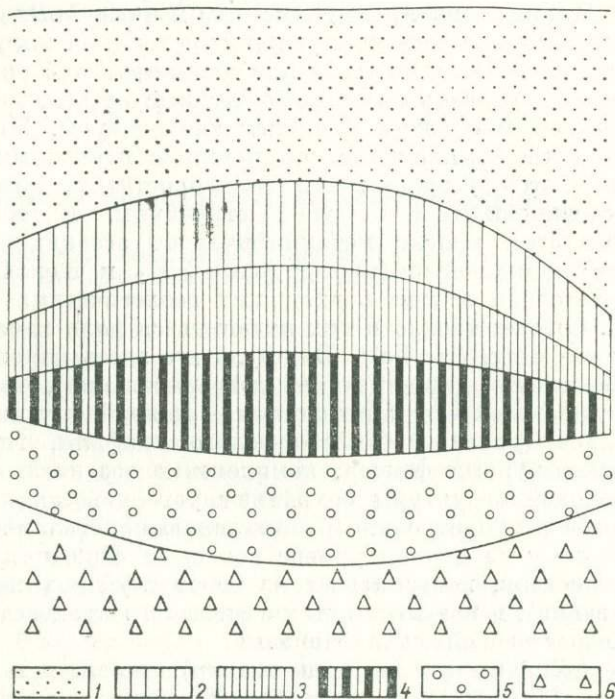


Рис. 21. Общая схема зональности фаций регионального метаморфизма в мощной континентальной коре.

1 — зона катагенеза и метагенеза (малые p и T , отсутствие метаморфизма); 2—4 — зона сиализации (преобладающее влияние температуры, увеличение объема, фиксация гранитных компонентов, плавление): 2 — зеленосланцевая фация, 3 — эпидот-амфиболитовая фация, 4 — амфиболитовая фация; 5—6 — зона десиализации (преобладание давления, уменьшение объема, вытеснение гранитных элементов, H_2O и CO_2): 5 — гранулитовая фация, 6 — эклогитовая фация.

В зоне десиализации процессы метаморфизма идут с возрастанием плотности и уменьшением удельного объема. Сейсмические скорости в зоне дегранитизации колеблются от базальтовых до мантийных.

Уровень сиализации (гранитизации) включает следующие ступени метаморфизма (рис. 21): амфиболитовую (T — до $550^\circ C$), эпидот-амфиболитовую (T — до $400^\circ C$) и зеленосланцевую (T — до $300^\circ C$).

На нижней границе амфиболитовой ступени метаморфизма термодинамические условия оказываются благоприятными для вхождения сиалических компонентов в решетки силикатов, и в результате они появляются в минеральных образованиях этой фации в составе гидроксилсодержащих минералов (мусковит), минералов с повышенным содержанием щелочей (калиевые полевые шпаты, кислые плагиоклазы, слюды, щелочные амфиболы) и минералов с повышенным содержанием SiO_2 (кварц, полевые шпаты). В фации зеленых сланцев, содержащих до 4—5% воды, породообразующее значение приобретает хлорит, эпидот и актинолит. При температуре 200°C и давлении 3 *кбар* и меньше процессы метаморфизма полностью останавливаются; осадочные минералы, сформированные в ландшафтной сфере, — каолинит, монтмориллонит, диаспор, глауконит — не испытывают никаких изменений состава и структуры; метаморфическая подвижность и дифференциация здесь сходит на нет, осадочные породы полностью сохраняют свой первоначальный состав и облик.

В общем в верхней зоне — зоне гранитизации — процессы протекают с привнесением вещества, повышающим сиализацию исходных пород. Эта зона отличается активной и многообразной миграцией вещества, которой благоприятствует возрастающая к поверхности проницаемость земной коры и убывающее давление.

Метаморфическая дифференциация в мощной континентальной коре способствовала разделению ее на два метаморфических слоя: гранитно-гнейсовый (сиалический) и гранулит-базитовый (обедненный сиалическими компонентами).

Термальный метаморфизм. Термальный метаморфизм в очагах теплового расширения возбуждается и поддерживается тепловым фронтом, восходящим из недр к поверхности. Источником тепла в этом случае является выступ астеносферы (астенолит или группа сливающихся оснований астенолитов), внедряющийся в литифицированную мантию едва не до подошвы коры и резко повышающий термический режим окружающего пространства. В куполах теплового расширения метаморфические процессы идут при господствующем влиянии температурного фактора. Они выражаются в разуплотнении коровых пород и накоплении в них притекающих из недр сиалических компонентов (SiO_2 , щелочи) с образованием минералов относительно «рыхлой» структуры (каркасной и слоистой). В очагах теплового расширения метаморфические процессы имеют лишь сиалическое (гранитизационное) направление.

МЕХАНИЗМЫ МИГРАЦИИ ВЕЩЕСТВА ПРИ МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ

В силу глубинной природы процессы метаморфизма протекают в плотных средах в условиях относительно высокого давления и ограниченного объема и выражаются в минералогическом преобразовании пород при сохранении ими кристаллического

состояния. Перенос вещества при метаморфизме чрезвычайно медленный, и значительный результат складывается только за длительные отрезки геологической истории (десятки и сотни миллионов лет).

Существуют три основных механизма миграции вещества при метаморфической дифференциации:

1) диффузия атомов (ионов) через вещество с деформированными, разрыхленными и дефектными кристаллическими решетками;

2) фильтрационный метасоматоз;

3) анатектическая мобилизация легкоплавкого материала в результате селективного плавления.

Диффузия атомов (ионов) через кристаллическое вещество. Она широко проявляется в самой нижней части зоны гранитизации, где давление еще велико и оказывает сдерживающее влияние на развитие процессов метаморфической дифференциации. Направление диффузии определяется распределением термодинамических условий в очаге метаморфизма. Атомы (ионы) подвижных элементов «стекают» из мест преобладающего влияния давления к местам преобладающего влияния температуры. Скорости и дистанции диффузии зависят от степени разуплотнения вещества среды и с повышением температуры возрастают.

В целом процесс диффузии через кристаллическое вещество очень медленный, неспособный обеспечить сколько-нибудь значительного переноса вещества на ощутимые расстояния даже в масштабе геологического времени (А. П. Виноградов, 1968).

Малым скоростям и дистанциям миграции атомов (ионов) при диффузионном метаморфизме обязана чрезвычайно малая гомогенизация измененных им пород: продукты метаморфизма этого рода всецело определяются начальным химическим составом исходных пород, который в ходе процесса изменяется очень мало. Поэтому образования гранитно-метаморфического слоя континентальной коры отличаются исключительно пестрым составом, который отражает не столько разнообразие фаций метаморфизма, сколько первичное литохимическое разнообразие исходных пород.

Фильтрационный метасоматоз. При существенном снижении давления и росте влияния температуры, а также при увеличении проницаемости пород диффузивный метаморфизм сменяется фильтрационным просачиванием и метасоматическим замещением. Горячие растворы, движущиеся по зонам дробления и теплового разуплотнения, активно взаимодействуя с горными породами, вызывают молекулярный процесс растворения и химического замещения — метасоматоз.

Растворы, участвующие в метасоматических процессах, исключительно активны благодаря давлению, удерживающему их от вскипания даже при высокой температуре. Фильтрационный метасоматоз сопровождается миграцией вещества — выносом «базальтовых» элементов (Ca, Mg, Fe²⁺) и привносом «гранитных»

элементов и соединений: щелочей, кремнезема. Несмотря на то, что процесс протекает без значительного изменения объема, он приводит к коренному изменению химического состава породы.

Селективное плавление. В условиях преобладающего влияния температуры метаморфизируемый материал подвергается плавлению. В начальной стадии процесса, когда сдерживающее влияние давления еще велико, плавление проявляется избирательно, дисперсно и в ограниченном объеме; состояние расплава приобретают лишь самые легкоплавкие компоненты породы (компоненты гранитной эвтектики). При решающем преобладании влияния температуры над давлением масштабы плавления возрастают, оно распространяется на большие объемы пород. При благоприятных тектонических условиях (купола, диапировые структуры) расплавленный материал приобретает способность перемещаться в направлении уменьшения гравитационного потенциала (наверх).

Селективное плавление наряду с фильтрационным метасоматозом является наиболее эффективным механизмом метаморфической дифференциации, посредством которого мобилизуются и перемещаются огромные массы вещества, гранитизирующего верхние горизонты земной коры.

ВОДА В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ

Метаморфические процессы протекают в сфере круговорота воды и при ее участии. Вода является важнейшим в коре носителем тепловой * и химической энергии, без нее метаморфизм не мог бы нормально развиваться и приобрести столь большой размах. Вода растворяет и переносит вещества, делает их более реагентоспособными, понижает температуру реакций и, наконец, сама входит в состав новообразующихся минералов. По-видимому, основная масса всех подземных вод, участвующих в эндогенной части геологического круговорота, приходится на воды поровые (первично седиментационные), представляющие собой остатки той среды, в которой происходило осадконакопление и которая частично оказалась захороненной вместе с осадками. В областях длительного и устойчивого погружения седиментационные воды уходят в недра нередко до глубин 10—12 км.

Другим важным геологическим типом подземных вод являются воды, заимствованные в ландшафтной сфере минеральными новообразованиями. Это воды, связанные в минералах (гидратах). Общая масса вод, заключенных в коре — в порах пород, и химически связанной воды в минералах по новейшим данным оценивается в $7 \cdot 10^{17}$ т (Wedepohl, 1969), что отвечает половине вод Мирового океана.

* Тепловая энергия подземных вод оценивается в $3 \cdot 10^{24}$ кал.

Воды поверхностного происхождения (седиментационные и гидратные) содержатся в значительном количестве только на высоких уровнях земной коры — в неметаморфизованных осадках. В недрах же под действием быстро растущего давления и высокой температуры они отделяются от осадков и дают начало флюидам и термальным водам, восходящим к земной поверхности по зонам трещиноватости и разуплотнения пород. Если в зоне седиментации осадок содержит воды до 60% от его общей массы, то на стадиях диагенеза и катагенеза содержание воды в нем уменьшается до 30—20%, при этом вода локализуется в поровых пространствах. На следующих стадиях литификации (метагенез) поровые воды отжимаются почти нацело, но полностью остается вода в гидратной форме. Следовательно, в процессах метаморфизма участвуют только связанные воды (кристаллизационные, конституционные), принесенные в недра минералами, образовавшимися в коре выветривания. Усиление метаморфизма сопровождается нарастающим обезвоживанием пород.

К начальной стадии метаморфизма осадочные породы содержат 6—8% воды (по весу). При образовании зеленых сланцев происходит замещение богатых водой минералов минералами с меньшим ее содержанием: кальцит + хлорит + кварц → актинолит + эпидот + H_2O + CO_2 . В породах зеленосланцевой фации еще сохраняется 4% воды. При переходе зеленосланцевой фации в эпидот-амфиболитовую, в результате замещения остатков хлорита (хлорит + кварц → альмандин + H_2O), содержание воды падает до 3—2,5%. Даже в породах амфиболитовой фации с ее активной дегидратацией слюд (мусковит + кварц → калиевый полевой шпат + силлиманит + H_2O) еще сохраняется 2—1% H_2O . Зона дегранитизации почти полностью высушена. В породах гранулитовой фации содержание воды уменьшается до 0,5%, а в породах эклогитовой фации — до 0,3%. Такое последовательное обезвоживание придает процессам метаморфизма определенную направленность, препятствуя развитию реакций в обратном направлении (без участия дополнительного источника воды).

Возрожденные (термальные) воды, обладая высокой температурой и давлением, а также значительной минерализацией, активно участвуют в метаморфическом минералообразовании и в рождении коровой (гранитной) магмы, играя роль катализатора и плавней. При восходящем движении к земной поверхности термальные воды производят энергичное растворение и метасоматическое замещение пород, извлекая из них одни вещества и оставляя другие. Таким образом, термальные воды в целом являются важным фактором спализации континентальной коры*.

* Седиментационные воды уносят в недра континентальной коры часть солевого запаса океанических вод (преимущественно NaCl), поэтому их круговорот, подобно платформенному галогенезу, является процессом, противодействующим ее спализации.

Если по масштабу участвующих масс геологический круговорот воды не уступает существенно климатическому, то разница в скоростях и дистанциях переноса воды в них очень велика. Климатический круговорот воды, действующий в ландшафтной сфере на базе солнечной энергии, проявляется в быстрых и дальних переносах огромных масс влаги в горизонтальном направлении (по всему пространству планеты), а геологический круговорот, развивающийся в вертикальном направлении, через плотные среды сиалической коры, проявляется медленно и на малых расстояниях.

Значение ювенильного источника в геологическом круговороте воды неясно до сих пор. Как мы уже указывали, широким признанием пользуются представления А. П. Виноградова [1959, 1961], Руби [1957], Менарда [1966] и других исследователей, связывающих происхождение вод гидросферы, атмосферы и земной коры с дегазацией верхней мантии. Выбросы современных вулканов, в которых на долю воды приходится до 90% паро-газовой фазы, казалось бы, свидетельствуют об этом. Однако изотопные исследования указывают на то, что значительная часть этих вод заимствована из осадочной оболочки и, таким образом, является первично-поверхностной. Термодинамические условия мантии исключают возможность содержания в ней воды в большом количестве. В последние годы даже стали появляться высказывания [Ходьков, Валуконис, 1968] о том, что вода как вещество присутствует только в периферических оболочках Земли, а в мантии структура ее становится неустойчивой, в условиях больших глубин водорода и кислорода энергетически «выгоднее» входить в соединения с другими элементами, чем друг с другом в составе воды. Появление в породах областей мантийного вулканизма заметных количеств свободного водорода может быть связано с этим обстоятельством.

По-видимому, с глубиной физическая форма существования воды изменяется: жидкая вода существует лишь в осадочных и трещиноватых кристаллических породах, находящихся выше зоны метаморфизма (до глубин 12—14 км); в зоне метаморфизма с привнесом (зона гранитизации) вода присутствует только в виде уплотненного флюида, а в зоне дегранитизации и в литифицированной мантии — в виде мономерных молекул. В астеносфере она уже претерпевает состояния частичной диссоциации ($H_2O \rightarrow H^+ + OH^-$), а в средней мантии, вероятно, достигает состояния полной диссоциации ($H_2O \rightarrow H^+ + O^{2-}$).

МЕТАМОРФИЗМ — КОНТРИПРОЦЕСС ПО ОТНОШЕНИЮ К ВЫВЕТРИВАНИЮ

В комплексе процессов, формирующих и преобразующих земную кору, метаморфическая дифференциация представляет особый эндогенный круговорот вещества, действующий в пространстве между геологически активными слоями Земли — ландшафтной сферой и астеносферой — на базе как планетарных, так и космических (солнечная энергия) источников тепла.

В целом метаморфизм по отношению к выветриванию, как, впрочем, и к вулканическому извержению, является контрпроцессом, поскольку при нем осадки в большой степени лишаются тех качеств, которые были приобретены ими в ландшафтной сфере. При прогрессирующем метаморфизме происходит вначале избирательная, а затем общая перекристаллизация дисперсных систем, образование комплексных соединений из веществ, разделенных

выветриванием, удаление воды, CO_2 и вообще всех подвижных соединений, обогащение метаморфизируемых пород инертными компонентами. В противоположность выветриванию, метаморфизм характеризуется резким преобладанием экзотермических реакций, достигающих наивысших тепловых эффектов при фильтрационном метасоматозе и выделении пегматоидных мобилизатов. Если выветривание «заряжает» вещество осадочных пород потенциальной энергией, то метаморфизм возвращает им более инертное кристаллическое состояние, частично гомогенизирует их, сокращая при этом запасы свободной энергии, принесенной из ландшафтной сферы в виде свободной поверхностной энергии дисперсных систем и химических связей вещества.

Метаморфизм изменяет объемы пород и поэтому сопровождается тектоническими последствиями. При образовании гранулитов и эклогитов объем в очаге метаморфизма уменьшается, создавая условия для оседания проектирующегося на него участка коры. В зоне гранитизации в результате теплового расширения и накопления поступающего снизу материала малой плотности очаги метаморфизма, наоборот, увеличиваются в объеме, вызывая поднятия располагающихся над ними пород в виде куполов, сводов, антиклинорий. Максимальное увеличение объема достигается при анатектическом плавлении и последующей кристаллизации в условиях теплового расширения. Подсчитано, что при плавлении и переходе в гранит пород зеленосланцевой фации объем их увеличивается почти на 10%*.

ЭВОЛЮЦИЯ ПРОЦЕССОВ МЕТАМОРФИЗМА

Процессы метаморфизма в ходе геологического развития планеты претерпели направленную эволюцию в связи с изменениями термодинамических условий в земной коре. Метаморфизм последовательно ослабевал, уменьшалась интенсивность процессов, сокращался масштаб и понижался уровень их проявления, падала сиалеобразующая роль метаморфизма.

В подвижных областях в протогее при высокой энергонасыщенности земной коры метаморфизм протекал с большой интенсивностью даже у поверхности и проявлялся в широком региональном масштабе. Геотермический градиент, как полагают, был в 5—6 раз выше современного [Белоусов, 1966]. Температуры 400—700° С, характерные для средних ступеней метаморфизма, в обширных куполах теплового расширения могли существовать уже на глубинах 1—2 км. Изменение претерпевали целые толщи вулканических пород и осадков на значительных площадях. Огромного размаха, позже не повторявшегося, достигали про-

* Изменение объемов в очагах корового метаморфизма (и плутонизма) порождают тектонические движения и разнообразные нарушения залегания слоев над ними. Под очагами метаморфизма (т. е. ниже сиале) складчатость, вероятно, не проявляется.

цессы метаморфической дифференциации, в результате которой вулканическая (базальтоидная) кора континентальных сегментов была полностью переработана и разделилась на два метаморфогенных слоя: гранулит-базитовый и гранитно-гнейсовый.

Зона дегранитизации в протогее располагалась выше, возможно, всего лишь в 5—10 км от земной поверхности. Попавший в нее вулканогенный и древний осадочный материал подвергся преобразованию в гранулиты, отчасти эклогиты, отдавал при этом огромное количество кислых компонентов, перемещавшихся на высокие уровни коры и способствовавших ее сиализации.

В дейтерогее интенсивность и масштаб процессов корового метаморфизма резко сократились в связи с уменьшением теплонасыщенности земной коры, отступления от земной поверхности теплового фронта и понижения зон метаморфизма. Вблизи поверхности метаморфические процессы угасают и замещаются катагенезом и метагенезом. Одновременно сокращаются площади проявления метаморфизма — из регионального он перерождается в локальный, приуроченный лишь к зонам повышенной проницаемости земной коры. Понизилась граница зон гранитизации и дегранитизации; на уровнях, где произошло ослабление термодинамического режима, метаморфизм принял регрессивный характер — гранулиты стали замещаться амфиболитами, а амфиболиты — ассоциациями зеленосланцевой фации. С моментом резкого ослабления метаморфизма совпал переход от нуклеарной стадии развития земной коры к протогееосинклиналиной.

В неогее метаморфические процессы отступают в недра еще глубже, ослабевая на верхних уровнях. Возрастает глубина зон катагенеза и метагенеза, а также зеленосланцевой фации. В прогибах мезозойско-кайнозойского возраста лишь зона катагенеза распространяется до глубин 8 км. В верхних структурных ярусах проявления метаморфизма приобретают все более четко выраженный локальный и линейный характер. Он приурочивается лишь к отдельным, особенно благоприятным структурным зонам, проницаемым для глубинного вещества, — главным образом к зонам разломов и орогеническим поднятиям. Причинами подобной дегградации метаморфизма, по-видимому, являются не только «вымирание» основной массы радиоактивных элементов на ранних этапах геологической истории [Войткевич, Тугаринов, 1966], но и прогрессирующее развитие тектоносферы, усилившее отток тепла и вызвавшее понижение астеносферы.

Плавление, гомогенизация, образование гранитов

Коровое происхождение гранитов

К специфическим образованиям сиала относятся граниты, неизвестные за пределами континентальной коры и распространенные главным образом на ее участках с мощным метаморфическим и осадочным слоями, пережившими фазу орогенного

(геоантиклинального) развития (Забайкалье, Казахстан, Восточный Урал, Тянь-Шань, Юго-Восточный Китай и др.). Граниты совершенно отсутствуют в океанических сегментах коры, в том числе и в срединно-океанических хребтах — самых мощных орогенных структурах, формирующихся на океанической коре. Знаменательно отсутствие в гранитах включений глубинных пород (перидотитов), частых в базальтах, андезитах, габбро-норитах и других производных мантийной магмы.

Теперь уже нет сомнений в том, что граниты являются коровыми образованиями и начали формироваться лишь после того, как появились первые массивы изохимического с ними сиала. Необходимой предпосылкой образования гранитов должно было быть появление суши и зарождение ландшафтной сферы со всем комплексом связанных с нею процессов, представляющих эффективный механизм сиализации коры. Действительно, возраст первых гранитов (около $3,0 \cdot 10^9$ лет) несколько моложе самых ранних осадочных пород сиала ($3,5 \cdot 10^9$ лет). Таким образом, граниты генетически и исторически связаны с континентальным сиалом, в котором ведут себя как вполне автохронные образования, в своих геохимических чертах отражающие состав вмещающих пород.

Гранитообразование связано главным образом с развитием очагов теплового расширения: куполов, антиклинорий, орогенических сводов, в очагах которых усиленный поток тепла вызывает разрыхление материала коры и термальный метаморфизм с переходом части его в магматическое состояние. Исходным материалом для гранитов служат различные породы сиала — осадочные, вулканические, метаморфические, а также древние граниты. Образование гранитной магмы и ее последующая кристаллизация представляют собой процессы экзотермические, сопровождающиеся выделением тепла.

Основными источниками тепла, расходуемого на гранитообразование, могут быть тепло астеносферы (радиогенного происхождения), поднимающееся в кору по тектонически активным зонам (зонам разломов, орогеническим поднятиям), и очаги дополнительного разогревания в сиале за счет тепловых эффектов метаморфических реакций.

Р. П. Котина, М. Я. Френкель, А. А. Ярошевский [1969] показали, что локальное повышение температуры за счет метаморфизма продуктов выветривания может достигать $200-300^\circ\text{C}$ относительно регионального фона. Поэтому не исключено, что возникновение гранитной магмы в некоторой существенной части происходит при участии энергии, запасенной в коре выветривания и «излучаемой» в зоне метаморфизма и анатексиса.

Образование гранитной магмы происходит при относительно низком коровом давлении, допускающем при умеренной температуре разрыхление кристаллических решеток минералов и переход больших масс вещества в состояние расплава. Этому в большой

степени способствуют некоторые особенности состава и агрегатного состояния вещества сиала, и больше всего — присутствие в нем воды.

Опыты по плавлению осадочных пород с различным содержанием и характером минерализаторов показали, что при высоком парциальном давлении H_2O температура плавления снижается относительно «сухих» условий на $100^\circ C$ и более. Поэтому в ряде случаев содержание воды в исходных породах оказывается фактором плавления, более существенным, чем изменение температурного режима *. Было установлено, что богатые водой глинистые сланцы при давлении 2 кбар плавятся с образованием лейкократовой магмы даже при температуре $600^\circ C$. Действительно, образование гранитных магм целиком вписывается в сферу геологического круговорота воды. Глубина залегания очагов гранитной магмы (12—15 км) совпадает с глубиной погружения седиментационных и связанных вод, заимствованных в ландшафтной сфере (до 15 км).

Другим важным фактором, понижающим температуру плавления, является высокая степень дисперсности осадочного материала — степень содержания в нем глинистой составной части, ибо тонко диспергированный материал требует меньших затрат энергии на плавление и рекомбинацию ионов (вследствие высокой концентрации поверхностной энергии). Высокодисперсные осадки при большом содержании воды выделяют первые выплавки гранитной эвектики уже при температуре $570\text{—}580^\circ C$. Таким образом, очаги гранитной магмы в современных орогенических поясах при геотермическом градиенте $50\text{—}70^\circ C$ на 1 км могут возникать уже на глубине 10—15 км.

Рождение гранитной магмы не представляет особого процесса. Магма возникает при процессах корового метаморфизма и служит их дальнейшим развитием в специфических условиях орогенического поднятия, где решающим фактором метаморфизма становится температура, способствующая разуплотнению вещества, его метасоматической регенерации и плавлению. Поэтому граниты представляют собой своеобразную плутоническую формацию орогенных поднятий. Замещение исходных пород гранитом сопровождается увеличением объема (приблизительно на 10%), с которым связано поднятие слоистых толщ над очагом гранитообразования и формирование орогенной структуры — купола, свода или антиклинория.

Среди всех глубинных пород граниты отличаются наименьшей плотностью ($2,6 \text{ г/см}^3$). Им свойственны наименее экономные в отношении удельного объема каркасные структуры породообразующих минералов (полевых шпатов, кварца), крупнозернистость минеральных агрегатов, высокое содержание ионов с большими

* По Винклеру [1969], вода не столько понижает температуру плавления, сколько способствует увеличению масштабов плавления.

радиусами (щелочи), высокое содержание CO_2 и H_2O и максимальное для изверженных пород отношение $\text{Fe}^{3+} : \text{Fe}^{2+}$. К выходам гранитных интрузий приурочиваются минимумы силы тяжести и меньшая плотность по отношению к вмещающим породам.

Эволюционные типы гранитов

Генетический тип гранитообразования, морфология и размеры гранитных тел, их положение в региональной структуре исторически изменялись в связи с эволюцией термодинамического состояния земной коры.

Нуклеарную стадию развития сиала (протогей) характеризуют мелкие, но многочисленные плоские тела неправильной изометричной формы, сопровождающиеся гранитными мигматитами и анатектитами. Граниты этой древнейшей группы представлены почти исключительно метасоматическими разновидностями, генетически тесно связанными с процессами регионального метаморфизма, протекавшего при относительно высоких значениях температуры и давления.

В начальной (зародышевой) стадии метасоматическое гранитообразование имело крайне рассеянный характер. Основным механизмом гранитообразования являлась диффузия ионов в твердой среде, лишь несколько разуплотненной, отвечающей по термодинамическим условиям низам амфиболитовой зоны. В этих условиях мигрировали лишь наиболее подвижные компоненты и на небольшие расстояния. Пути миграции служили межзерновые пространства и дефектные кристаллические решетки.

С течением времени появились более крупные тела и процесс гранитообразования стал более массовым. Среда гранитообразования приобретает повышенную проницаемость — появляется мелкая трещиноватость, вследствие чего становится возможной фильтрация растворов, возрастают дистанции переноса и расширяется набор мигрирующих веществ.

Метасоматические граниты позднего протогея развивались уже в верхней зоне амфиболитовой фации, наиболее распространенной в нуклеарных комплексах. Они формировались на месте залегания исходных пород, с которыми тесно связаны постепенными переходами. Эта связь, в частности, проявляется в обычном присутствии мигматитов — смешанных плутоническо-метаморфических образований, в которых состояния расплава достигала лишь часть материала, заключенная в гранитных линзочках, а другая часть, переслаивающая линзы, сохранила характер парагнейса. Развитие мигматитов происходило на пределе температуры ($\sim 700^\circ \text{C}$), допускающем селективное плавление кварцево-полевошпатовой массы и вместе с тем сохранение кристаллического остатка из цветных минералов, обогащенного Mg , Fe^{2+} , Al и иногда Ca . Тесная связь метасоматических гранитов с вмещающими их метаморфическими сериями проявляется в близком

сходстве их геохимических и минералогических черт и, наконец, в частых взаимопереходах метасоматических гранитов в гнейсы и обратно, вследствие чего контакты их всегда согласные и неотчетливо выраженные.

Метасоматические граниты отличаются наименьшей среди других генетических групп выравненностью минералогического состава и крайней неоднородностью текстуры. Им свойственны реликтовые полосчатые текстуры, унаследованные от пород, претерпевших гранитизацию. Они, как правило, обладают мелкозернистым сложением и постоянно содержат примесь высокотемпературных метаморфических минералов таких, как кордиерит, силлиманит, гранит, и в целом характеризуются плотностью, несколько более высокой, чем у гранитов магматических.

Все перечисленные признаки метасоматических гранитов не оставляют сомнения в том, что формирование их происходило в условиях температур и давлений более высоких, чем при образовании позднейших магматических гранитов. Вместе с тем глубина метасоматических гранитов протогея, вероятно, была небольшой (не более 3 км от земной поверхности того времени), поскольку геотермический градиент в коре протогея, как полагают многие исследователи, значительно превышал современный.

На конечной стадии метаморфическая гранитизация местами могла завершиться переходом метаморфизируемого материала в магматическое состояние. Этот переход должен был сопровождаться еще большим увеличением объема, а следовательно, и тектоническими нарушениями слоев, окружающих очаг, в форме купола, еще более четко индивидуализированного. В ядрах куполов, где гранитизированный материал был особенно разуплотнен и мобилизован, стали возникать срывы на границе твердой фазы с расплавленными массами и частичные диапировые внедрения последних. Здесь мы впервые встречаемся с новым генетическим типом реоморфических гранитов, материал которых после стадии метасоматических изменений переживал магматическое состояние.

В *дейтерогее* наметилась дифференциация гранитообразования на протогеосинклинальный и протоплатформенный типы. В протогеосинклиналях распространены гранитные плутоны щитовой морфологии, в некоторых случаях охватывающие площади в несколько тысяч квадратных километров (Байкальская горная страна). Граниты этого типа преимущественно магматогенные, но все еще сопровождающиеся широким развитием метасоматических явлений. Связь гранитов с зонами регионального метаморфизма сохраняется по-прежнему, но степень и интенсивность последнего на верхнем уровне гранитообразования оказывается уже слабее, чем у архейских комплексов. Граниты дейтерогее часто поднимаются до зоны зеленосланцевой фации и интродуцируют ее породы. В отличие от более поздних батолитических интрузий щитовые плутоны не имеют глубоких корней и признаков перемещения расплавов на сколько-нибудь значительные дистанции (аллохтонии).

На протоплатформах граниты представлены довольно крупными пластовыми телами, залегающими среди слабо нарушенных толщ позднего докембрия. К этой историко-генетической группе относятся известные массивы рапакиви Балтийского щита и гранофировые граниты дифференцированных интрузий Канадского щита и Южной Африки.

На геосинклинальном этапе развития материковой коры (в неогее) масштабы гранитного плутонизма сокращаются и он локализуется в отдельных зонах с повышенной проницаемостью земной коры. Области гранитного плутонизма в неогее становятся геосинклинальные системы, пролегающие по границам сегментов коры с различной историей развития, например, такие, как Урал, разграничивающий Русскую платформу и структуры Западной Сибири. При этом уровень проявления гранитного плутонизма относительно земной поверхности понижается. Еще в палеозойских складчатых областях граниты встречаются в виде обширных полей, связанных не столько с глубоким разрывом структур, сколько с более высоким уровнем гранитообразования в это время. В областях мезозойско-кайнозойской складчатости, несмотря на большую глубину эрозионного вреза, обширные гранитные поля встречаются значительно реже.

Граниты геосинклинального яруса коры — типично магматические образования. Проявляются они в виде единичных, но крупных тел — батолитов, мощно развитых по вертикали (рис. 22). Батолиты конформны по отношению к основным элементам региональной структуры, но отчетливо несогласны со структурами локального масштаба. Как правило, они залегают в ядрах крупных антиклинорий (древних орогенических поднятий), имея соразмерные с ними объемы и очертания, расширяясь на отрезках максимального вздымания (и среза) антиклинория и сужаясь, а затем выклиниваясь на его периклинальных замыканиях. Такое подобие в размерах и конфигурации антиклинория и батолита дают основание считать их тектонической и плутонической формами единого глубинного процесса (орогенического). Реже батолиты располагаются косо по отношению к складчатым структурам, в этих случаях они оказываются связанными с крупными приразломными поднятиями, проявляющимися в фундаменте складчатой области (Гиссарский батолит).

Не остается сомнений в том, что гранитные батолиты формируются в общем на месте своего залегания путем плавления осадочных, вулканических и метаморфических пород, ранее занимавших это пространство. Образование гранитной магмы рассматривается как дальнейшее развитие процессов регионального метаморфизма и метасоматической гранитизации, подготавливающих вещество замещающей толщи к переходу в магматическое состояние. Решающее влияние на рождение гранитного расплава оказывает орогенический режим, при котором устанавливается специфическая термодинамическая обстановка с относительно низким

давлением и высокой температурой, благоприятствующими уплотнению вещества в недрах поднятия.

Развитие батолита происходит последовательно снизу вверх, но в основном не путем внедрения магмы, а вследствие постепен-

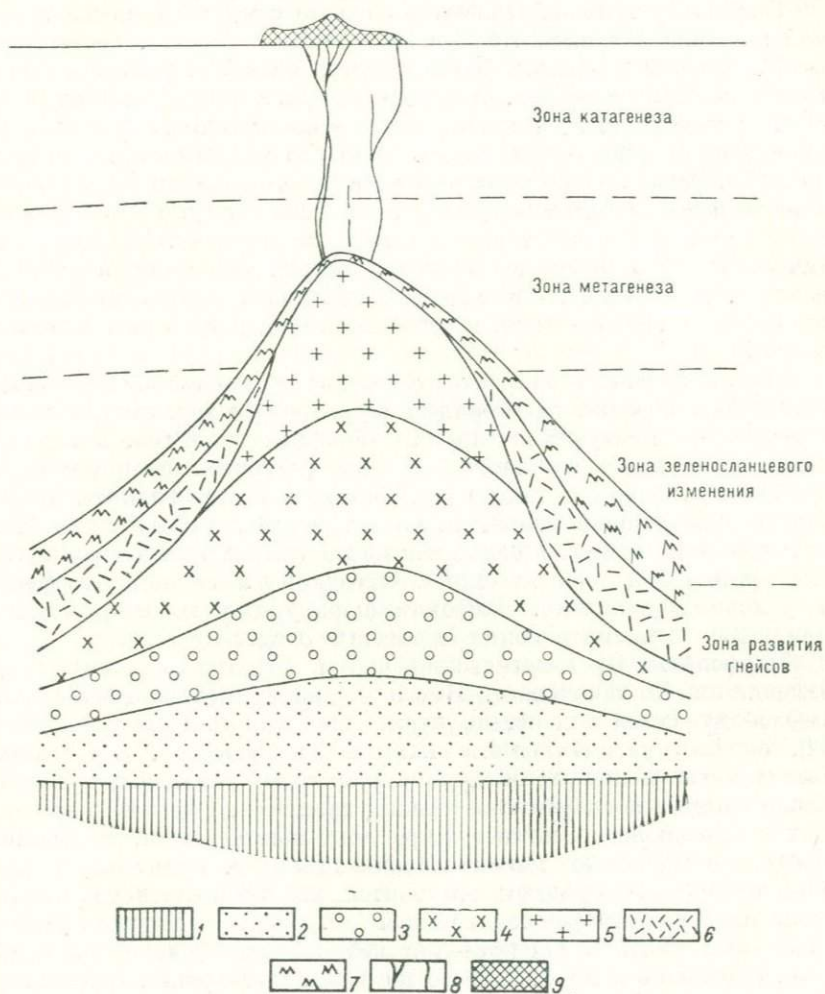


Рис. 22. Схема корового plutонического процесса.

1 — зона амфиболитизации над астенолитом; 2 — область метасоматического замещения (гранито-гнейсы); 3 — метасоматические граниты; 4—5 — область плавления; 4 — магматические граниты, автохтонные, 5 — то же, аллохтонные; 6 — область щелочно-кремневого метасоматоза; 7 — область контактовой перекристаллизации (роговики); 8 — трещинные интрузии; 9 — субвулканические комплексы.

ного и очень медленного продвижения теплового фронта, фронта гранитизации и магнообразования. Движение этих фронтов вверх происходит соразмерно с развитием орогенического (гео-

антиклинального) режима и проницаемости коры в данной структурной зоне. Максимальный уровень продвижения и стабилизации фронта магмообразования и апикальной части плутона отвечает кульминационному моменту развития орогенического режима.

Поскольку магмообразование связано с концентрацией тепловой энергии и распространением теплового фронта, геотермический градиент в области формирования батолита растет и достигает максимума в период, предшествующий стабилизации плутона.

Так как переход в магматическое состояние сопровождается увеличением первоначального объема (по разным оценкам от 10 до 20%), развивающийся батолит становится очагом расширения, а затем и поднятия вышележащей слоистой толщи с образованием антиклинория соответствующего размера и формы. Эта парагенетическая связь батолита и антиклинория позволяет оценить возраст, длительность и последовательность развития батолита по истории геологического развития вмещающего его антиклинория.

Состав батолита зависит от состава замещенной им толщи. При магматической регенерации терригенных геосинклинальных комплексов образуются тела однообразных гранитов, в случаях замещения толщ сложного состава (карбонатно-терригенных, вулканогенно-терригенных и др.) батолитические граниты оказываются более разнообразными по петрографическому типу. Магматические граниты в основной массе отличаются совершенной гомогенизацией, достигаемой благодаря активной диффузии в условиях расплава. Высокотемпературные метаморфические минералы в магматических гранитах отсутствуют.

Морфология и генетические черты батолита, по-видимому, изменяются по вертикали. В его подошве предполагается зона амфиболитизации над астенолитом. Основание батолита рисуется как область развития метасоматических гранитов, совершенно автохтонных и конформных со структурами вмещающих пород. Выше следует зона реоморфических гранитов, еще тесно связанных с вмещающими метаморфическими комплексами. Еще выше граниты приобретают магматический характер. Границы плутона с вмещающими породами становятся резкими, последовательно срезающими метаморфические зоны (см. рис. 22). На этом уровне гранитный расплав представляет собой высокопластичное вещество, способное к перемещению по зонам пониженного давления. Хотя и выше батолит не представляет собой в полном смысле интрузивного тела, но и здесь степень аллохтонии его возрастает в результате дисгармоничного поведения в тектоническом процессе магмы и твердых вмещающих толщ. Выше различия в физико-химическом составе и состоянии магмы и вмещающих пород еще больше усиливаются, а уже в верхней совершенно аллохтонной части батолита граниты оказываются среди слабо измененных пород, отделяясь от них узкой оторочкой роговиков. Вблизи кровли батолита граниты химического средства с вмещающими

породами уже не имеют. На этом уровне контакты плутона секущие («интрузивные»), что говорит о частичном перемещении расплавленного материала относительно места его возникновения.

Максимального развития аллохтония достигает в трещинных интрузиях и субвулканических комплексах, образование которых связано с растрескиванием кровли батолита и выпрыскиванием коровой магмы по разломам. В этих случаях гранитная магма приобретает новое качество — кинетическую энергию движения по разлому, делающее ее уже лавой. Перемещение лавы в трещинных интрузиях и субвулканических комплексах в некоторых случаях исчисляется многими километрами. Значительное развитие трещинные интрузии и субвулканические комплексы получили в неогее.

Масштаб и ареолы метаморфического изменения пород вокруг батолита уменьшаются от подошвы к вершине. Постепенно выклинивается зона щелочно-кремниевое метасоматоза, суживается зона метаморфической перекристаллизации пород, и апикальной части плутона достигает лишь узкая оторочка роговиков. Верхняя часть батолитов, особенно кайнозойского и мезозойского возраста, значительно выходит из зоны гранитизации и высокотемпературного метаморфизма и распространяется в основном в зону метагенеза.

Исторические изменения масштабов и преобладающего способа гранитообразования связаны с ослаблением термического режима земной коры вследствие уменьшения генерации радиогенного тепла и в результате понижения уровня астеносферы, определяющей этот режим. В протогее земная кора была сильно прогрета, процессы гранитизации в это время могли протекать вблизи земной поверхности и на широком пространстве. В метаморфических комплексах протогее сосредоточена основная масса гранитов. В дальнейшем последовали ослабление термического режима земной коры, понижение уровней гранитизации и магмообразования и локализация их в узких зонах повышенной проницаемости земной коры.

По-видимому, все историко-генетические типы гранитообразования сохранились поныне, представляя различные этажи плутонического процесса (см. рис. 22 и 23). Метасоматическое гранитообразование, характерное для нуклеарной стадии, очевидно, проявляется и сейчас, но на очень глубоких уровнях сиалической коры. Над нею, очевидно, располагается зона с преимущественным развитием автохтонных магматических гранитов, сходных с протерозойскими, а еще выше — в зоне активных тектонических движений — в существенной части аллохтонные массы и, наконец, в зоне приповерхностных глыбовых структур — трещинные интрузии, образованные кислой лавой. Положение этих генетических зон гранитообразования в отдельных орогенических поднятиях неодинаково и, очевидно, изменяется в зависимости от энергонасыщенности и проницаемости среды в плутоническом очаге.

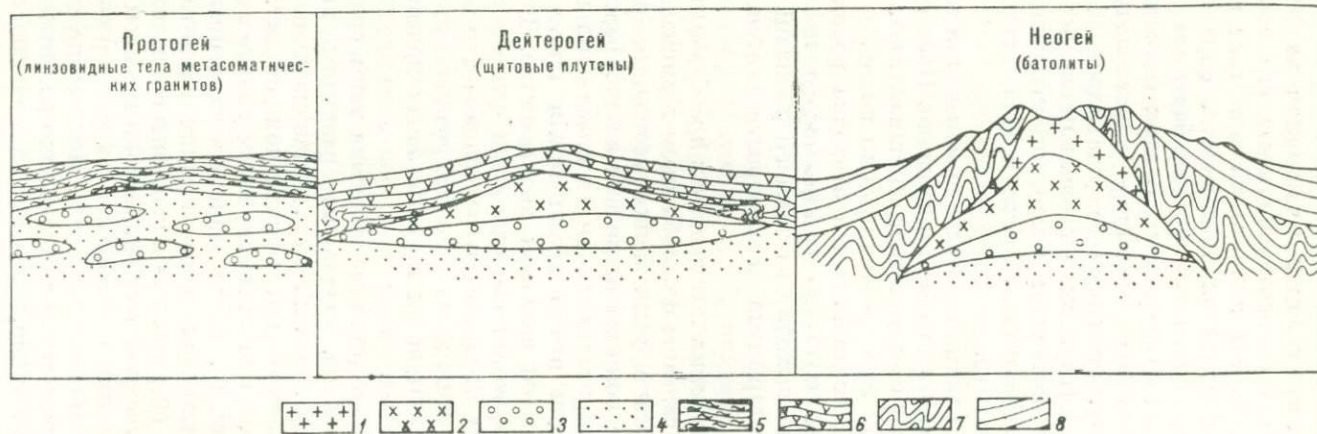


Рис. 23. Основные историко-генетические типы гранитных плутонов.

1 — магматические граниты, аллохтонные; 2 — то же, автохтонные; 3 — метасоматические граниты; 4 — гнейсы и мигматиты; 5 — породы амфиболитовой фации метаморфизма; 6 — породы зеленсланцевой фации метаморфизма; 7 — породы зоны метагенеза (геосинклинальный комплекс — нижний структурный ярус); 8 — породы зоны катагенеза (толщи верхнего структурного яруса).

Гранитная магма представляет собой совершенно особый тип коровой магмы, по всем признакам отличный от базальтовой мантийной магмы. Прежде всего они различаются по составу и происхождению. Гранитная магма связана с сиалической корой и в существенной части развивается за счет ее минеральных и энергетических ресурсов *. Базальтовая магма является дифференциатом мантии. Различна и глубина зарождения гранитной и базальтовой магм. Очаги гранитной магмы не спускаются ниже уровня распространения амфиболитовой фации метаморфизма, который в тепловых куполах протогей находился от земной поверхности на глубине от сотен метров до 3 км, а ныне, вероятно, 12—15 км; уровень же формирования базальтовой магмы под континентами изменяется в пределах 100—200 км. Температура гранитной магмы не более 800°С, а базальтовой — близка к 1300°С.

Различны и механизмы образования магм: гранитная возникает в процессе разогрева и разуплотнения вещества сиалической коры в орогенических поднятиях, а базальтовая магма оказывается продуктом плавления мантийного вещества в основании глубинного разлома, в результате частичного снятия давления. Образование гранитной магмы тесно связано с процессами термального метаморфизма, которые ей предшествуют и ее сопровождают, а рождение базальтовой магмы происходит в процессе дифференциации и дегазации мантии. Очаг гранитной магмы распространяется к поверхности путем медленного продвижения фронта разогрева и гранитизации, базальтовая же магма выпрыскивается по разлому, быстро преодолевая расстояния в десятки километров. Для гранитной магмы типична плутоническая форма проявления при подчиненном значении эффузивной (трещинные интрузии и субвулканические комплексы), а базальтовой магме свойственна эффузивная форма при слабом развитии интрузий (габбро-диабазов и габбро-норитов).

Поскольку гранитная магма в основном автохтонная, а базальтовая — перемещенная, ксенолиты в первой представлены в основном породами, вмещающими плутон, а во второй — глубинными образованиями (перидотитами, эклогитами), вынесенными из мантии, и породами сильно метаморфизованного основания коры.

Гранитная магма формируется в термодинамических условиях с решающим влиянием температуры, а базальтовая магма — в обстановке решающего влияния давления. Процесс рождения, существования и кристаллизации гранитной магмы — длительный, укладываемый в рамки геологического времени, а базальтовой магмы — относительно короткий, представляющий эпизод в геологической истории.

* О том, что гранитная магма образуется в сиалической коре, в частности, свидетельствуют изотопные исследования, показавшие обогащенность гранитов O^{18} (в SiO_2), наследуемую от осадочных пород (А. П. Виноградов).

ЗНАЧЕНИЕ ПРОЦЕССОВ РАСЩЕПЛЕНИЯ ВОДЫ И ФОССИЛИЗАЦИИ ГАЗОВ АТМОСФЕРЫ В РАЗВИТИИ СИАЛЯ

Геологическое значение процессов расщепления воды

Для развития земного сиала большое значение имела способность воды при известных условиях диссоциировать на водород и кислород. Существует несколько механизмов диссоциации воды, из которых основными являются фотолиз, фотосинтез и расщепление воды при окислении элементов переменной валентности. Эти механизмы оказали огромное влияние на исторические изменения состава атмосферы и соответственно на геохимические особенности эволюционных процессов, формирующих сиаль.

Фотолиз заключается в расщеплении молекул воды на атомы водорода и кислорода под воздействием ультрафиолетовой радиации Солнца. Процесс происходит в верхних слоях атмосферы (на высоте 100—200 км) постепенно в течение всей геологической истории, но в ограниченном масштабе. В прошлом, при более высоком содержании паров в воздухе (в 4—5 раз), масштабы фотолиза были соответственно больше*.

Установлено, что фотолиз атмосферной воды регулируется озоновым слоем, эффективно поглощающим ультрафиолетовую радиацию. Озоновый слой появился на этапе кислородсодержащей атмосферы и роль ограничителя фотолиза выполняет лишь

* О более высокой влажности в прошлом свидетельствуют различные геохимические и палеонтологические данные, в частности интенсивное химическое выветривание, допуславшее образование красноземов (минимальное количество атмосферных осадков 700 мм/год) даже в самых аридных климатах того времени и существование на территории аридных областей наземной фауны амфибий и рептилий (палеозой), сильно испарявших воду с кожных покровов и поэтому нуждавшихся в достаточно влажном воздухе.

Как известно, количество водяного пара, содержащегося в воздухе, зависит от температуры, изменяющейся по термическим поясам. Ныне предельной величины оно достигает в тропическом климате (4%) и минимальной — в полярных областях (0,01%), при среднем содержании для планеты в целом 1,8—2%. Поскольку древние климаты были жаркими — экстратропическими и тропическими, почти изотермическими — влагосодержание земной атмосферы тогда было значительно выше.

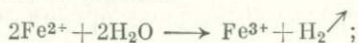
последний миллиард лет. Согласно Койперу [Kuiper, 1952], в настоящее время фотолизу подвержена масса водяного пара $1,3 \cdot 10^{13} \text{ т}$ (или 0,001% массы гидросферы), при этом ежегодно образуется не более $2 \cdot 10^6 \text{ т}$ свободного кислорода.

Основным процессом расщепления воды в природе является *фотосинтез*, осуществляемый зелеными растениями при участии солнечной энергии, поглощаемой хлорофиллом. Исходными продуктами процесса служат углекислый газ и вода, конечными — свободный кислород и водород, восстанавливающий углекислоту с образованием углеводов. При этом процессе, в отличие от фотолиза, используются световые лучи большей длины, беспрепятственно проникающие через озоновый экран. Масштаб процесса колоссален. Если бы на Земле не было приблизительно равноценного по масштабам и противоположного по направлению процесса окисления при дыхании, горении, гниении и брожении, фотосинтез мог бы за относительно короткий срок (немногие тысячи и миллионы лет) исчерпать все запасы CO_2 и H_2O , существующие на планете [Перельман, 1968]. Почти весь кислород современной атмосферы ($1,5 \cdot 10^{15} \text{ т}$) представляет собой продукт фотосинтетической деятельности растений, главным образом фитопланктона. Такое количество кислорода при современном масштабе фотосинтеза могло бы образоваться за 3000 лет. За все время существования жизни через атмосферу прошло фотосинтетического кислорода по крайней мере на четыре-пять порядков больше его современного содержания.

Образующийся фотосинтетический кислород частично расходовался на окисление первичных (эндогенных) компонентов древней атмосферы и на окисление пород земной коры. По оценкам геохимиков на связанный в земной коре кислород, в свое время прошедший через атмосферу, израсходовано $3,74 \cdot 10^{17} \text{ т}$ воды, что отвечает 22% современной массы гидросферы.

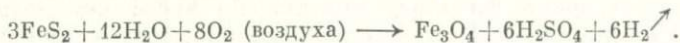
Другим широко распространенным в природе процессом расщепления воды является *процесс окисления элементов переменной валентности*, главным образом низшими окислами железа и серы. Этот процесс по своему механизму противоположен фотосинтезу, поскольку в результате его выделяется свободный водород, а кислород используется на окисление поливалентного элемента*. Большого размаха этот процесс достигает в ландшафте при выветривании горных пород. Его развитию способствует предварительная дезинтеграция пород, увеличивающая суммарную поверхность участвующего в реакции вещества. Согласно В. И. Молчанову [1968], разложение воды тонкодисперсным веществом может быть представлено схемой:

для двухвалентного железа



* В отличие от фотосинтеза, сопровождающегося поглощением тепла, реакции окисления элементов переменной валентности экзотермичны.

для сульфидной серы



Потери водорода при этих реакциях весьма значительны. По расчетам В. И. Молчанова, при экзогенной переработке одной тонны силикатной породы (содержание FeO — 3,7%) должно выделиться $3,42 \cdot 10^{-4} \text{ т}$ H_2 . Следовательно, при образовании всех глинистых пород земной коры (около $1 \cdot 10^{18} \text{ т}$) должно было подвергнуться расщеплению $3,08 \cdot 10^{15} \text{ т}$ воды, или 0,002 современной массы гидросферы. При образовании сульфатов (из вулканической и сульфидной серы), массу которых А. Б. Ронов [1964] оценивает в 0,15% массы осадочной оболочки Земли, должно было расщепиться $1,21 \cdot 10^{15} \text{ т}$ воды, или 0,0008 массы гидросферы.

Образующийся при расщеплении воды водород диссипировал в мировое пространство и частично накапливался во вторичных силикатах коры выветривания.

Таким образом, при всех радиационно-химических, биохимических и геохимических процессах, протекающих в атмосфере и в ландшафтной сфере и сопровождавшихся расщеплением воды, из круговорота вышло столько водорода и кислорода, сколько отвечает приблизительно $1/4$ части современной массы вод Мирового океана.

Фоссилизация газов атмосферы в осадочном слое коры и ее значение для развития силала

Геохимически активные газы атмосферы, прежде всего CO_2 и свободный кислород, способны входить в минеральные соединения и в огромных массах фоссилизироваться в осадочном слое земной коры, а затем снова возрождаться при процессах метаморфизма и снова активно участвовать в минералообразовании.

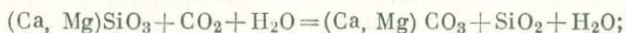
Углекислый газ. Присутствие CO_2 в выделениях современных вулканов * дает основание предполагать в какой-то мере его ювенильное происхождение и считать, что углекислый газ входил в состав первичной атмосферы и, может быть, являлся одним из ее важнейших компонентов [Kuiper, 1952; Виноградов, 1969].

С массовым появлением фотосинтетического кислорода (около $2,5 \cdot 2,0 \cdot 10^9$ лет) содержание CO_2 в атмосфере, по-видимому, стало быстро возрастать за счет окисления присутствующих в ней CO и CH_4 , а также за счет продуктов дегазации мантии, среди которых также были и сам углекислый газ и переходящие в него при окислении CO и CH_4 . Когда все соединения углерода были переведены в CO_2 , а известьдобывающие организмы еще отсутство-

* Часть выделяемого современными вулканами CO_2 является регенерированной, захваченной из пород осадочной оболочки.

вали, атмосфера Земли, очевидно, в существенной мере была углекислой.

Полагают, что в углекислой атмосфере реакции выветривания сопровождались массовым образованием карбонатов и свободного кремнезема, которые в конечном итоге сносились в протоокеан и растворялись в его водах. В это время господствующие реакции выветривания могли иметь такой вид (В. А. Соколов, 1966):



с участием силиката



Карбонатное осадконакопление как механизм фоссилизации CO_2 зародилось еще в протогее. Поначалу это был хемогенный и в общем малоэффективный процесс, связанный с первыми эпиконтинентальными бассейнами, в которых временами возникла высокая концентрация $CaCO_3$. Только в позднем деитерогее и в основном в неогее, в связи с появлением и массовым распространением известьдобывающих организмов, огромных масштабов достигло биогенное связывание и осаждение CO_2 в карбонатах из ненасыщенных ими вод. Максимум биогенного карбонатонакопления приходится на вторую половину мелового периода и кайнозой в связи с расцветом пелагических фораминифер и расширением ареалов расселения известьдобывающих организмов (выход за пределы мелководья и охват преобладающей части океана), что еще больше увеличило масштабы фоссилизации CO_2 . По расчету Ревеле (1959), $\frac{1}{4}$ часть всех известняков мира образована именно в эти последние 100 млн. лет с участием пелагических фораминифер*.

По оценкам литологов [Страхов, 1962; Ронов, 1964], карбонатный материал слагает $\sim 20\%$ массы осадочного слоя земной коры, что составляет $(3,5 \div 4,0) \cdot 10^{17} m$. В этой массе карбонатов минерализовано $(1,5 \div 2,0) \cdot 10^{17} m CO_2$, в свое время прошедшего через атмосферу и воды океана. Эта величина на пять порядков превышает содержание CO_2 в современной атмосфере (содержащей $0,03\%$ при общем запасе $2,4 \cdot 10^{12} m$). Если бы всю массу CO_2 , заключенную в осадочном слое земной коры, снова вернуть в атмосферу, ее парциальное давление возросло бы до 40 бар [Виноградов, 1969].

* Результатом такого энергичного осаждения карбонатов явилось резкое сокращение содержания CO_2 в атмосфере, вызвавшее перемены в составе органического мира этого времени. Мезозойская голосеменная флора и динозавровая фауна сменяются кайнозойскими покрытосеменными и теплокровными млекопитающими. Сокращение содержания CO_2 в атмосфере имело и большие климатические последствия. Окончательно был утрачен тепличный режим, увеличилась прозрачность воздуха, вследствие чего стал возможен сильный нагрев поверхности Земли днем и выхолаживание ее ночью.

Другой важный механизм связывания и фоссилизации CO_2 представляет накопление в осадочной оболочке органического вещества, избежавшего окисления, в виде месторождений каустобиолитов и рассеянного в породах. Этот механизм действует с начала неогена. Посредством его фоссилизировано около $5 \cdot 10^{16} \text{ т}$ CO_2 .

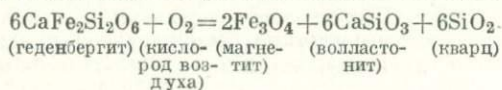
Кислород. На первых этапах истории Земли кислород находился лишь в связанном состоянии в виде H_2O , CO_2 , CO , SO_2 , N_2O — N_2O_5 , FeO и Fe_2O_3 , MgO и MnO_2 , P_2O_5 и др. В составе атмосферы свободный кислород существует только последние 1,5—2 млрд. лет. Раньше он, хотя и образовывался путем фотолитического расщепления воды, но тут же полностью расходовался на окисление CO , CH_4 , NH_3 , SO_2 , H_2S , HCl , HF и других газов и дымов первичной атмосферы. Осадки древнего докембрия почти не окислены; даже в корах выветривания Fe^{2+} резко преобладает над Fe^{3+} , что является показателем низкого содержания O_2 в ранней атмосфере.

Первым указанием на появление кислорода в атмосфере в значительном количестве служат гематит- и сульфатсодержащие породы в отложениях среднего протерозоя континентальных платформ. Очевидно, с этого момента кислород приобрел роль важного геохимического деятеля.

Свободный кислород, химически весьма активный, вступал в реакции со многими элементами и соединениями. Особенно много кислорода расходовалось на окисление первичных компонентов атмосферы и вулканических газов, постоянно поступающих из мантии Земли, на окисление низших окислов железа, марганца, серы и других поливалентных элементов. Часть связывавшегося при этих реакциях кислорода фоссилизировалась в осадочном слое коры. Главными носителями минерализованного кислорода, в свое время прошедшего через атмосферу, являются гематитовые, лимонитовые и магнетитовые руды, красноцветные песчано-глинистые толщи, содержащие высокоокисленное железо (Fe_2O_3) в рассеянной форме, окисленные наземные лавы, содержащие новообразования магнетита, развившиеся по пироксену, роговой обманке и биотиту*, марганцовоносные (MnO_2) отложения, сульфаты, нитраты, а также некоторая часть минерализованного CO_2 . Расчеты, впервые еще предпринятые В. Гольдшмитом, показывают, что количество фоссилизированного кислорода на целый порядок превышает количество свободного кислорода, находящегося в современной атмосфере [$1,5 \cdot 10^{15} \text{ т}$ и $(1 \div 2) \cdot 10^{16} \text{ т}$].

Породы земной коры и сейчас в основной массе недоокислены, поэтому процессы минерализации и фоссилизации свободного кислорода по-прежнему весьма активны. Связанный в осадочной

* Примером может служить реакция окисления геденбергита



оболочке кислород, количество которого с течением времени возрастало, повысил энергетический уровень вещества, усложнил и убыстрил минеральный круговорот в ней. С существованием и развитием кислородсодержащей атмосферы связана жизнь на Земле и ее энергичная эволюция.

Азот. Азот в основном имеет вторичное происхождение. Его появление связывают с процессом окисления аммиака и соединений аммония. В составе атмосферы в значительном количестве он появился одновременно с фотосинтетическим кислородом. Вследствие крайней химической инертности азот почти не минерализовался и не фоссилизировался, а накапливался в атмосфере в свободном состоянии, в которой он в конце концов занял положение ведущего компонента (по-видимому, уже в конце протерозоя). Этому способствовало интенсивное связывание и фоссилизация главного компонента атмосферы дейтерогоя — CO_2 — при процессах карбонатного осадконакопления, а позднее и угленакопления.

В позднем неогее биологическая эволюция дает группы организмов, вовлекающих азот в биохимический круговорот (клубеньковые бактерии, покрытосемянные и др.). Количество связанного в осадках азота составляет лишь 10% от количества азота, находящегося в атмосфере.

Фоссилизированный азот в концентрированном виде содержится в залежах селитры, а в рассеянном состоянии — в месторождениях каустобиолитов.

Регенерация CO_2 и кислорода в недрах земной коры. По мере того как осадки, сформированные у поверхности Земли, в зонах энергичных нисходящих движений стали накапливаться в виде толщ многокилометровой мощности, достигая своими нижними горизонтами уровней, на которых протекают процессы метаморфизма и гранитизации, возник и приобрел большие масштабы процесс регенерации газов, захваченных осадками в ландшафтной сфере и унесенных ими в недра земной коры.

Карбонатные толщи, залежи каустобиолитов и рассеянное органическое вещество под воздействием высокой температуры и давления недр метаморфизуются. $\text{Ca}(\text{Mg})\text{CO}_3$ реагирует с кремнеземом, образуя силикат $(\text{Ca}, \text{Mg})\text{SiO}_3$ и выделяя свободную углекислоту, которая с флюидами и гидротермами восходит к поверхности и снова поступает в атмосферу. Органическое вещество распадается до воды и CO_2 , чистого углерода и водорода.

Высокоокисленные соединения, содержащие фоссилизированный (в прошлом атмосферный) кислород, в условиях очень высокого давления становятся неустойчивыми и переходят в низшие окислы, а избыточный кислород расходуется на оксидацию пород более высоких уровней коры.

Количество регенерированных H_2O , CO_2 и O_2 , в связи с продолжающимся развитием осадочной оболочки и увеличением ее мощностей, со временем, по-видимому, нарастает.

НЕКОТОРЫЕ СПЕЦИФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СИАЛЯ

Что же такое сиаль?

В оболочечной структуре Земли сиаль представляет новообразование, сформированное на геологической стадии развития планеты и отражающее в особенностях своего состава, строения и состояния специфику этой стадии. Образование сиалья связано с расширением Земли и возбуждаемыми им основными геологическими процессами — развитием тектоносферы, дифференциацией вещества мантии и вулканической активностью и, наконец, метаморфической дифференциацией корового материала. Мантийное вещество, вовлекаемое (в пределах тектоносферы) в геологический круговорот, выделяет легкоплавкие дифференциаты, которые по разломам восходят к поверхности и формируют земную кору — в основе своей вулканическую. Поскольку минимальными температурами плавления обладают кислые компоненты мантийного вещества, содержание их в вулканических дифференциатах (базальтах) оказывается повышенным, а состав коры в целом кислее мантии.

Коровые базальты по сравнению с перидотитовым остатком мантии содержат больше SiO_2 и Al_2O_3 (на 12—14% каждого), CaO — в 3 раза, а щелочей — в 20—30 раз. Вместе с тем в них на одну треть ниже содержание закисного железа и в 6 раз меньше MgO (сокращается с 35% до 4—5%). В результате в базальтах резко повышается содержание компонентов, склонных к образованию «просторных» каркасных структур (SiO_2 , щелочи), и падает роль Mg и Fe^{2+} , участвующих в плотных решетках (табл. 5).

Поскольку в континентальных сегментах тектоносфера развита глубже, в них концентрация кислого материала — производного наиболее глубоких очагов — особенно значительна. Наивысшей кислотностью вулканического материала отличается геосинклинальный ярус континентальной коры, в котором он представлен преимущественно андезито-базальтами. Таким образом, характер мантийной дифференциации и последовательность ее

исторических изменений предопределили сиалическое направление развития коры и в особенности ее континентального типа.

Базальтовые выплавки отличаются от мантийного перидотита и по физическому состоянию. При кристаллизации базальтовых лав в термодинамических условиях земной поверхности происхо-

Таблица 5

Содержание главных окислов в продуктах мантийной, экзогенной и метаморфической дифференциации

Окислы	Мантийная дифференциация		Средний сланец (один из крайних продуктов экзогенной дифференциации)	Гранит (продукт коровой дифференциации)	Средний состав сналя
	Перидотит (фемический остаток)	Андезит (сиалический дифференциат)			
SiO ₂	43,9	54,6	63,7	72,1	62,0
Al ₂ O ₃	4,0	17,4	17,5	13,9	17,0
Fe ₂ O ₃	2,5	3,5	4,3	0,9	3,0
FeO	9,9	5,2	3,1	1,9	3,5
MnO	34,3	4,4	2,5	0,6	2,8
CaO	3,5	8,0	1,5	1,3	5,2
N ₂ O	0,3	3,7	1,1	3,1	3,2
K ₂ O	0,1	1,1	3,0	5,2	3,2

дила рекомбинация ионов, в результате которой новообразующиеся минеральные соединения и кристаллические структуры приобретали меньшую удельную плотность и меньшие энергетические коэффициенты относительно тех, которыми вещество обладало в мантии при высоком гравитационном напряжении. Превращение базальтового дифференциата в коровую породу сопровождается увеличением его объема на 7—8%. Если учесть, что существенную часть вулканической коры, особенно ее верхнего (андезитового) этажа, составляют пирокласты, в которых изверженный материал еще и дезинтегрирован и поэтому обладает еще меньшей плотностью, то увеличение объема при его переходе из мантийного состояния в коровое достигнет 10%.

В континентальных сегментах, где когда-либо существовала суша и функционировала ландшафтная сфера, вулканическая кора переработана экзогенными процессами. Вулканические породы частично диспергированы, гидратированы, окислены, карбонатизированы, растворены и выщелочены. Легкомигрирующие в ландшафте Ca, Mg и Fe²⁺ («симатические» компоненты), а также Na систематически выносились с ионным стоком в океан, а менее подвижные SiO₂, Al₂O₃, K₂O («сиалические» компоненты) накапливались в континентальных сегментах коры, повышая их сиаличность. В результате экзогенной дифференциации содержание SiO₂ в коре еще возрастает на 6—8%, Al₂O₃ — на 2—3%,

K_2O — на 1—1,5%, при параллельном сокращении MgO (в 2 раза) и Na_2O (на 1—2%), уходящих с ионным стоком в океан. Характерно, что при общем уменьшении содержания железа изменяется соотношение между его окисной и закисной формами. Содержание FeO резко падает, а Fe_2O_3 — возрастает.

В результате экзогенной переработки валовый химический состав верхнего этажа континентальной коры (сиаля) приближается к составу гранодиорита. Но продукты экзогенной переработки от исходных пород вулканической коры отличаются не столько химическим составом, сколько специфическим состоянием вещества, его физическими характеристиками. Они отличаются:

1) высокой степенью дезинтеграции и дисперсности вещества, повышающих его геологическую и геохимическую активность;

2) большим содержанием fossilizированных газов атмосферы (CO_2 и O_2);

3) значительным содержанием воды как свободной (поровой), так и связанной (конституционной и кристаллизационной);

4) высокой степенью химического разложения минерального вещества и его осадочной дифференциации, наличием в осадочном слое сиала огромных масс простых соединений, часто свободных окислов, образующих целые слои и толщи;

5) весьма высокой подвижностью и реагентоспособностью вещества, разнообразием форм миграций;

6) высокой степенью разуплотнения вещества;

7) колоссальной концентрацией свободной энергии, которой вещество заряжается в ландшафтной сфере при различных эндоэнергетических реакциях.

Важную особенность вещества сиала, прошедшего экзогенную переработку в ландшафтной сфере, составляет его способность накапливать «минерализованную» солнечную энергию в химических связях и агрегатных состояниях вещества, а затем «излучать» ее при процессах литификации и метаморфизма осадочных толщ (см. стр. 125).

В континентальной коре при интенсивном тепловом фронте (радиогенное тепло + тепло экзотермических реакций) проявляется метаморфическая дифференциация. Породы, попадающие в термодинамические условия зоны дегранитизации, лишаются части сиалических компонентов (SiO_2 , щелочи) и воды, которые входят в зону гранитизации и накапливаются в ней, повышая степень сиаличности ее пород. При коровом метаморфизме дисперсные системы осадочных толщ подвергаются перекристаллизации с образованием своеобразных («рыхлых») каркасных структур (полевые шпаты, кварц), свободные окислы снова входят в комплексные соединения, вещество в целом гомогенизируется, происходит частичная регенерация воды, CO_2 и O_2 . При этом часть потенциальной энергии, приобретенной в ландшафтной сфере, выделяется в виде тепла экзотермических реакций; энергетический уровень вещества в целом снижается.

В общем сиаль является продуктом геологической стадии развития планеты, протекавшей при определяющем влиянии расширения. С него снято состояние гравитационного напряжения, еще сохраняемого веществом ювенильной мантии. Первую стадию разуплотнения вещество, слагающее сиаль, испытало при извержении и кристаллизации в условиях поверхности (увеличение объема на 8—10%), вторую — в ландшафтной сфере, в результате дезинтеграции и выветривания (10—12%), и третью — в процессе корового метаморфизма и плавления (до 10%). В целом вещество сиаля по сравнению с его мантийным состоянием «разрыхлено» на 20—30% объема.

«Излучение» энергии веществом осадочного слоя

В геосинклинальных прогибах и синеклизах осадочное вещество, заряженное в ландшафтной сфере потенциальной энергией химических связей и особых агрегатных состояний (высокая степень дисперсности), увлекается нисходящими тектоническими движениями на большие глубины, иногда до 14—15 км. Оказавшись в условиях высокого литостатического давления (3—4 тыс. ат) и радиогенных температур (400—500° С), осадочный материал претерпевает изменения, связанные с приспособлением его к новым термодинамическим условиям. Осадки последовательно проходят диагенетические, ката- и метагенетические, метаморфические изменения, по своей направленности противоположные тем, которые данное вещество испытало в ландшафтной сфере. Дисперсные системы подвергаются перекристаллизации с укрупнением минеральных зерен и соответственным понижением уровня поверхностной энергии. Свободные окислы, разделенные в ландшафте, снова образуют комплексные соединения, энергетически более инертные.

Происходит массовая дегидратация гипергенных силикатов, в результате которой они возвращают ион водорода, а с ним и часть энергии, заимствованной ими в коре выветривания. Вовлечение в кристаллическую решетку алюмосиликатов крупных атомов К, Na, Ca, легко отдающих свои электроны, обеспечивает кислород отрицательным зарядом и позволяет алюминию связываться энергетически более эффективной ковалентной связью, что побуждает переход алюминия из шестерной координации в четверную и выделение энергии [Лебедев, 1954].

Углеводороды занесенных в недра растительных остатков расщепляются и окисляются до энергетически менее емких молекул воды и углекислого газа.

Все эти и другие процессы, связанные с глубинным преобразованием осадочного вещества, сопровождаются расходом потенциалов, приобретенных им в коре выветривания. Это всеобщее понижение энергетического уровня вещества в недрах при процессах литификации и метаморфизма и является своеобразным

«излучением» [Пустовалов, 1956] энергии — солнечной энергии, «минерализованной» в ландшафтной сфере. Освобождающаяся энергия проявляется в экзотермических эффектах разнообразных реакций диагенеза — катагенеза — метagenеза — метаморфизма; и чем больше осадки воспринимают метаморфических влияний, тем меньше в них остается энергии, аккумулированной в коре выветривания (табл. 6).

Т а б л и ц а 6

Главнейшие процессы аккумуляции и «излучения» солнечной энергии в экзогенном круговороте вещества

Аккумуляция («минерализация») солнечной энергии в ландшафтной сфере	«Излучение» минерализованной солнечной энергии при процессах диагенеза, катагенеза, метagenеза и метаморфизма
Дезинтеграция горных пород	Цементация и перекристаллизация обломочного материала
Разложение комплексных соединений на окислы и простые соли	Образование комплексных соединений и сложных твердых растворов
Химическая дифференциация продуктов выветривания	Гомогенизация осадочного материала
Гидратация (присоединение силикатами иона водорода)	Дегидратация (возвращение силикатами иона водорода)
Образование коллоидов	Раскристаллизация коллоидов
Фотосинтез	Окисление органических веществ
Накопление в осадках углеводов (избежавших окисления)	Расщепление и окисление углеводов
Связывание CO_2 продуктами выветривания и осадками	Регенерация CO_2
Восстановительные процессы	Окислительные процессы
Выщелачивание (вынос K, Na)	Вовлечение в решетку крупных атомов K и Na

Оценить величину тепловых эффектов диагенетических, катагенетических, метagenетических и метаморфических реакций, протекающих в осадочном веществе, еще не представляется возможным вследствие слабой изученности этого вопроса. Однако нет сомнений в том, что в целом они весьма значительны и вносят существенный пай в тепловой режим земной коры.

Р. П. Котина, М. Я. Френкель и А. А. Ярошевский [1969] полагают, что тепло метаморфических реакций во многом определяет картину пространственного размещения в земной коре очагов концентрации энергии и соответственно очагов формирования силикатных расплавов. В частности, их расчеты показывают на значительное выделение тепла при образовании комплексных солей из разделенных в коре выветривания Al_2O_3 , SiO_2 и щелочных металлов ($Al_2SiO_5 + 5SiO_2 + 2K + 2OH = 2KAlSi_3O_8 + H_2O + 78,5$ ккал).

Большое геологическое значение имеет экзотермический эффект обнаруживаемый на кривых нагревания каолинита, галлузита, серпентина, магнезиальных хлоритов и других минералов коры выветривания, приходящийся на интервал температур 800—950° С. В частности, для каолинита экзотермический эффект В. И. Лебедев связывает с переходом одного из двух атомов алюминия этого минерала в иное энергетическое состояние его связи с кислородом из полноионного, характеризуемого шестерной координацией, в существенно ковалентное с координационным числом четыре. Расчеты показали, что при этом выделяется энергия — 15—16 ккал/г·моль каолинита.

Основным условием для перехода потенциальной энергии осадочных толщ в работоспособную (с частичным «излучением» в виде тепла) является их погружение в недра коры. Замечено, что чем энергичнее происходило погружение и осадконакопление в прогибе, тем быстрее наступает обращение тектонического режима в нем, т. е. смена погружения поднятием. Именно геосинклинальные комплексы, накопление которых происходит быстрее всего, имеют самый узкий интервал геологического возраста, отвечающий лишь одному-двум геологическим периодам. Таковы нижнекембрийские комплексы Саяна и Западного Хангая, позднекембрийско-раннеордовикские комплексы Горного Алтая, силурийские комплексы Тянь-Шаня, мелового и палеогенового флиша различных частей Тетиса (Альп, Карпат, Тавра, Западных Гималаев) и многие другие. Протогеосинклинальные комплексы, формировавшиеся в условиях менее интенсивного погружения и осадкообразования, обладают значительным интервалом возраста, соответствующим иногда целой эре и более.

К моменту обращения тектонического режима осадочные толщи приобретают мощность до 10—12 км. При достижении этой мощности обращение тектонического режима наступает независимо от того, быстро или медленно накапливалась осадочная серия. Очевидно, 10—12 км являются той критической глубиной, на которой происходит массовое превращение в осадочной толще потенциальной энергии в работоспособную, что, может быть, и оказывается одной из причин развития плутонического процесса в недрах данного седиментационного бассейна и, как следствие этого, обращения тектонического режима.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ СИАЛЯ

Присутствие в коре металлических полезных ископаемых в виде самородных элементов, окислов, сульфидов, карбонатов, гидратов и других простейших соединений, высвобожденных из силикатного состояния и сконцентрированных в особых телах, составляет особенность Земли, связанную с геологической стадией ее развития.

Образованию рудных концентраций способствовали различные геологические процессы, возбуждавшие мобилизацию и миграцию вещества, при которых рудные компоненты частично выделились из силикатных масс. Рудообразование проявляется при всех формах дифференциации вещества и на всех этапах геологического развития. Основными механизмами металлогенического развития Земли являются процесс мантийной дифференциации, процесс экзогенной дифференциации в ландшафтной сфере и процесс коровой метаморфической дифференциации. Каждый механизм создавал свои особые генетические ряды месторождений, различные по элементарному составу, минеральным ассоциациям и генетической обстановке проявления.

На догеологической стадии существования планеты рудных месторождений, по-видимому, не было, так как металлические компоненты еще находились в рассеянном состоянии в недифференцированной силикатной массе. Металлогеническое развитие началось с зарождения основных геологических процессов, возбуждавших различные виды дифференциации силикатного вещества. По мере усложнения и интенсификации геологических процессов металлогеническое развитие становилось генетически все более разнообразным и продуктивным.

Металлогения мантийной дифференциации

Металлогения мантийной дифференциации является наиболее ранним и общим механизмом, ведущим начало с момента зарождения тектоносферы, процессов дифференциации мантии и вулкани-

ческой активности. Уже в первых очагах плавления мантийное вещество (пиролит, кальциевый ахондрит) стало расщепляться на легкоплавкую базальтовую и тугоплавкую перидотитовую части с различными металлогеническими характеристиками. В базальтовом дифференциате накапливались по преимуществу литофильные и халькофильные элементы, а также уран и торий, ионы которых слишком крупны для плотноупакованных решеток оливина и пироксена перидотитового остатка мантии. Наоборот, ультраосновные продукты мантийной дифференциации обогащались Mg , Fe^{2+} , Ti , Cr , а также Ni , Co , Cu , обладающими малыми ионными радиусами и участвующими в плотнейших структурах силикатов или захватываемыми ими.

Для месторождений, связанных с мантийной дифференциацией, характерна тесная связь рудных концентраций с материнскими (магматическими) породами. Они обычно располагаются в самих интрузивных массивах в виде согласных пластообразных залежей и секущих жилородных тел или в виде скоплений рудных минералов в определенных зонах и горизонтах. И рудные концентрации, и материнские массивы приурочены к крупным (сквозькоровым) разломам и вне их не встречаются. Местами преимущественной локализации месторождений и металлогенических провинций этого генетического типа являются области слабого развития сiala, пронизанные глубинными разломами и претерпевшие энергичное погружение. Обычно это синеклизы и авлакогены древних платформ и вулканогенно-осадочные комплексы геосинклиналей, формировавшихся на океанической коре.

Рудовмещающие массивы обычно имеют форму гигантской пластовой залежи (иногда синклинально прогнутой), внедренной в осадочную толщу вдоль плоскостей напластования, отслаивавшихся при неравномерном (по этажам) оседании толщи в обширной структуре погружения. Площадь таких тел достигает 50 тыс. км² (Бушвельдский плутон) при мощности от многих сотен метров до 5 км и объеме около 200 тыс. км³. При медленном охлаждении и кристаллизации базальтовой (толеитовой?) магмы происходила ее дифференциация, в результате которой в некоторых случаях достигалось удивительно совершенное разделение на серии пород от перидотита до гранофира, слагающих единую четко стратифицированную интрузию.

При дифференциации в стабилизовавшемся магматическом бассейне происходило частичное обособление рудного вещества от силикатной массы и образование месторождения. Обособление связывают с действием гравитационных сил и явлениями несовместимости рудной и силикатной составляющих магмы при малых давлениях (ликвацией). Месторождения представляют собой или сегрегации ранних выделений рудных минералов, которые под влиянием силы тяжести скопились у основания интрузии, или обособления рудной массы, самостоятельно перемещавшейся в

уже затвердевшем интрузиве и образовавшей в нем жилородные тела, залегающие соответственно ориентировке элементов его прототектоники.

Среди месторождений, непосредственно связанных с мантийной дифференциацией, различаются следующие основные формационные группы (по В. И. Смирнову):

- 1) перидотитовая с хромитами;
- 2) габбровая с титаномagnetитами и отчасти платиноидами;
- 3) трапсовая с месторождениями сульфидных медно-никелевых руд;
- 4) кимберлитовая алмазонасная;
- 5) щелочно-ультрасосновная с месторождениями цветных и редких металлов в карбонатах;
- 6) спилит-диабазовая и спилит-кератофировая геосинклинальные формации, сопровождающиеся месторождениями колчеданного типа.

Перидотитовая, габбровая и трапсовая формации — интрузивные. Мощное развитие они получили в дейтерогее (массивы Сёдбери, Дулут, Бушвельдский, Великая дайка), а затем еще более разнообразно проявились в синеклизах платформ и эвгеосинклиналях неогей. Кимберлитовая и щелочно-ультрасосновная формации — в основном вулканические с более глубоко залегающими очагами. Они проявляются в условиях синалических платформ, имеющих в основании эклогит, ксенолиты которого в породах этих формаций присутствуют постоянно. Месторождения контролируются чаще всего разломами, ограничивающими синеклизы и континентальные рифты.

Спилит-диабазовая и спилит-кератофитовая формации, несущие месторождения колчеданного типа, больше связаны с подвижными поясами неогей и тяготеют к очень глубоким разломам, ограничивающим геосинклинальные трюги. Формирование их происходило в условиях подводного вулканизма (Северный Кавказ, Урал, Рудный Алтай, Салаир, Испания). По металльному составу руды этих формаций отличаются от руд, связанных с неглубокой (толеитовой) дифференциацией и преобладающей в них ролью халькофилов — свинца и цинка.

По представлениям Г. С. Дзюценидзе [1970], рудное вещество, выносимое подводными вулканами, могло создавать стратифицированные залежи в вулканогенной толще в процессе обработки свежего пирокластического материала морскими водами и путем метасоматических замещений прослоев туфа вулканическими гидротермами.

Экзогенная металлогеническая дифференциация

С появлением на планете первой суши зародился и начал действовать самый эффективный металлогенический механизм — экзогенная дифференциация в ландшафтной сфере, создавшая

самые крупные и разнообразные концентрации металлических и нерудных полезных ископаемых.

Базальтоиды, извергнутые на поверхность и образующие вторичную кору, в ландшафтной сфере подвергаются выветриванию, воздействию процессов денудации и в конце концов образуют осадочные породы. На всех стадиях этого длительного многоступенчатого процесса высвобождаются из силикатного состояния и мигрируют огромные массы корового вещества, которое при этом подвергается разделению по весьма широкому спектру свойств и по состояниям среды. В результате многократной механической, геохимической и биохимической дифференциации, эффекты которых обычно складываются, возникают очень крупные концентрации железа, алюминия, марганца, золота, урана, титановых минералов, солей натрия и калия, скоплений фосфоритов, кремнезема, карбонатов и др. Полезные компоненты в осадочных породах накапливаются преимущественно в умеренных концентрациях (в рассеянном состоянии), и только тысячные доли их создают богатые скопления — месторождения. Подобные соотношения рассеянной и концентрированной форм, в частности, можно видеть на распределении осадочного железа. Согласно Н. М. Страхову [1963], в рассеянном состоянии в осадочных породах находится $4,5 \cdot 10^{16}$ т железа, а сконцентрировано в месторождениях осадочных руд только $3,5 \cdot 10^{12}$ т.

Накопление рудного вещества в осадочных породах в рассеянной форме также имеет большое металлогеническое значение, так как и в этом случае вещество приведено в активное состояние — оно выделено из силикатов в виде окислов и других простейших соединений, дисперсно, поэтому реагентоспособно, подвижно и легко мобилизуется при различных геологических процессах.

По элементарному составу металлогении экзогенных процессов существенно отличается от металлогении магматических продуктов мантийной дифференциации. Исходным материалом для экзогенных процессов, как мы уже отмечали, служит вулканическая кора, сложенная базальтоидными выплавками, уже обогащенными сиалическими компонентами, и специализированная в металлогеническом отношении в результате преимущественной концентрации в них литофильных и халькофильных компонентов. Поэтому в экзогенных месторождениях ведущая роль принадлежит прежде всего петрогенным элементам — железу, алюминию, марганцу, магнию и кальцию, а также халькофильным элементам — меди, свинцу, цинку.

Масштаб и совершенство экзогенной дифференциации зависят от климата и рельефа. Особенно благоприятен для мобилизации и миграции рудных компонентов жарко-влажный климат, в условиях которого энергично проявляется гидролиз силикатов, образуется много коллоидов, достигается наиболее полное растворение и вынос легкоподвижных соединений, и равнинный, умеренно динамичный рельеф, допускающий длительное воздействие на

породы агентов выветривания, а поэтому способствующий более полному разложению силикатов и более совершенной дифференциации его продуктов. С эпохами (и областями) интенсивного химического разложения силикатных пород и платформенными условиями денудации и осадконакопления связаны крупнейшие месторождения железа, марганца, алюминия, урана, золота, титана (в титаномагнетитах), тория (в монаците) и др.

Важнейшим фактором осадочной дифференциации и фракционирования рудных элементов оказываются организмы, способные накапливать их в живом веществе, извлекая из окружающей среды в условиях низких концентраций (Mo, Cu, V, Mn, Ge и др.).

Экзогенная дифференциация отличается колоссальным масштабом вовлекаемого в нее минерального вещества, большими скоростями и дистанциями переноса, разнообразием форм миграции вещества и способов его отложения. С нею связано образование основных минеральных месторождений, на которые сейчас приходится 100% мировой добычи алюминия, магния, марганца, калийных солей; 90% железа, серы и бора; 80% титана, меди, урана, золота, редких земель и фосфоритов. Феноменальные запасы металлов сосредоточены: железа — в железистых кварцитах, меди — в медистых песчаниках, алюминия — в высокоглиноземистых сланцах и бокситах, свинца и цинка — в стратифицированных месторождениях, подчиненных карбонатным и карбонатно-терригенным толщам, золота — в кварцевых конгломератах и т. д.

Процессы экзогенной металлогенической дифференциации эволюционировали в связи с историческими изменениями климата, гравитационной неустойчивости земной коры (отражавшейся в рельефе), изменениями состава атмосферы, прогрессом и геохимической ролью жизни, влиявших на условия мобилизации, переноса и отложения минерального вещества и степени подвижности отдельных элементов.

В протогее и начале дейтерогее, в условиях бескислородной атмосферы, плоской и незначительной по площади суши, высокой климатической температуры, господствовало глубокое, но весьма экстенсивное химическое разложение силикатов и достигалась исключительно совершенная химическая дифференциация его конечных продуктов. Металлогения этого отрезка истории небогата и в основном представлена метаморфизованными высокоглиноземистыми и закисно-железистыми (магнетитовыми) осадками.

Более разнообразные и крупные месторождения осадочных руд формируются в дейтерогее в период перехода углекислой атмосферы в кислородсодержащую. К этому времени относится накопление своеобразных химических кремне-железистых осадков — джеспилитов с первичным гематитом и сидеритом (окисно-железистая формация), хемогенных доломитов и магнезитов. В дейтерогее начала проявляться дифференциация рудного процесса по тектоническому режиму на протоплатформенный и прото-

геосинклинальный типы. В осадках протоплатформенного чехла возникают крупные месторождения золота, урана, меди.

В неогее, в условиях кислородсодержащей атмосферы, происходит резкое ограничение миграций железа, марганца, алюминия и изменение фациального типа их осадков: концентрации железа из пелагической области моря перемещаются в прибрежную зону, а осадки алюминия сосредоточиваются в зоне континентальных фаций.

Активизация рельефа в неогее, в связи с усилившейся гравитационной неустойчивостью земной коры, резко поднимает роль механической седиментации, которая наряду с биогенной чрезвычайно подавляет химические механизмы дифференциации, ограничивающиеся теперь платформенными бассейнами аридных областей.

Активный рельеф препятствует экзогенной дифференциации, так как не допускает развития выветривания до образования конечных продуктов, прерывая его на ранней стадии. В неогее формируются мощные терригенные комплексы (главным образом геосинклинальные) с распыленными в них рудными компонентами. Совершенное фракционирование рудного вещества происходит лишь на платформах, где еще достаточно интенсивно проявляются химическое выветривание и химическая седиментация. В платформенном чехле, в существенной части карбонатном, развивается специфическая группа стратифицированных месторождений Cu, Pb, Zn, в терригенных сериях возникают огромные залежи сидеритовых и железисто-хлоритовых руд.

Рудное вещество, по сравнению с силикатными массами, легко метаморфизуемо. Поэтому осадочные месторождения протогей и отчасти дейтерогей в той или иной степени метаморфизованы и в существенной части лишены первичных седиментационных черт. Метаморфизм, как правило, сопровождается мобилизацией и переотложением рудного вещества на более высоком уровне, в результате которых возникают вторичные концентрации либо в самой материнской толще, либо в местах нового отложения. Иногда процессы регенерации оказываются настолько значительными, что первично-осадочное месторождение приобретает «типично эндогенный» облик [Домарев, 1970]. Так, по-видимому, многие гидротермальные свинцово-цинковые и медные месторождения являются регенерированными первично-осадочными месторождениями.

Металлогения, связанная с коровой метаморфической дифференциацией

Коровая метаморфическая дифференциация проявляется в очагах теплового расширения в ходе плутонических и метаморфических процессов, а также в связи с деятельностью возрожденной воды, питающей гидротермы. Проявляется она в комплексах

пород, уже прошедших мантийную и экзогенную дифференциацию.

Мобилизация рудного вещества при коровой метаморфической дифференциации большей частью носит характер вторичной регенерации рудных концентраций осадочных и вулканогенных толщ, в которых вещество находится уже в «подготовленном» состоянии — оно диспергировано и разложено до состояния окислов и других простейших соединений, геохимически значительно более активных, чем силикаты. Набор рудных элементов, создающих концентрации при процессах коровой метаморфической дифференциации, определяется составом и геохимической специализацией пород, которые в этих процессах участвуют. Таким образом, металлогенический профиль провинции в данном случае складывается на предшествующих этапах истории главным образом при процессах экзогенной дифференциации в период формирования осадочных толщ, подвергающихся метаморфизму*. Естественно поэтому, что крупные месторождения и наиболее продуктивные рудные провинции этого типа тяготеют главным образом к областям с мощной и «зрелой» сиалической корой, вещество которой неоднократно проходило циклы выветривания и седиментогенеза, в результате чего достигло высокой степени литохимического разделения и высокого уровня геохимической активности.

Рудообразование, связанное с коровой метаморфической дифференциацией, проявляется в структурах самого разнообразного типа и возраста, обладающих очагами гранитизации и магмообразования и лишенных их. Главным рудогенным деятелем в процессах этого механизма выступают воды, увлеченные в недра осадками из ландшафтной сферы и образующие в очагах метаморфизма гидротермы, очень активные в физико-химическом отношении. В породах, где гидротермы формируются и через которые они просачиваются, мобилизуются огромные массы литофильных и халькофильных элементов, затем образующих минеральные месторождения на высоких уровнях коры при подходящих геохимических условиях.

Мобилизация и перераспределение рудогенных элементов при процессах корового метаморфизма во многом зависят от форм их нахождения в исходных породах. Относительно легко мобилизуются элементы, присутствующие в породах в коллоидном и сорбированном состоянии, и наоборот, труднее вовлекаются в круговорот элементы, изоморфно входящие в решетки минералов. Поэтому на низших стадиях метаморфизма мобилизуются преимущественно коллоидные и сорбированные рудные компоненты пород, а элементы, образующие изоморфные примеси, активно

* Изотопные исследования последних лет дали много доказательств генетической связи руд, образованных при метаморфической дифференциации, с рудными компонентами измененных осадочных пород.

мигрируют лишь при сильном метаморфизме. Миграция мобилизованного рудного вещества происходит из зон сильного метаморфизма в направлении ослабления его интенсивности.

Генетические особенности месторождений, связанных с повторной мобилизацией рудного вещества в сиалической коре при метаморфической дифференциации, очень разнообразны; это разнообразие (охватывающее большую часть классов генетической классификации) является следствием крайнего диапазона вариаций термодинамических условий и процессов, при которых осуществляется мобилизация, перенос и отложение рудного вещества, и нестроты металлогенических особенностей исходных пород.

Характер металлогенического развития, связанного с процессами коровой метаморфической дифференциации, в ходе геологической истории также претерпел значительные изменения. В протоее, в условиях большой интенсивности метаморфических процессов и высокого положения границ метаморфических зон, были широко распространены концентрации минерального вещества, связанные с выборочной мобилизацией наиболее легкоплавких компонентов (селективным плавлением) в зоне дегранитизации и метаморфической перекристаллизацией без существенного привноса вещества. Это — керамические пегматиты и очень мелкие редкометальные (Sn, W, Zr, Mo, Nb, Ta), слюдяные и полевошпатовые месторождения в пегматоидных мобилизатах, кианитовые и силлиманитовые сланцы (перекристаллизованные высокоглиноземистые осадки), магнетит-гиперстеновые и магнетит-амфиболовые гнейсы (перекристаллизованные железистые осадки).

В дейтероее, характеризовавшемся мощным развитием метасоматических процессов и метасоматического гранитообразования, большого размаха достигло минералообразование, связанное с фильтрационным метаморфизмом и деятельностью высокотемпературных растворов. Это гидротермально измененные (местами обогащенные) железистые кварциты, рудоносные скарны (главным образом магнетитовые и пирротиновые), гидротермальные месторождения (редкометальные и полиметаллические). Месторождения дейтероея все еще размещаются на относительно небольшом удалении от очагов мобилизации среди пород сильно измененных термальным метаморфизмом. Вместе с тем большое значение приобретают тела гидротермального генезиса, контролируемые зонами разрывных нарушений и залегающие в породах, слабо затронутых региональным метаморфизмом. Но среди них пока еще представлены небольшие по размерам высокотемпературные жильные месторождения (золотоносные, шеелитовые и олово-молибденовые кварцевые жилы).

В дейтероее происходило накопление крупнейших осадочных месторождений железа, золота и урана, обычно тяготеющих к периферии древних сиалических массивов.

В неогее процессы рудообразования протекали в орогенических поднятиях разного рода, начиная от антиклинорий, заключавших

гранитные батолиты, до сводовых поднятий платформ, в которых тепловое расширение не достигало состояния, обуславливающего рождение гранитной магмы. Глубокая и сложная трещиноватость способствовала значительному распространению процессов рудообразования по вертикали (на многие километры) и значительно удалению уровней формирования рудных тел от мест мобилизации металлического вещества. Большое распространение получают месторождения мезо- и эпитермальных групп. Развивается вертикальная зональность месторождений различных генетических типов. В апикальной части плутона, затвердевшей несколько раньше его основной массы, локализуются штокверки и мелкие жилы с редкометальным оруденением и интенсивными изменениями вмещающих пород (грейзенизацией), на контакте развиваются метасоматические залежи в скарнах, в зоне роговиков — высокотемпературные гидротермальные месторождения, а в удаленных участках ореола гранитного плутона — средне- и низкотемпературные месторождения.

Инъекции гранитной магмы по разломам в верхние структурные этажи, образующие трещинные интрузии и субвулканические комплексы, приводят к локальному поднятию (иногда и перекрытию) металлогенических зон. Трещинные интрузии кислых гранитов даже на высоком структурном уровне могут сопровождаться редкометальными месторождениями (жилными и в грейзенах).

Для поднятий платформ и слабо активизированных койлогенов, где импульсы металлогенического развития исходят не от гранитных плутонов, а от очагов термального метаморфизма не очень высоких ступеней, характерны месторождения теле-термального типа, среди которых особый интерес представляют стратифицированные месторождения свинца и цинка в карбонатных породах (Миссури, Каратау, Силезская область).

В неогее, в связи с возросшей нестротой структурных, литологических и стратиграфических условий локализации руд, форма тел достигает предельного разнообразия, составляя непрерывный ряд от пластовых залежей до труб и рудных столбов, развивающихся на пересечениях трещин различного простирания. Для месторождений неогее, в связи с перемещением основной зоны рудообразования в зону трещинной тектоники, чрезвычайно характерна жильная форма рудных тел. На данном этапе еще более четко видна линейность в размещении месторождений вдоль разломов; в геосинклинальных областях возникают протяженные рудные пояса, особенно характерные для полиметаллических и ртутно-сурьмяных месторождений. Месторождения неогее формировались в большинстве своем в породах осадочного слоя коры, благоприятных вследствие их низкой плотности и дезинтегрированности метасоматическому замещению. Для месторождений этого возраста характерна кристаллизация рудных минералов из вязких гелей в «свободных» условиях с образованием крустификационных, кокардовых, ритмично-полосчатых, почковидных

и натечных текстур. В рудах месторождений неогей, особенно позднего, видная роль принадлежит сложным сульфосолям, образование которых невозможно в условиях высоких давлений.

Таким образом, усложнение геологического развития планеты, возникновение с течением времени новых процессов и новых состояний среды было причиной эволюции металлогенических процессов, их нарастающего генетического и структурно-морфологического разнообразия (см. схему). Металлогения протогея однообразна в генетическом и элементарном отношении и менее всего продуктивна. В ней не представлены экзогенные месторождения, связанные с континентальными отложениями, все генетические группы, находящиеся в парагенезисе с батолитическими плутонами, трещинными и субвулканическими комплексами, а также гидротермальные месторождения, удаленные от областей мобилизации рудного вещества.

СХЕМА МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ СИАЛЯ

Мантийная дифференциация (Образование вулканогенной коры)

Гистеромагматические месторождения в дифференцированных основных и ультраосновных комплексах, колчеданные залежи в силит-кератофировых сериях

Экзогенная дифференциация (Переработка части вулканической коры в осадки)

Месторождения коры выветривания и месторождения, связанные с механической, химической и биохимической седиментацией

Коровая метаморфическая дифференциация и регенерация в куполах (поднятиях) теплового расширения (Метаморфизм вулканических пород и осадков)

Месторождения в пегматоидных мобилизатах, фильтрационные и гидротермальные

Усложнение геологического развития в дейтерогее приводит к усилению разнообразия металлогенических процессов и расширению набора элементов, создающих концентрации, к резкому возрастанию металлогенической продуктивности.

Максимальное усложнение генетических типов и элементарного состава рудных формаций приходится на неогей с его максимально сложным и интенсивным геологическим развитием.

Рудообразующие процессы получают значительное развитие в вертикальном направлении, растут дистанции эндогенного переноса рудного вещества. Теперь процессы рудообразования охватывают мощную зону трещинной тектоники и весь энергично формирующийся осадочный слой коры. Расширяется спектр факторов, благоприятствующих оруденению. Большое значение имело распространение в сфере рудогенеза пород, благоприятных для низкотемпературного метасоматического замещения (пород с высокой степенью дезинтеграции, пород малой плотности, пород специфического минерально-химического состава, таких, как карбонаты, и др.). Процессы рудообразования отчасти распространяются на области малого давления и низких температур (зона глыбовой тектоники).

Вероятно, со временем в связи с углублением тектоносферы и понижением уровня мантийной дифференциации в металлогеническое развитие включались новые объемы планетарного вещества с несколько иным элементарным составом. Может быть, отчасти этим обстоятельством объясняется расширение набора элементов, участвующих в рудообразующих процессах неогена, и в частности появление в промышленных концентрациях Hg, Sb, Ag, Bi, Cd, Te и ряда других в областях мезозойско-кайнозойской активизации с их глубинными разломами и очагами андезитового вулканизма.

Рудные концентрации разного состава, генетического типа и возраста распределены в сиале в соответствии с его строением и историей развития. По существу, каждая структурная область сиала, достаточно индивидуализированная в историко-генетическом отношении, представляет собой особую металлогеническую провинцию, характеризующуюся определенными сочетаниями ведущих металлов, возрастом и типом процессов рудообразования.

Металлогенические черты отдельных провинций складывались на протяжении всей истории их геологического развития и в конечном итоге представляют суммированный результат проявления различных видов геологической дифференциации вещества (мантийной, экзогенной, метаморфической), когда-либо проявлявшихся в их пределах.

КРАТКИЙ ОБЗОР ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ СИАЛЯ

Весь геологический опыт свидетельствует о едином поступательном процессе развития земной коры, отражающем исторические изменения термодинамического режима планеты. Основа развития коры — расширение Земли, вызываемое генерацией радиогенного тепла в ее недрах. Расширение в свою очередь породило тектоносферу, дифференциацию вещества мантии, вулканический выброс глубинного вещества и вообще весь комплекс процессов, составляющих геологическое развитие Земли и приводящих к формированию коры (см. схему и табл. 7). Другим важным следствием расширения Земли явилась постепенно возрастающая гравитационная неустойчивость сегментированной коры — ее глыбовые движения, с одной стороны, стимулировавшие энергичные проявления экзогенных процессов (поднятия), а с другой — увлекавшие в глубокие недра осадочный материал, получивший потенциальную энергию в ландшафтной сфере (геосинклинальные прогибы).

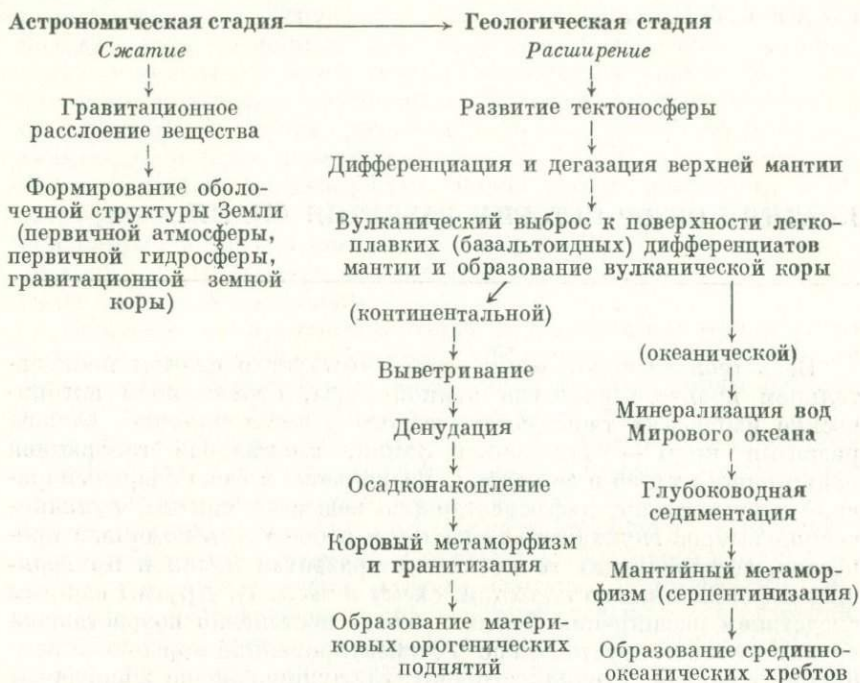
Развитие земной коры претерпело эволюцию, этапы которой можно исследовать и охарактеризовать, лишь оперируя крупнейшими отрезками времени, в течение которых основные геологические процессы испытывали неоднократное обновление. Последнее заставляет нас обратиться к мегахронам Г. Штилле, наиболее удобным для анализа крупнейших этапов истории планеты.

Согласно Г. Штилле, геологическая история Земли может быть подразделена на три мегахрона: протогей $[(3,5 \div 2,1) \cdot 10^9 \text{ лет}]$, дейтерогей $[(2,1 \div 1,35) \cdot 10^9 \text{ лет}]$ и неогей $(1,35 \cdot 10^9 \text{ лет до настоящего времени})$ *.

Протогей охватывает время формирования гранитно-метаморфического слоя; дейтерогей — переходный этап от нуклеарного развития к геосинклинальному; неогей распадается на три этапа, по геологическим результатам вполне равноценных мегахронам: рифейский, фанерозойский и неоген-четвертичный. Он характеризовался нарастающим ускорением и усложнением геологи-

* Оценка продолжительности мегахронов наша (прим. автора).

СХЕМА РАЗВИТИЯ ПЕРИСФЕРЫ ЗЕМЛИ В АСТРОНОМИЧЕСКУЮ И ГЕОЛОГИЧЕСКУЮ СТАДИЮ



ческих процессов, главным образом в связи с усиливающейся гравитационной неустойчивостью земной коры.

Однако геологическая стадия не охватывает всей истории Земли как планеты. Теперь уже достаточно определенно можно говорить об особой астрономической стадии, предшествовавшей геологической и сменившей космическую (агломератовую). В астрономическую стадию $[(4,5 \div 3,5) \cdot 10^9 \text{ лет}]$ ведущими процессами могли быть общее сжатие и гравитационное разделение вещества по плотности физико-химическим путем (фазовые и полиморфные превращения) без участия геологических процессов.

Астрономическая стадия

Многие исследователи допускают, что Земля в начале своего планетарного существования (4,5—3,5 млрд. лет назад) прошла стадию сжатия и гравитационного разделения вещества по плотности и по запасам потенциальной энергии. На этой стадии, именуемой астрономической, Земля приобрела более сложную и четкую оболочечную структуру и из планеты с относительно слабо дифференцированной периферией превратилась в планету с многослойной мантией, начальной корой, гидросферой и атмосферой. Гравитационное разделение вещества Земли на астрономической

стадии происходило физико-химическим путем. Лишь в самой наружной части под действием гравитационных сил легкие силикатные фазы оттеснялись к поверхности и формировали мало-мощную первичную (гравитационную) кору с несколько повышенным содержанием SiO_2 , Al_2O_3 и щелочей. Вещество этой первичной кристаллической коры могло представлять породу, по составу промежуточную между пиролитом (или кальциевым ахондритом) мантии и океаническим толеитом.

В геологическую стадию это гипотетическое образование было перекрыто значительно более мощными вулканическими комплексами, с которыми вместе составило существующий ныне базальтовый слой коры. Первичная кора, по-видимому, однороднее в горизонтальном направлении, чем вулканическая, и совсем не отражает различий океанического и континентального типов коры. Поскольку гравитационный и вулканический этажи базальтового слоя сложены базальтами, весьма близкими по петрохимическому составу и геофизическим характеристикам, они пока не различаются даже на сейсмических профилях океанической коры.

Вещество первичной коры, как и мантии, там, где оно еще не затронуто геологическими процессами, по-видимому, сохраняет остаточную напряженность, которую оно усвоило в процессе гравитационного уплотнения на астрономической стадии, выраженную в повышенной удельной плотности, сейсмо- и электропроводности, повышенных энергиях кристаллических решеток, твердости и др. Такое вещество, будучи вынесенным к поверхности вулканическим извержением, изменяет свое физическое

Таблица 7
Основная периодизация истории Земли

Стадия	Мегахрон	Этап
Астрономическая ($4,5 \div 3,5$) $\cdot 10^9$ лет		
Геологическая ($3,5 \cdot 10^9$ лет — настоящее время)	Протогей ($3,5 \div 2,1$) $\cdot 10^9$ лет	
	Дейтерогей ($2,1 \div 1,35$) $\cdot 10^9$ лет	
	Неогей ($1,35 \cdot 10^9$ лет — настоящее время)	Рифейский ($1,35 \div 0,68$) $\cdot 10^9$ лет
		Фанерозойский (с вендом) ($0,68 \div 0,025$) $\cdot 10^9$ лет
		Неоген — четвертичный (последние 25 млн. лет)

состояние в направлении увеличения удельного объема и образования кристаллических форм, требующих меньшего количества энергии (каркасные структуры).

На астрономической стадии влияние давления господствовало над влиянием температуры повсеместно, и поэтому состояние, близкое гидростатическому, существовало у самой поверхности Земли (сейчас оно возможно только на глубине 100—150 км). Поэтому на астрономической стадии отсутствовала тектоносфера, не могло быть и сколько-нибудь контрастного рельефа, вулканической деятельности и значительных седиментационных процессов. Термический режим на астрономической стадии, по-видимому, поддерживался и теплом радиоактивного распада, и теплом адиабатического сжатия вещества Земли.

Проблема ранней гидросферы. В геологической жизни Земли огромная роль принадлежала воде, на которой, по существу, основывается климатический и геологический круговороты вещества и энергии.

Долгое время в геологической литературе господствовало представление о том, что гидросфера возникла в основном путем конденсации водяного пара из мощной паро-газовой оболочки, в которой он составлял 85—90% от общей массы. Позднее появились соображения и расчеты, показавшие несостоятельность этих допущений. Слишком высока должна была быть масса такой паро-газовой оболочки и невероятно высока температура земной поверхности, чтобы удерживать всю массу океанических вод в виде пара в атмосфере. А. П. Виноградов [1959, 1969] указывает, что в таком случае, по закону равновесия водяного пара и силикатного расплава, основная масса воды перешла бы в расплав и в атмосфере осталась бы совсем небольшая ее часть, соответствующая приблизительно 0,1 современного объема океанических вод. Но таких больших количеств воды, которые могли бы быть захвачены из паро-газовой оболочки веществом коры, горные породы не содержат. Эти затруднения гипотезы «тяжелой» атмосферы заставили искать новых объяснений, и последние были предложены. А. П. Виноградов [1959], Руби [1957], Г. Юри [1959], К. Ранкама (1957) и другие исследователи выдвинули представление о последовательном формировании гидросферы, одновременном и сопряженном с другими оболочками земной перисферы (коры и атмосферы), за счет продуктов дегазации мантии. Согласно этому представлению, вода содержится в мантии и как продукт дифференциации и дегазации ее вещества выносится к поверхности в течение всей геологической истории при вулканических извержениях вместе с силикатными расплавами. Значительный вынос воды из недр подтверждается наблюдениями вулканологов. Установлено, что базальтовые лавы при излиянии содержат 3—5% воды, тогда как в кристаллическом базальте ее остается не более 1%. Следовательно, основная часть воды, выносимой при вулканических извержениях; поступает на пополнение гидросферы.

Однако другие расчеты показали, что и этой «вулканической» воды (даже если исключить массовый захват воды в пределах земной коры) для образования современного океана также недостаточно. Действительно, если за среднее количество воды, выносимой базальтовыми лавами, принять 3%, то при образовании земной коры ($2 \cdot 10^{19} \text{ т}$), в своей первооснове вулканической, могли выделиться $(0,6 \div 0,8) \cdot 10^{18} \text{ т}$ воды, что соответствует лишь половине объема современного океана.

Очевидно, гидросфера полигенна и формировалась разными путями: за счет конденсации водяных паров из первичной атмосферы (паро-газовой оболочки), и в результате притока ювенильных вод из мантии. Наличие среди древнейших гнейсов и кристаллических сланцев [возраст $(3,5 \div 3,0) \cdot 10^9$ лет] несомненных парапород с реликтовой параллельной слоистостью, свойственной только морским осадкам, свидетельствует о существовании уже в самом начале геологической истории водной среды на поверхности планеты — протоокеана. Предполагают, что протоокеан имел небольшую массу (может быть, 15—20% от современной) и в условиях совершенно плоского рельефа (атектонического) был сплошным и неглубоким. Такой начальный протоокеан вполне мог возникнуть путем конденсации паров из горячей газовой оболочки. Пополняться ювенильными водами океан мог только на геологической стадии, когда «заработали» процессы дифференциации и дегазации мантии. Поступление ювенильной воды происходило соразмерно с историческими изменениями вулканической деятельности и, вероятно, было наиболее интенсивным в неогее, когда гравитационная неустойчивость земной коры, процессы дифференциации и дегазации мантии и вулканическая активность достигли максимума.

Протоатмосфера. Прямых указаний на состав и объем атмосферы астрономической стадии нет, представления о ней основываются на различных косвенных соображениях.

По мнению одной группы ученых (Руби, Рингвуд и др.), протоатмосфера Земли обладала большой массой и состояла из паров воды, позднее сконденсировавшихся в океанических водах, а также водорода (и его соединений: CH_4 , NH_3 и др.), который со временем диссипировал в мировое пространство. Мы уже отмечали, что в такой «тяжелой» атмосфере давление паров воды составило бы сотни атмосфер, а парциальное давление других ее компонентов — CO_2 , HCl , HF , H_3BO_3 , CH_4 , NH_3 — достигло бы десятков атмосфер, что в условиях равновесия силикатных масс земной поверхности с парами и газами атмосферы должно было бы привести к растворению в силикатной фазе их значительных количеств, чего в действительности нет; горные породы содержат H_2O не более 1%, а содержание Cl , F , B и других элементов и того меньше [Виноградов, 1959].

По представлениям другой группы ученых (А. П. Виноградов, Г. Юри, Б. Ю. Левин и др.), начальная атмосфера обладала

относительно небольшой массой и состояла из первых продуктов дегазации мантии.

Несомненно, протоатмосфера представляла собой специфическое генетическое образование, отличавшееся от атмосферы геологической стадии, в большой степени вещественно связанной с дегазацией мантии. Основу протоатмосферы, по-видимому, составляли пары и газы, частично выделившиеся из земного вещества при его гравитационном расслоении на оболочки различной плотности, отчасти унаследованные от газовой «короны» космической стадии. Полагают, что среди газов протоатмосферы видная роль принадлежала водороду.

Геологическая стадия

С того времени как генерация радиогенного тепла в теле планеты достигла такого состояния, что сжатие, являющееся основным мотивом развития на астрономической стадии, было преодолено, началось расширение, возбуждавшее геологические процессы, и, как следствие этого, формирование вторичной (вулканической) коры.

Геологическая стадия развития Земли разделяется на три мегаэры: протогей [$(3,5 \div 2,1) \cdot 10^9$ лет], дейтерогей [$(2,1 \div 1,35) \cdot 10^9$ лет] и неогей (менее $1,35 \cdot 10^9$ лет), различные по общему характеру процессов.

ПРОТОГЕЙ

Протогей [$(3,5 \div 2,1) \cdot 10^9$ лет] охватывает время формирования гранитно-метаморфического слоя континентальной коры. За его начало принимается момент появления первых вулканических и осадочных пород и первых коровых метаморфических образований. Ведущие процессы мегаэры — коровый метаморфизм и коровая метаморфическая дифференциация, метасоматическая гранитизация и нуклеогенез.

В протогее происходит начальная дифференциация земной коры на континентальный и океанический типы по интенсивности термического режима и корового метаморфизма. Более активному развитию тектоносферы в сегментах будущих континентов способствовало внедрение в них многочисленных астенолитов разогретого вещества мантии и более энергичный приток эндогенного тепла, который вызвал интенсивный региональный метаморфизм горных пород, залегающих даже у самой поверхности.

Рельеф протогей ввиду очень слабого развития тектоносферы был по-прежнему очень плоским и слабо дифференцированным. Подобно ложу абиссальных равнин океана, возможно являющегося реликтом этого этапа эволюции, он рисуется вулкано-аккумулятивным, представленным отдельными низкими постройками щитовых вулканов. Хотя объем океанических вод в течение

древнейшего мегахрона все еще был невелик (около 15—30% объема современного?), суши не существовало или она была очень незначительной — островной, приуроченной к вершинам самых крупных вулканических построек того времени. В общем, это был своеобразный, позднее не повторявшийся, океанический этап в истории Земли.

Атмосфера, уменьшившаяся по количеству паров воды, конденсировавшихся в водах океана, и водорода, диссипировавшего в мировое пространство, стала увеличиваться за счет газообразных продуктов дифференциации мантии. По аналогии с газовыми выделениями современных вулканов полагают, что и тогда в атмосферу приносились обычные продукты дегазации мантии: пары воды, CO_2 , CO , CH_4 и небольшое количество NH_3 , HCl , HF , H_3BO_3 , H_2S , SO_2 , которые в силу большой растворимости переходили в воды протоокеана, не задерживаясь надолго в атмосфере. Состав атмосферы в течение протоега медленно эволюционировал от паро-водородного к вулканическому. Свободного кислорода в этой атмосфере еще не было. Образовывался он лишь за счет фотолитического расщепления молекул воды в очень небольшом количестве. Поэтому окисление остатков первородной атмосферы и продуктов дегазации мантии (находящейся вулканической атмосферы) происходило очень медленно. Атмосфера протоега по своему геохимическому характеру была восстановительной, о чем свидетельствуют широко известные находки в древнейших породах неокисленных пиритов, урановой смолки и других легко-окисляемых минералов, а также величина отношения $\text{Fe}^{3+} : \text{Fe}^{2+}$ в продуктах выветривания того времени, не отличающаяся от соответствующей величины исходных пород.

В водах протоокеана, как и в атмосфере, резко преобладали кислоты HCl , HF , H_3BO_3 , H_2S ; катионы находились в крайнем дефиците. Тип вод был хлоридный, величина pH не превышала 2. Только с появлением островной базальтовой суши начался приток в океан катионов. Сильные кислоты стали разрушать силикаты, создавая при отсутствии свободного кислорода, но обильного содержания CO_2 карбонаты Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Fe^{2+} и Mn^{2+} , которые в океане оказывались неустойчивыми и преобразовывались в хлориды, фториды и бораты этих металлов, нейтрализуя его воды [Страхов, 1962].

Другим важным продуктом химического разложения базальта под действием сильных кислот был свободный кремнезем и гидроксида, также поступавшие в протоокеан и создававшие в нем первые осадки. Однако химическое разложение базальтов в протоеге было малоэффективным вследствие ничтожных размеров площадей древнейшей суши и ее плоского, низкого, тектонически неактивного рельефа. Соответственно и минерализация вод протоокеана прогрессировала чрезвычайно медленно. Только к концу мегахрона соленость вод достигла $1-2^0/_{00}$, а pH приблизилась к 4. Тип вод стал карбонатно-хлоридным. Климатические условия

в протогее, по-видимому, были сверхтропическими, температура приземных слоев могла быть выше 50°C .

Тектоносфера в протогее еще была развита слабо; разломы были неглубокими и незначительными по протяженности, а ограничиваемые ими блоки коры — малыми по площади, плоскими по рельефу и неглубокими по заложению. Вулканизм, связанный с первыми локальными разломами, очевидно, был экстенсивным. Его продуктами могли быть самые примитивные базальты — ахондритовые и толеитовые. Главная масса первичных пород раннего протогейя является вулканическими и вулканогенно-осадочными образованиями, по валовому составу близкими к океаническим базальтам.

Накопление осадков еще не приобрело того геологического значения, которое оно имело позднее. Не было еще сколько-нибудь значительных областей денудации и седиментации. Материал древнейших осадков выносился преимущественно в виде ионных и коллоидных растворов. Преобладала хомогенная седиментация, роль терригенной была подчиненной, а биогенная отсутствовала вовсе. Осадконакопление в основном происходило в пелагических условиях плоских и не очень глубоких бассейнов, по морфологии дна и отчасти по режиму седиментации напоминавших абиссальные равнины современных океанов. Первые осадки в литохимическом отношении были в высокой степени дифференцированными — это чисто кремнистые осадки (кварциты), высокоглиноземистые (кианитовые и силлиманитовые сланцы), высокожелезистые (магнетитовые сланцы и гнейсы). Для второй половины мегакрона характерно появление кальцифиров, диоксид-скаполитовых сланцев и изредка мраморов, представляющих собой метаморфизованные мергели и доломиты. Первые кластические осадки — граувакки, образующие отдельные слои и пакеты в древнейших вулканических сериях. Появление их связывается с первыми неровностями рельефа (больше вулканического, чем тектонического происхождения), в пределах которого эффузивы стали размываться и производить обломочный материал. Осадочные образования протогейя локализуются на сегментах с наиболее ранним развитием тектоносферы (в будущем континентальных).

Несмотря на большую продолжительность протогейя, его осадки формационно однообразны и незначительны по мощности, что указывает на малые скорости процессов седиментации и на слабую тектоническую дифференциацию и активность рельефа. Корропреобразующая роль процессов выветривания — денудации — осадконакопления в протогее, особенно в его первой половине, была невелика. Однако с течением времени масштабы процессов литогенеза нарастали и набор осадков становился пестрее. Относительно энергичными и массовыми процессами осадконакопления стали около $(2,8 \div 2,6) \cdot 10^9$ лет назад, и, по существу, только с этого времени начал формироваться осадочный слой коры.

Коровый метаморфизм и метаморфическая дифференциация в протогее являлись главными особенностями геологического развития и ведущими коропреобразующими процессами (которыми позднее стали экзогенные процессы). Вероятно, вследствие более высокого положения астеносферы (находившейся на глубине 15—20 км?) земная кора была сильно прогрета; как предполагают, геотермический градиент ее в то время превышал современный в 5—6 раз, поэтому в тепловых куполах даже у самой земной поверхности могли развиваться метаморфические процессы амфиболитовой фации. Метаморфизм пород протогея был сильный, однообразный, проявляющийся на больших площадях (региональный). Типичными породами наиболее древних метаморфических комплексов протогея являются гиперстен-плагноклазовые и пироксен-амфиболовые гнейсы, возникающие по основным эффузивам и их производным. Среди более поздних образований распространены кварциты, силлиманитовые, кианитовые и силлиманит-корундовые сланцы и полевошпатово-слюдяные гнейсы, развившиеся по осадочным породам.

Метаморфизм сопровождался геохимической дифференциацией. В нижних горизонтах тогда еще не мощной коры, оказавшихся в зоне эклогитовой и гранулитовой фаций, происходила массовая мобилизация SiO_2 , щелочей и вынос их в виде анатектических выплавок и с фильтрующимися растворами на более высокие уровни — в зоны амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, где при процессах гранитизации происходило их отложение.

Метаморфическая дифференциация благодаря перемещению огромных масс сиалического материала с нижних уровней коры в верхние способствовала разделению ее на два различных по составу и физическим характеристикам слоя — гранитно-метаморфический и гранулит-базитовый.

Древнейшие граниты представлены мелкими, но многочисленными плоскими линзовидными телами, заключенными в метаморфических толщах. Наиболее ранние из них приурочены к низам амфиболитовой зоны, а поздние встречаются и в ее верхах. Граниты протогея слабо гомогенизированные, особенно вблизи контактов, структурно и по составу они тесно связаны с вмещающими их метаморфическими сериями. Вообще гранитообразование и метаморфизм в протогее были тесно переплетены между собой и поэтому очень часто представлены совместно в виде смешанных образований — мигматитов.

В комплексах протогея наблюдаются своеобразные тектоно-метаморфические и тектоно-плутонические структуры — эллиптические купола различных размеров (обычно многие десятки километров в поперечнике), в развитии которых тектонические движения проявились в тесной генетической связи с метаморфизмом и гранитизацией*. Купола протогея вырисовываются как отдельные

* Ю. М. Шейнманн [1970] образно сравнивает их с пузырями в вязкой вскипающей жидкости.

очаги теплового расширения, в которых возникали большие скопления гранитизирующих мобилизаторов и анатектических выплавов. В сводовой части они плоские с малыми вертикальными амплитудами, но на крыльях часто осложненные системами опрокинутых изоклинальных складок. В ядрах куполов породы приобретали состояние пластичности и иногда достигали плавления, что даже в структурах неконтрастных создавало условия для латерального перемещения материала с образованием сложной птигматитовой складчатости и складок течения, волочения, нагнетания. Отдельные купола имеют диапировый характер, связанный с реоморфизмом части высокопластичного материала и его интрузивным внедрением. В межкупольных пространствах те же толщи метаморфизованы и дислоцированы слабее, и в них легко распознаются основные эффузивы, граувакки, сланцы.

Роль разломов, которым позднейшие «поколения» структур обязаны линейным развитием, в протоеге была ничтожной. Поэтому группирование куполов в линейные системы не отмечается. Купола длинными осями вытянуты в разных направлениях и расположены то тесно друг к другу, то на относительно большом удалении.

Протоегу свойственно очень медленное течение всех геологических процессов (на единицу времени), и образование даже небольшого по объему геологического тела требовало значительного времени.

Геологическим результатом интенсивного регионального метаморфизма, гранитизации и специфического тектонического развития (нуклеогенеза, по Е. В. Павловскому) был гранитно-метаморфический слой континентальной коры, составляющий нижний ярус сиала. Этот слой, как и более поздний геосинклиналиный, формировался последовательно от одной области к другой — по мере смещения центров метаморфической и плутонической активности. Поэтому он разновременен и в некоторой мере разнороден в отдельных частях (регионах).

ДЕЙТЕРОГЕЙ

Дейтерогей $[(2,4 \div 1,35) \cdot 10^9]$ составляет этап эволюции земной коры, переходный от нуклеарного к геосинклиналиному. Специфика его заключается в смене общего стиля геологического развития, очевидно, в связи с усилением расширения и все большей его локализации в отдельных поясах, выделяющихся повышенной подвижностью. Растрескивание периферы становится более глубоким и соответственно масштабы вертикальной (сквозь-коровой) циркуляции мантийных дифференциатов больше.

В результате выхолаживания наружных слоев и понижения астеносферы процессы метаморфизма и метаморфической дифференциации, энергично протекавшие на нуклеарном этапе, ослабевают. Параллельно в развитии земной коры возрастает роль

тектонических (механических) движений. Разломы, ставшие более глубокими и протяженными, расчленили кору на сегменты и блоки с различным знаком, амплитудой и темпом движений, а в общем, с различным режимом и историей геологического развития. Так возникает региональная дифференциация земной коры на прото-платформы и протогеосинклинали, которые по степени подвижности и интенсивности геологических процессов еще значительно уступали своим аналогам неогее (собственно платформам и геосинклиналям). Первыми сиалическими платформами были Балтийский, Канадский, Бразильский и другие щиты, ставшие впоследствии ядрами платформ неогее. Протогеосинклинали представляли собой прогибы, заложенные на сиалической коре, либо узкие шовные (авлакогены), либо еще неясно очерченные плоские, напоминавшие синеклизы и миогеосинклинали неогее.

В связи с продолжающейся структурной дифференциацией земной коры в дейтерогее стали появляться устойчивые области сноса и накопления осадков.

Седиментогенез дейтерогее в целом прогрессировал, становился более интенсивным и разнообразным, но все еще отличался ограниченным набором формаций, так как протекал он в условиях довольно плоского рельефа и слабо дифференцированного климата. Осадочные комплексы этого мегахрона при большом стратиграфическом объеме обладают весьма умеренной мощностью, относительно однообразным фациальным и литологическим составом, устойчивым на обширных площадях.

В дейтерогее значительно возрастает общая площадь суши и объем сносимого в нее обломочного и растворенного материала, соответственно поднимается роль экзогенной дифференциации вещества в процессе выветривания, переноса и отложения. Появляются первые коры выветривания и древнейшие континентальные отложения. Но в связи с малыми размерами суши дистанция переноса продуктов выветривания были невелики, а следовательно, и степень разделения терригенного материала была несовершенной. Типическими осадками дейтерогее становятся граувакки и аркозы, тонкополосчатые кремнисто-железистые осадки (джеспилиты), мономиктовые кварцевые конгломераты и песчаники с локальными концентрациями минералов тяжелой фракции (золотые и урановые месторождения), доломиты с подчиненными линзами магнезитов. Это в основном осадки морского мелководья и дельт непротяженных потоков. Ко второй половине мегахрона относятся древнейшие строматолиты (продукты жизнедеятельности водорослей и бактерий) и осадки, обогащенные органическим углеродом (графитовые сланцы). В дейтерогее господствовали хемогенный, хемогенно-терригенный и терригенно-вулканогенный типы литогенеза.

С появлением сине-зеленых водорослей — первых интенсивно фотосинтезирующих организмов — в атмосфере возрастает содержание свободного кислорода и ускоряется окисление еще

сохранившихся в ней вулканических компонентов. CO и CH_4 переводятся в CO_2 , содержание которого в результате быстро возрастает и уже при полном окислении вулканических газов возникает вторичная, преимущественно углекислая атмосфера, существовавшая вплоть до появления эффективных осадителей CO_2 . В этой атмосфере парциальное давление углекислого газа (ювенильного + продукты окисления) могло достигать десятков атмосфер.

Озоновый слой в дейтерогее был еще недостаточно развит и, по-видимому, располагался не так высоко от поверхности и не мог полностью сдерживать губительное действие ультрафиолетовых лучей; жизнь могла развиваться только под защитой 10—15-метрового слоя воды, поглощающего смертоносную радиацию [Беркнер, Маршалл, 1966]. Фотосинтез осуществлялся водорослями зоны морского мелководья, а суша и основные просторы океана оставались безжизненными.

Во второй половине мегаэона появляются группы водорослей, использующих известь на построение верхних оболочек, которые после гибели организмов стали накапливаться в осадке. Таким образом, зарождается биогенное карбонатное осадконакопление, оказавшееся весьма эффективным механизмом изъятия CO_2 из атмосферы и океанических вод. С развитием этого процесса содержание CO_2 (а с ним и общая масса атмосферы) начинает быстро уменьшаться, а удельное значение других компонентов возрастать.

После полного окисления вулканических газов в составе атмосферы возникает новый тип реакций выветривания — реакции окисления. Если в начале мегаэона в конгломераты попадали гальки сульфидов и урановых минералов без признаков поверхностного окисления, то уже во второй его половине появляются красноцветы с осадочным гематитом, а также первые накопления гипса и ангидрита (формация гренвилль Канадского щита), указывающие уже на присутствие в атмосфере свободного кислорода.

С распространением жизни и фотосинтетического производства кислорода растет окислительный потенциал атмосферы, в связи с чем изменяются геохимические условия выветривания и литогенеза, в частности падает подвижность железа — резко снижается его растворимость и миграционные возможности; происходит массовое выпадение его в виде гидрата окиси и колоссальная концентрация совместно с кремнеземом в джеспилитах [Страхов, 1962].

Возросшая концентрация углекислоты в атмосфере и в водах океана, а также растущие масштабы выветривания на суше и выноса в океан катионов способствовали массовому выпадению карбонатов, в особенности доломитов. Нейтрализация сильных кислот в океане завершается, pH поднимается до 7. Полное окисление H_2S и сульфидной серы повышает содержание в океанических водах сульфат-иона, что приводит к изменению типа вод

из карбонатно-хлоридного в первой половине мегахрона в карбонатно-хлоридно-сульфатный в конце его. Одновременно происходит инверсия катионного состава вод Мирового океана, в результате большого расхода Ca^{2+} , Mg^{2+} и Fe^{2+} в карбонатных осадках (а последнего также и в джеспилитах) и обогащения вод NaCl .

Метаморфизм и плутонизм. Теплонасыщенность земной коры в течение дейтерогей быстро уменьшалась. Ослабевал метаморфизм, понижались уровни метаморфических фаций. Амфиболитовая отступает на глубину, и основной приповерхностной фацией метаморфизма осадков протогеосинклиналей становится зеленосланцевая.

Осадки протогеосинклиналей и чехла протоплатформ (гурон Канады, ятулий Балтийского щита, удоканская серия Сибирской платформы, система Витваттерсранд Южной Африки) залегают на нуклеарном основании часто без четких границ, свидетельствуя о весьма последовательном ослаблении термодинамического режима. Сокращались площади проявления метаморфизма, происходила дальнейшая локализация его в отдельных зонах, тяготеющих к сквозькоровым разломам и очагам теплового расширения.

На смену тектоно-магматическим и тектоно-плутоническим структурам нуклеарного этапа приходит механическая складчатость, энергично проявляющаяся, однако, только в протогеосинклинальных комплексах и почти не затрагивающая протоплатформенные. В складчатых комплексах дейтерогей начинает вырисовываться начальная, еще несовершенная линейность структурных элементов, обязанная протяженным разломом.

Плутонический процесс в дейтерогее также проявился дифференцированно. В протогеосинклиналях получили распространение плутоны щитового типа, а в пределах протоплатформ — пластовые тела в слабонарушенных осадочных и осадочно-вулканогенных комплексах. Плутонический процесс протекал на относительно небольших глубинах (5—8 км?) в пределах нуклеарного основания и в осадочно-вулканогенном выполнении протогеосинклиналей. Теперь основной ареной его проявления являлись толщи зеленосланцевой фации. Граниты подвижных областей дейтерогей почти исключительно автохтонные, еще в значительной мере связанные с анатектитовой магмой, но уже локально проявляются граниты со слабыми признаками аллохтонии.

На протоплатформах отмечаются первые проявления трапшвого вулканизма (иотнийские диабазы и волянские палеобазальты Русской платформы, кьюноусская формация Северной Америки), силлы и лополиты дифференцированных габбро-норитов, анартозитов, пластовые тела специфических гранитов (рапакиви, гранофилов) и щелочных пород.

В дейтерогее сиализация верхних уровней континентальной коры осуществлялась уже не столько метаморфической дифферен-

циацией, сколько экзогенными процессами (дифференциация в процессе выветривания, переноса и отложения). В протогеосинклиналях и прогибах протоплатформ были сформированы значительные массы осадков.

НЕОГЕЙ

Неогей ($1,35 \cdot 10^9$ лет — настоящее время) характеризовался дальнейшим усложнением и убыстрением геологического развития в связи с прогрессирующим углублением тектоносферы, нарастанием гравитационной неустойчивости земной коры, усилением процессов дифференциации и дегазации мантии. Расширение и вынос глубинного тела астенолитами окончательно локализуется в подвижных поясах. К неогее возникли глубокие и протяженные разломы, выделившие крупные сегменты коры; движения стали более дифференцированными и контрастными, усложнился рельеф земной поверхности и интенсифицировались все геологические процессы, в особенности экзогенные. «Выгорание» части радиоактивных изотопов и возраставший вынос тепла в процессе вулканической деятельности продолжали ослаблять термический режим периферических оболочек Земли, что, в частности, нашло отражение в последовательном угасании корового метаморфизма.

Убыстрение эволюции геологических процессов в неогее привело к углублению генетических различий между его образованиями разного возраста, что дало основание для деления этого мегахрона на три этапа: рифейский [$(1,35 \div 0,68) \cdot 10^9$ лет], фанерозойский (680 \div 25 млн. лет) и новейший (от 25 млн. лет до нашего времени). По глубине различий в течение геологических процессов этапы неогее не уступают ранним мегахронам.

Рифейский этап. Он ознаменовался появлением настоящих платформ и геосинклиналей и более четкой дифференциации коры на континентальные и океанические сегменты. Геосинклинали этого возраста уже приобретают генетическое разнообразие. Четко вырисовывается миогеосинклинальный тип, закладывающийся на нуклеарном основании и сохранивший некоторые генетические черты, унаследованные от протогеосинклиналей, и эвгеосинклинальный, формирующийся в поясах глубинных разломов, разграничивающих континентальные и океанические сегменты коры.

В связи с утолщением земной коры и понижением очагов вулканических и тектонических процессов происходит интеграция отдельных центров движений, укрупнение структур в комплексы регионального масштаба. Возрастают амплитуды движений, рельеф становится более динамичным и контрастным, а в связи с этим возрастает скорость механической денудации и механической седиментации, которая теперь становится основной в литогенезе. Широкое распространение получают терригенные осадки,

возрастает мощность осадочных толщ. Увеличиваются площади суши, прогрессирует выветривание, все более частыми становятся континентальные отложения. Формируются каолинитовые и латеритные коры выветривания, обычными становятся красноцветы. Типичные для дейтерогея хемогенные кремнисто-железистые и высокоглиноземистые осадки, а также мономиктовые кварциты исчезают. Хемогенные доломиты с подчиненными залежами магнетитов становятся совсем редкими. Накопление характерных для дейтерогея джеспилитов заканчивается к началу рифея. В толщах последнего железистые осадки представлены в основном пластовыми сидеритами и оолитовыми рудами гематит-хлоритового состава.

В рифее убыстряется эволюция водорослей и сильно возрастает роль биогенного карбонатного осадконакопления. Широко распространяются слоистые водорослевые образования — строматолиты — и появляются первые водорослевые биогермы. В связи с ростом континентальной коры и повышением ее тектонической активности поднимается роль экзогенных процессов в развитии коры. Интенсифицируются процессы денудации, в связи с чем возрастает объем минерального стока с континентов; усиливается минерализация вод Мирового океана. Возрастает масса солей, растворенных в океанических водах, и повышается их концентрация, уменьшается дефицит катионов в водах протоокеана. В связи с прогрессом известьдобывающих организмов и массовым осаждением карбонатов углублялся сдвиг в солевом составе океанических вод в сторону повышения относительного содержания хлоридов (главным образом Na и Mg), которые в седиментационном процессе участия почти не принимали из-за отсутствия для них биогенных осадителей. Общий тип солености океанических вод приблизился к современному.

В рифее усиливаются различия в структурном развитии сиалических платформ и геосинклиналей, усложняется структурная зональность. С одной стороны, формируются мощные, формационно разнообразные (но преимущественно терригенные и терригенно-вулканогенные) геосинклинальные комплексы, с другой — маломощные платформенные чехлы, сложенные в основном карбонатными осадками.

Процессы метаморфизма продолжают ослабевать и сосредоточиваться в пределах наиболее проницаемых зон земной коры (зон разломов и орогенических поясов). Гранитные тела начинают приобретать батолитовую форму, но еще с ограниченной аллотонией.

В связи с развитием трещинной тектоники в областях теплового расширения (над очагами гранитообразования) усиливается коровый вулканизм и впервые большое распространение получают кислые эффузивы, насыщенные летучими веществами и поэтому сопровождающиеся эксплозивными извержениями.

Фанерозой (вместе с вендом). Для него характерно активное формирование осадочного слоя коры в условиях все нарастающей

ее гравитационной неустойчивости и убыстрения всех геологических процессов.

На базе протоплатформ (докембрийских щитов), последовательно обраставших геосинклинально-складчатыми образованиями каледонид и герцинид, возникают обширные материка. Геологическое развитие все больше сосредоточивается на границах континентальных и океанических сегментов коры. Значительно ускоряется эволюция геосинклинальных систем. Если в рифее их развитие с момента заложения до завершения седиментационных процессов охватывало время в сотни миллионов лет, то в фанерозое оно ограничивается лишь немногими десятками миллионов лет.

Особенно прогрессирует геосинклинальное терригенное осадконакопление, которое теперь становится основным типом литогенеза. Хемогенное осадконакопление сохраняется лишь на отдельных участках платформ с аридным климатом. Возрастают амплитуды тектонических движений и усиливается контрастность рельефа. Более разнообразными и изменчивыми становятся обстановки осадконакопления, в связи с чем состав и мощность осадочных комплексов утрачивают былую устойчивость. Усиливается полимиктовость обломочных пород; неуклонно поднимается значение орогенической формации моласс. Большое распространение получают континентальные серии — угленосная в областях гумидного климата и красноцветная в аридном климате. Осадочные толщи на все большие глубины опускаются в недра коры, унося с собой воды и газы, связанные в коре выветривания и захваченные осадками в седиментационном бассейне. В связи с этим расширяется сфера геологического круговорота вещества и энергии, нарастает интенсивность его процессов.

В структурах фанерозоя все четче обозначается линейность; антиклинории и синклинории приобретают большую протяженность. На месте геосинклиналей, испытавших складчатость, возникают горные поднятия с передовыми прогибами возле них. Еще больше понижаются уровни локализации очагов вулканической активности; в геосинклинальных областях получают распространение андезито-базальты и андезиты — самые кислые (и глубинные?) дифференциаты мантии.

К началу фанерозоя поверхностный слой океана заселяется фитопланктоном, еще позднее (силур) жизнь выходит на сушу. Масштабы фотосинтеза быстро возрастают. Несмотря на огромный расход кислорода на окисление пород коры и вулканических газов, свободный кислород быстро накапливается в атмосфере, приобретая значение одного из важнейших ее компонентов. Жизнь становится важнейшим геохимическим фактором. В коре выветривания появляется самый активный ее горизонт — почвенный слой. В осадочном слое формируются залежи каустобиолитов и огромное количество рассеянного органического углерода. Сонахождение в ландшафтной сфере активного окислителя (свободного кислорода) и активного восстановителя (органического

вещества) углубило поляризацию происходящих в ней геохимических процессов.

Появление и расцвет многочисленных групп простейших и беспозвоночных организмов, обладающих известковым скелетом, усиливало карбонатное осадконакопление, а с ним и изъятие CO_2 из атмосферы и океанических вод. Эти процессы необычайно интенсифицируются в меловом периоде и кайнозое в результате бурной жизнедеятельности пелагических организмов, заселивших активный слой Мирового океана. Углекислый газ почти полностью фоссилизируется, в результате масса атмосферы резко уменьшается и ее главной составной частью становится азот, который в силу своей химической инертности не участвовал в экзогенном круговороте вещества. К позднему палеозою уже образуется азотно-кислородная атмосфера с соотношением N_2 и O_2 , близким к современному*.

Смена в роли главного геохимического деятеля углекислого газа кислородом привела к существенному обновлению процессов выветривания и литогенеза. Химически более активный кислород повысил масштаб, темп и энергию круговорота вещества в ландшафтной сфере и стимулировал развитие жизни. Процессы окисления выдвигаются в число важнейших гипергенных процессов, при этом связываемый в минеральных соединениях кислород энергично фоссилируется в осадочной оболочке (главным образом в форме высокоокисленных соединений железа в красноцветных песчано-глинистых толщах и в лавах, извергавшихся в наземных условиях, а также в сульфатах, которые начиная с кембрийского периода становятся одними из наиболее распространенных осадков).

Изменение состава и массы атмосферы (удаление CO_2 и уменьшение содержания паров воды) имело большие климатические последствия. Уменьшилась ее плотность и возросла прозрачность; «тепличный» климат стал распадаться. При солнечном климате нагрев воздуха и поверхности Земли на разных географических широтах, а также над континентами и океанами стал неравномерным. Это породило циркуляцию атмосферы, усложнило тепло- и влагообмен между отдельными областями планеты. Проявление экзогенных процессов становится все более пестрым и разнообразным.

Воды Мирового океана приобретают хлоридно-сульфатный тип; NaCl становится главной составной частью солевой массы океанических вод и активно участвует в процессах галогенеза.

Метаморфические процессы еще больше отступают в глубину; у поверхности возникают зоны метагенеза и катагенеза. Очаги метаморфизма приобретают линейные очертания в соответствии с простиранием контролирующих их разломов и антиклинорий.

* В позднем палеозое стали появляться семейства растений и типы наземной фауны, дошедшие до наших дней.

Гранитный плутонизм проявился в батолитовой форме со значительным развитием по вертикали и с отчетливыми признаками аллохтонии в верхней части плутонов.

Во второй половине фанерозоя широко распространяются трещинные интрузии и субвулканические комплексы.

Новейший этап (25 млн. лет — настоящее время). Он охватывает неоген и четвертичный период, характеризуется необычайным усилением и ускорением всех геологических процессов. Получают развитие гигантские структуры расширения — срединно-океанические хребты, объединившиеся в единую планетарную систему, и обширные орогенические поднятия континентов. По границе самого большого материка — Евразии — и самого большого океана — Тихого, сохраняющего в своем развитии много черт от ранних стадий, возникают сверхглубинные разломы, контролируемые самые динамичные за всю геологическую историю андезитовые геосинклинали тихоокеанского кольца. Чрезвычайной активности достигает вулканизм, локализованный в островных дугах.

Земная кора достигает состояния максимальной гравитационной неустойчивости, нашедшей выражение в предельной контрастности и дифференциации рельефа, самых больших за геологическую историю амплитуд и скоростей тектонических движений. Колоссального масштаба достигает механическая седиментация, формируются мощнейшие толщи континентальных моласс. Типы литогенеза, господствовавшие на ранних этапах геологического развития, например хемогенный, утрачивают значение. Экзогенный круговорот достигает максимального размаха, охватывая кору до глубин 15—16 км. В тектонические процессы вовлекается самая верхняя (литифицированная) часть мантии, в связи с чем получают развитие протрузии и своеобразные структуры меланжа, в которых участвует мантийный материал. Все геофизические уровни (границы астеносферы, раздел Мохо, ступени корового метаморфизма и др.) понижаются до глубин, которые они занимают в настоящее время.

О непрерывности геологического развития Земли. Земля при ее относительно большой массе и размерах, значительной теплоемкости и физической инерции обладает известной устойчивостью своих планетарных механизмов развития (Фэйрбридж, 1968).

Расчеты и геологические данные свидетельствуют о том, что тепловой режим Земли изменялся чрезвычайно медленно и постепенно, а поэтому и расширение, и возбуждаемые им основные эндогенные процессы — развитие тектоносферы, дифференциация верхней мантии и вулканическая деятельность — протекали последовательно. Внешние оболочки — земная кора, гидросфера и атмосфера, формировавшиеся в основном из продуктов дифференциации и дегазации мантии, — также развивались весьма постепенно, в соответствии с течением этого основного процесса. Структурное развитие Земли протекало унаследованно, без катастроф,

вроде «базальтового потопа» (океанизация континентальной коры в меловом периоде), предполагаемого В. В. Белоусовым, или великих обновлений типа «коренной перестройки структур земной коры перед началом неогена» (Штилле и его сторонники).

Фотосинтез, осуществляемый зелеными растениями в течение по крайней мере 2,5 млрд. лет, свидетельствует о том, что и значительное колебание светимости Солнца в геологической истории не имело места. Следовательно, и экзогенные процессы, действующие на базе солнечной энергии, также изменялись крайне медленно.

Такая устойчивость эндогенных и экзогенных механизмов сделала возможным непрерывное развитие на Земле жизни, геохимических и литологических процессов. Особенно поражает непрерывность органического мира, крайне чувствительного к различным изменениям внешних условий. Как еще заметил Геттон, эволюционное разнообразие органической природы (равным образом и природы неорганической. — В. С.) также служит свидетельством в пользу медленного хода геологического развития, поскольку катастрофические обновления каждый раз уничтожали бы ранние формы эволюции, чем крайне обедняли бы природу, ограничивали ее разнообразие.

ЛИТЕРАТУРА

- А лекин О. А., Бражникова Л. В. Вынос реками растворенных веществ с материков и связь этого процесса с механической эрозией земной поверхности. В сб. Химия земной коры, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- А лисов Б. П., Полтораус Б. В. Климатология. Изд. МГУ, 1962.
- А р м а н д Д. Л. Геофизика ландшафта. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 2, 1964.
- А р м а н д Д. Л. Некоторые задачи и методы физики ландшафта. В сб. Геофизика ландшафта. М., Наука, 1967.
- А р т е м ь е в М. Е. Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. М., Наука, 1966.
- А р т е м ь е в М. Е., А р т ю ш к о в Е. В. Изостазия и тектоника. Геотектоника, № 5, 1967.
- А р т ю ш к о в Е. В. Гравитационная конвекция в недрах Земли. Изв. АН СССР, сер. физика Земли, № 9, 1968.
- А р т ю ш к о в Е. В. Слой пониженной вязкости в верхней мантии Земли и связанные с ним явления. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 2, 1970.
- А ф а н а с ь е в Г. Д. Магматизм и глубинное строение земной коры. Магматические формации. Тр. 3-го Всесоюз. петрограф. совещ. М., Наука, 1964.
- А ф а н а с ь е в Г. Д. Новые данные о соотношении земной коры и верхней мантии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1966.
- Б а д д и н г т о н А. Формирование гранитных тел. ИЛ, 1963.
- Б а р т Т. Ф. Идеи о взаимоотношении осадочных и изверженных пород. Геохимия, № 4, 1962.
- Б а р т Т. Ф. Соотношение натрия в изверженных и осадочных породах. В сб. Проблемы геохимии. М., Наука, 1965.
- Б е з б о р о д о в Р. С. Коллоидно-дисперсные образования и их место в общей систематике осадочных пород. XXIII сессия МГК. Докл. сов. геологов. В сб. Генезис и классификация осадочных пород. М., Наука, 1968.
- Б е л о в Н. В. Геохимические аккумуляторы. Тр. ин-та кристаллографии, вып. 7. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1952.
- Б е л о в Н. В., Л е б е д е в В. И. Источник энергии геохимических процессов. Природа, № 5, 1967.
- Б е л о у с о в В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., Наука, 1966.
- Б е л о у с о в В. В. Некоторые вопросы развития земной коры и верхней мантии океанов. Геотектоника, № 1, 1967.
- Б е л о у с о в В. В. Некоторые общие вопросы развития тектоносферы. XXIII сессия МГК. Докл. сов. геологов. В сб. Кора и верхняя мантия Земли. М., Наука, 1968а.

- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., Наука, 1968б.
- Белоусов В. В. Факторы магмообразования и их связь с тектогенезом. В сб. Проблемы связи тектоники и магматизма. М., Наука, 1969.
- Беркнер А., Маршалл Л. Кислород и эволюция. Земля и Вселенная, № 4, 1966.
- Берч Ф. Обзор некоторых теорий термальной истории Земли. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1966.
- Богатиков О. А., Годлевский М. Н., Петров В. П. Современные проблемы изучения базитового магматизма. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1970.
- Богданов А. А., Муратов М. В., Хаин В. Е. Об основных структурных элементах земной коры. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 3, 1963.
- Бойченко Е. А., Удельнова Т. М., Юферова С. Г. Эволюция восстановительных функций биосферы. Геохимия, № 11, 1969.
- Борисов А. А. Об эволюции земной коры и процессе тектогенеза. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1963.
- Валашко М. Г. Основы геохимии природных вод. Геохимия, № 11, 1967.
- Веленский В. В. Дегазация вещества верхней мантии как основной фактор магмообразования. Геология и геофизика, № 1, 1970.
- Веленский В. В., Меламед В. Г., Шаронов В. Н. О возможном механизме образования магматических очагов в условиях коры и верхней мантии. ДАН СССР, т. 188, № 6, 1969.
- Вильсон Дж. Т. Геофизика и рост континентов. Природа, № 8, 1959.
- Вильсон Дж. Т. Земная кора. В сб. Платета Земля. ИЛ, 1961.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. Мир, 1969.
- Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Виноградов А. П. О происхождении вещества земной коры. Геохимия, № 1, 1961.
- Виноградов А. П. Происхождение оболочек Земли. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1962.
- Виноградов А. П. Газовый режим Земли. В сб. Химия земной коры, т. 2. М., Наука, 1964.
- Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М., Наука, 1967.
- Виноградов А. П. Атмосферы планет солнечной системы. Вестн. МГУ, № 4, 1969.
- Виноградов В. И. и др. О возрасте кислородной атмосферы Земли. ДАН СССР, т. 188, № 5, 1969.
- Войткевич Г. В. Радиоактивность в истории Земли. М., Наука, 1970.
- Гилл Дж. Происхождение континентов. Геотектоника, № 6, 1965.
- Горжевский Д. И. О геотектонической позиции промышленно-генетических типов свинцово-цинковых месторождений. Геология рудн. месторожд., № 3, 1970.
- Горшков Г. С. Глобальные особенности петрохимии вулканических пород в связи с образованием островных дуг. В сб. Петрохимические особенности молодого вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Горшков Г. С. Явления вулканизма и верхняя мантия. В сб. Химия земной коры, т. 2. М., Наука, 1964.
- Горшков Г. С. Особенности вулканизма в главных структурных зонах Земли (океаны, океанические хребты, вулканические дуги, континенты). В сб. Проблемы связи тектоники и магматизма. М., Наука, 1969.
- Григорьев А. А. Закономерности строения и развития географической среды. Мысль, 1966.
- Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда. В сб. Петрология верхней мантии. Мир, 1968а.
- Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм. В сб. Петрология верхней мантии. М., Мир, 1968б.

- Дворцова К. И., Тащилина М. В., Семенов А. И. Вулканизм и рудообразование. В кн. Геологическое строение СССР, т. 5. М., Недра, 1969.
- Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., Недра, 1967.
- Денисов Е. П. Возможный состав верхней мантии по результатам изучения включений ультраосновных пород в щелочных базальтоидах. XXIII сессия МГК. Докл. сов. геологов. В сб. Кора и верхняя мантия Земли. М., Недра, 1968.
- Дергунов И. Д. Современные представления о термическом режиме земной коры. В сб. Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Дзоценидзе Г. С. Вулканогенно-осадочное рудообразование. Литология и полезные ископаемые, № 2, 1970.
- Дятц Р. С. Эволюция океанов как следствие разрастания площади их дна. В сб. Дрейф континентов. Мир, 1966.
- Домарев В. С. Об эволюции процессов рудообразования в истории Земли. В сб. Проблемы кристаллохим. минералогии и эндоген. рудообразования. Л., Наука, 1967а.
- Домарев В. С. О метаморфогенном рудообразовании. Сов. геология, № 4, 1967б.
- Домарев В. С. Рудные формации как историко-геологические образования. Геология руд. месторожд., № 4, 1968а.
- Домарев В. С. Проблемы общей металлогении. Вестн. ЛГУ, № 24, 1968б.
- Домарев В. С. Некоторые особенности металлогении докембрия. В сб. Регион. метаморфизм и метаморфоген. рудообразование. Л., Наука, 1970.
- Доморацкий Н. А. Некоторые особенности процессов литогенеза в раннем докембрии. XXIII сессия МГК. Докл. сов. геологов. В сб. Генезис и классификация осадочных пород. М., Наука, 1968.
- Достовалов Б. Н. К вопросу о термодинамическом изучении Земли. В сб. Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Заридзе Г. М. К проблеме связи магматизма, метаморфизма и тектоники. Геотектоника, № 4, 1967.
- Йодер Г. М., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. Мир, 1965.
- Келлер В. Д. Основы химического выветривания. В сб. Геохимия литогенеза. ИЛ, 1963.
- Книппер А. Л. Породы мантии на поверхности Земли. Природа, № 7, 1969а.
- Книппер А. Л. Тектоническое положение пород гипербазитовой формации в геосинклинальных областях и некоторые проблемы инициального магматизма. В кн. Проблемы связи тектоники и магматизма. М., Наука, 1969б.
- Койпер Д. Атмосферы Земли и планет. ИЛ, 1951.
- Константинов М. М. Происхождение стратифицированных месторождений свинца и цинка. М., Изд-во АН СССР, 1964.
- Коржинский Д. С. Поведение воды при магматических и постмагматических процессах. Геология руд. месторожд., № 5, 1962.
- Коржинский Д. С. Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме. XXIII сессия МГК. Докл. сов. геологов. В сб. Кора и верхняя мантия Земли. М., Наука, 1968.
- Коржинский Д. С. и др. Проблемы метасоматизма. М., Недра, 1970.
- Косминская И. П. Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхов мантии. М., Наука, 1968.
- Котина Р. П., Френкель М. Я., Ярошевский А. А. Модель тепловой эволюции системы с экзотермическими реакциями и некоторые вопросы палингенеза. Геохимия, № 11, 1969.

- Котляр В. Н. Основы теории рудообразования. М., Недра, 1970.
- Кравченко С. М. Формация калиевых щелочных базальтоидов как источник информации о составе верхней мантии. XXIII сессия МГК. Докл. сов. геологов. В сб. Кора и верхняя мантия Земли. М., Недра, 1968.
- Краус Э. История развития материков и океанов. В сб. Проблемы перемещения материков. ИЛ, 1963.
- Кропоткин П. Н. О возрасте и происхождении океанов. Бюлл. МОИП, т. 48, № 5, 1968.
- Кудрявцев В. А., Меламед, В. Г., Шаранов В. Н. Расчеты температурных полей зон плавления и контактового метаморфизма. Вестн. МГУ, сер. геол., вып. 5, 1968.
- Кузнецов В. Д. Поверхностная энергия твердых тел. М., Физматиздат, 1954.
- Кузнецов Ю. А. О главных формах гранитоидного магматизма и механизма образования гранитоидных тел. Геология и геофизика, № 6, 1966.
- Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Общие структурные закономерности проявления гранитоидного магматизма. В сб. Проблемы связи тектоники и магматизма. М., Наука, 1969.
- Кутолин В. А. Петрохимические особенности базальтов разных формационных типов и состав верхней мантии Земли. XXIII сессия МГК. Докл. сов. геологов. В сб. Кора и верхняя мантия Земли. М., Недра, 1968.
- Лазько Е. М. Особенности осадкообразования в догеосинклинальный этап развития земной коры. Геол. ж., т. 29, вып. 3, 1969.
- Лебедев В. И. О возможности поглощения солнечной энергии кристаллическим веществом Земли. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1954.
- Лебедев В. И. О роли высоких давлений при метаморфизме. В сб. Химия земной коры, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Лебедев В. И., Синицын В. М. Солнечная энергия и проблема образования сиалического слоя земной коры. Бюлл. МОИП, отд. геологии, т. 43, № 1, 1968.
- Левин Ю. Б., Маева С. В. Термическая история мантии как физическая основа выплавления земной коры. XXIII сессия МГК. Докл. сов. геологов. В сб. Кора и верхняя мантия Земли. М., Недра, 1968.
- Лисицын А. П., Петелин В. П. Особенности распределения и модификации CaCO_3 в донных осадках Тихого океана. Литология и полез. ископ., № 5, 1967.
- Логвиненко Н. В. Петрография осадочных пород. М., Высшая школа, 1967.
- Любимова Е. А. Источники внутрипланетного тепла. В сб. Химия земной коры, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. М., Наука, 1968.
- Люстих Е. Н. О роли вулканов и терм в вынос тепла из недр Земли. В сб. Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Люстих Е. Н., Святловский А. Я. К вопросу об образовании гранитного слоя земной коры. Геохимия, № 4, 1961.
- Магницкий В. А. Оболочка и кора Земли. Сов. геология, № 5, 1961.
- Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., Недра, 1965.
- Магницкий В. А. Слой низких скоростей верхней мантии Земли. М., Наука, 1968.
- Марков М. С. К проблеме становления «гранитного» слоя островных дуг. XXIII сессия МГК. Докл. сов. геологов. В сб. Вулканизм и тектогенез. М., Наука, 1968.
- Мархинин Е. К. Роль вулканических продуктов в формировании земной коры. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1965.
- Мархинин Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М., Наука, 1967.

- Мархинин Е. К. Роль вулканов в выносе вещества из мантии и формирование земной коры. XXIII сессия МГК. Докл. сов. геологов. В сб. Кора и верхняя мантия Земли. М., Недра, 1968.
- Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. Мир, 1966.
- Менерт К. Новое о проблеме гранитов. ИЛ, 1963.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Глубинная структура земной коры и ее эволюция в ходе геологической истории. В сб. Строение и развитие земной коры. М., Наука, 1964.
- Моисеенко Ф. С. Строение и развитие земной коры южного горного обрамления Сибири. Новосибирск, СО АН СССР, Наука, 1969.
- Молчанов В. И. Осадконакопление и свободный водород. ДАН СССР, т. 182, № 2, 1968.
- Муратов М. В. Главнейшие эпохи складчатости и мегастадии развития земной коры. Геотектоника, № 1, 1965.
- Муратов М. В., Хаин В. Е. Геосинклинальные пояса, орогенные пояса и их соотношение во времени и пространстве. XXIII сессия МГК. Докл. сов. геологов. В сб. Орогенческие пояса. М., Наука, 1968.
- Ничипорович А. А. Фотосинтез. БСЭ, т. 45, 1956.
- Обуэн Ж. Геосинклинали. Мир, 1967.
- Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. В кн. Геология и петрология докембрия. М., изд-во АН СССР, 1962.
- Павловский Е. В. Происхождение и развитие древних платформ. В кн. Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., Наука, 1964.
- Павловский Е. В. Ранние стадии развития земной коры. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1970.
- Павловский Е. В., Марков М. С. Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимом развитии земной коры). Тр. ГИН АН СССР, вып. 93, 1963.
- Панюков П. Н. Энергетический баланс геологических процессов. М., Наука, 1959.
- Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. XXI сессия МГК. Докл. сов. геологов. Пробл. 18. Изд-во АН СССР, 1960.
- Пейве А. В. Разломы и тектонические движения. Геотектоника, № 5, 1967.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. Геотектоника, № 4, 1969.
- Перельман А. И. Геохимия ландшафта. М., Высшая школа, 1966.
- Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. М., Недра, 1968.
- Петров В. П. Основы учения о древних корах выветривания. М., Недра, 1967.
- Полдерварт. Химия земной коры. В сб. Земная кора. ИЛ, 1957.
- Пустовалов Л. В. Вторичные изменения осадочных горных пород и их геологическое значение. Тр. ГИН АН СССР, вып. 5, 1956.
- Пуцаровский Ю. М. Основные черты строения тихоокеанского тектонического пояса. Геотектоника, № 6, 1965.
- Резанов И. А. О строении земной коры платформенных областей. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 37, № 1, 1962.
- Резанов И. А. О направленности и скорости эволюции земной коры. Изв. вузов, Геология и география, № 2, 1970.
- Рингвуд А. Е. Модель верхней мантии. В сб. Верхняя мантия Земли. Мир, 1964.
- Рингвуд А. Э., Грин Д. Х. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и некоторые геофизические выводы. В сб. Петрология верхней мантии. Мир, 1968.
- Ронов А. Б. Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы. Геохимия, № 8, 1964.

- Ронов А. Б., Магдисов А. А. Эволюция химического состава пород щитов и осадочного покрова Русской и Северо-Американской платформ. *Геохимия*, № 4, 1970.
- Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Химическое строение земной коры. *Геохимия*, № 11, 1967.
- Руби В. Эволюция гидросферы и атмосферы в связи со специальным рассмотрением вероятного состава древней атмосферы. В сб. *Земная кора*. ИЛ, 1957.
- Салоп Л. И. Геохронология докембрия и некоторые особенности раннего этапа геологического развития Земли. XXII сессия МГК. Докл. сов. геологов. В сб. *Геология докембрия*. Л., Наука, 1964.
- Салоп Л. И. Докембрий СССР. XXIII сессия МГК. Докл. сов. геологов. Пробл. № 4, *Геология докембрия*. Л., Наука, 1968.
- Саттон Дж. Современные представления о факторах, контролирующих метаморфизм. В кн. *Природа метаморфизма*. М., Мир, 1967.
- Сватков Н. М. О физической сущности географической оболочки. Изв. Всесоюз. геогр. об-ва, № 1, 1969.
- Сидоренко А. В. Некоторые вопросы изучения докембрия. *Сов. геология*, № 4, 1963а.
- Сидоренко А. В. Проблемы осадочной геологии докембрия. *Вестн. АН СССР*, № 6, 1963б.
- Спицын В. М. Роль солнечной энергии в развитии земной коры. *Вестн. ЛГУ*, № 6, 1964.
- Спицын В. М. Введение в палеоклиматологию. Л., Недра, 1967.
- Смирнов В. И. Об источниках веществ эндогенных месторождений полезных ископаемых. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1969.
- Смирнов Я. Б. Тепловой поток и распределение глубинных температур в тектонически активных поясах Земли. В кн. *Проблемы связи тектоники и магматизма*. М., Наука, 1969.
- Соколов В. А. Эволюция атмосферы Земли. В сб. *Возникновение жизни на Земле*. М., Наука, 1959.
- Стишов С. М. Природа границы Мохоровичича. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 1, 1963.
- Страхов Н. М. Этапы развития внешних геосфер и осадочного породообразования в истории Земли. Изв. АН СССР, сер. геол., № 129, 1962.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Суботин С. И. Проблемы верхней мантии Земли. *Геофиз. сб. АН УССР*, вып. 19, 1967.
- Судовиков Н. Г. *Метаморфогенное рудообразование*. *Сов. геология*, № 1, 1965.
- Твалчрелидзе Г. А. О главнейших металлогенических эпохах Земли. *Геология рудн. месторожд.*, № 1, 1970.
- Тернер Ф., Ферхуген Д. Петрология изверженных и метаморфических пород. ИЛ, 1961.
- Тимофеев А. Н. О строении земной коры по гравиметрическим и сейсмическим данным. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 10, 1964.
- Тугаринов А. И. О причинах образования рудных провинций. В сб. *Химия земной коры*, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. *Докембрийская геохронология материков*. М., Недра, 1966.
- Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна океана. Основные проблемы океанологии. М., Наука, 1968.
- Успенский В. А. Круговорот углерода в биосфере. В сб. *Значение биосферы в геологических процессах*. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Уэрзел Ж. Глубинная структура окраин материков и срединно-океанических хребтов. В кн. *Геология и геофизика морского дна*. Мир, 1969.
- Ферхуген Д. Распределение температур и тепловой поток при региональном метаморфизме. В сб. *Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд*, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1961.

- Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И., Моисеенко Ф. С. Некоторые закономерности в строении и развитии земной коры по геофизическим данным на примере Сибири и Дальнего Востока. XXIII сессия МГК. Докл. сов. геологов. В сб. Кора и верхняя мантия Земли. М., Наука, 1968.
- Фролов Н. М. Температура Земли. М., Недра, 1970.
- Ханин В. Е. Эволюция земной коры и возможные формы ее связи с процессами в верхней мантии. Сов. геология, № 6, 1964а.
- Ханин В. Е. Общая геотектоника. М., Недра, 1964б.
- Ханин В. Е. Общий план современной структуры земной коры. В сб. Жизнь Земли. Изд. МГУ, № 5, 1969.
- Хейзен Б., Тарп М., Юинг М. Дно Атлантического океана. Ч. 1. ИЛ, 1962.
- Хесс Х. Срединно-океанические хребты и тектоника дна океана. В кн. Геология и геофизика морского дна. Мир, 1969.
- Ходьков А. Е., Валуконис Г. Ю. Формирование и геологическая роль подземных вод. Изд. ЛГУ, 1968.
- Чемберлен Р. Геологические доказательства эволюции земной атмосферы. В сб. Атмосферы Земли и планет. ИЛ, 1951.
- Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., Недра, 1968.
- Шейнманн Ю. М. К проблеме генерации магм. Сов. геология, № 2, 1969.
- Шейнманн Ю. М. Некоторые черты связи магмы и тектоники. В сб. Проблемы связи тектоники и магматизма. М., Наука, 1969.
- Шейнманн Ю. М. Развитие земной коры и дифференциация вещества Земли. Геотектоника, № 4, 1970.
- Штилле Г. Геотектоническое расчленение истории Земли. Избр. тр. Мир, 1964.
- Штрейс Н. А. Тектоника и магматизм геосинклинальных систем. XXIII сессия МГК. Докл. сов. геологов. В сб. Вулканизм и тектогенез. М., Наука, 1968.
- Шуркин К. А., Митрофанов Ф. П. Эволюция магматизма в раннем докембрии. XXIII сессия МГК. Докл. сов. геологов. Пробл. 4. Геология докембрия. Л., Наука, 1968.
- Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., Недра, 1968.
- Эдъед Л. Динамическая модель Земли. Бюлл. Совета по сейсмологии АН СССР, № 6, 1957.
- Энгель А., Энгель Ц. Горные породы ложа океана. Основные проблемы океанологии. М., Наука, 1968.
- Юри Г. Первичные атмосферы планет и происхождение жизни. В сб. Возникновение жизни на Земле. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Cloud P. E. Atmospheric and hydrospheric evolution on the primitive Earth. Sci., vol. 160, № 3829, 1968.
- Engel A. E., Engel C. G., Havens R. G. Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. Bull. Geol. soc. Amer., vol. 76, № 7, 1965.
- Forbers R. B. The comparative chemical composition of eclogite and basalt. J. Geophys. res., vol. 70, № 6, 1965.
- Garrrels R. M., Mackenzie F. T. Sedimentary rock types: relative proportions as a function of geological time. Sci., № 163, 1969.
- Green D. H. The origin of basaltic and nephelinitic magmas in the Earth mantle. Tectonophysics, № 5—6, 1969.
- Hamilton E. Ocean basin ages and amounts of original sediments. J. sedim. petrol., vol. 30, № 3, 1960.
- Hess H. H. History of ocean basin. Geol. soc. Amer. petrol. studies (A F. Buddington vol.), 1962.
- Hess H. H. The origin of the continents, oceans and atmosphere. Sci. endeavor. S. L. Rockefeller, Inst. press, 1968.

- Heezen B. C., Ewing M. The Mid-Oceanic ridge. The sea, vol. 3, Intersci. publ., 1963.
- Heezen B. C., Laughton A. S. Abyssal plains. The sea, vol. 3, Intersci. publ., 1963.
- Holland J. G., Lambert R. St. Structural regime and metamorphic facies. Tectonophysics, vol. 7, № 3, 1969.
- Hunt J. Some observations on organic matter in sediments. 25 years Hungarian oil. Budapest, 1962.
- Kuiper G. Atmospheres of the Earth and planets. Univ. Chicago press, 2-nd ed., 1952.
- Kuno H. Lateral variation of basalt magma type across continental margins and islands arcs. Bull. volcanol., vol. 29, ser. 2, 1966.
- Kushiro J., Kuno H. Origin of primary basalt magmas and classification of basaltic rocks. J. petrol., vol. 4, № 1, 1963.
- Lovering J. F. The nature of Mohorovičić discontinuity. Trans. Amer. geophys. union, vol. 39, № 5, 1958.
- MacDonald G. J. F. Internal constitutions of the inner planets and the Moon. Space sci. rev., vol. 2, № 4, 1963.
- Marshall R. R. Isotopic composition of common leads and continuous differentiation of the crust of the Earth from the mantle. Geochim. cosmochim. acta, vol. 12, № 3, 1957.
- Mehnert K. R. Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald. Neues Jb. Min. Abh., Bd 98, H. 2, 1968.
- Ramberg H. A model for the evolution of continents, oceans and orogenesis. Tectonophysics, vol. 2, № 159, 1964.
- Rankama K. A calculation of the amount of weathered igneous rocks. Geochim. cosmochim. acta, № 5, 1954.
- Ringwood A. E., Green D. H. An experimental investigation of the gabbro-eclogite transformation and some geophysical implications. Perol. of the upper mantle. Dept. geophys. geochim. Austral. nat. univ. publ., № 444, 1966.
- Rittman A. Vulkane und ihre Tätigkeit. 2-te Aufl. Stuttgart, 1960.
- Schwab F. L., Geosinclines what contribution to the crust? J. sediment. petrol., 39, № 1, 1969.
- Silver R. Sedimentological consequence of a steady-state ocean-atmosphere. Sedimentology, 11, № 1—2, 1968.
- Urey H. C. The planets, their origin and development. Yall. univ. press. New Haven, conn., 1952.
- Willie P. J. The nature of the Mohorovičić discontinuity. J. geoph. res., vol. 68, № 15, 1963.
- Winkler H. G., Platen H. von. Experimentelle Geschiehtmetamorphose. 5-Experiment. anatektische Schmelzen und ihre petrogenet. Bedeutung. Geochim. cosmochim. acta, vol. 24, № 34, 1961.

О Г Л А В Л Е Н И Е

	Стр.
Введение	3
Г л а в а I. Эндогенные корообразующие процессы и геологическое развитие верхней мантии	5
Эндогенное тепло Земли	—
Расширение Земли и основные геологические процессы	7
Астеносфера — нижний, геологически активный, слой планеты	10
Геологическое развитие верхней мантии	12
Расширение Земли и гравитационная неустойчивость коры	15
Г л а в а II. Положение сиала в земной коре. Основные типы и главнейшие структурные элементы земной коры	17
Континентальная кора	18
Океаническая кора	29
Кора, переходная от континентального типа к океаническому	36
Граница земной коры и мантии	39
Представления о происхождении земной коры и сиала	41
Г л а в а III. Вулканический механизм сиализации	44
Базальтовый вулканизм как корообразующий процесс	—
Геологическое значение вулканического механизма сиализации коры	48
Г л а в а IV. Экзогенный механизм сиализации коры	53
Ландшафтная сфера и климатический круговорот	54
Аккумуляция солнечной энергии земным веществом в ландшафте	70
Экзогенный геологический круговорот	77
Глубоководная седиментация и минерализация вод Мирового океана — процессы, сопряженные и благоприятствующие экзогенной сиализации материковой коры	87
Г л а в а V. Эндогенные коропреобразующие процессы	96
Метаморфизм и метаморфическая дифференциация	—
Плавление, гомогенизация, образование гранитов	105

	Стр.
Глава VI. Значение процессов расщепления воды и фоссилизации газов атмосферы в развитии сиаля	116
Геологическое значение процессов расщепления воды	—
Фоссилизация газов атмосферы в осадочном слое коры и ее значение для развития сиаля	118
Глава VII. Некоторые специфические особенности сиаля	122
Что же такое сиаль?	—
«Излучение» энергии веществом осадочного слоя	125
Глава VIII. Металлогения сиаля	128
Металлогения мантийной дифференциации	—
Экзогенная металлогеническая дифференциация	130
Металлогения, связанная с коровой метаморфической дифференциацией	133
Глава IX. Краткий обзор истории развития сиаля	139
Астрономическая стадия	140
Геологическая стадия	144
Литература	158

СИАЛЬ

ИСТОРИКО-
ГЕНЕТИЧЕСКИЕ
АСПЕКТЫ

Василий Михайлович СИНИЦЫН

Ведущий редактор *Т. М. Пономарева*
Технический редактор *А. Б. Яцуржинская*
Корректор *Н. А. Соколова*
Переплет художника *Г. Г. Носкова*

М-22946. Сдано в набор 30/XI 1971 г. Подписано к печати 28/II 1972 г.
Формат бумаги $60 \times 90^{1/16}$. Печ. л. $10^{1/2}$. Уч.-изд. л. 11,4. Изд. № 180.
Тираж 2000 экз. Бумага № 1. Заказ 1017. Индекс 1-4-1-Л.

Издательство «Недра». Ленинградское отделение. 193171, Ленинград, С-171,
ул. Фарфоровская, 12.

Ленинградская типография № 6 Главполиграфпрома Комитета по печати
при Совете Министров СССР. Московский проспект, 91. Цена 1 р. 38 к.

343