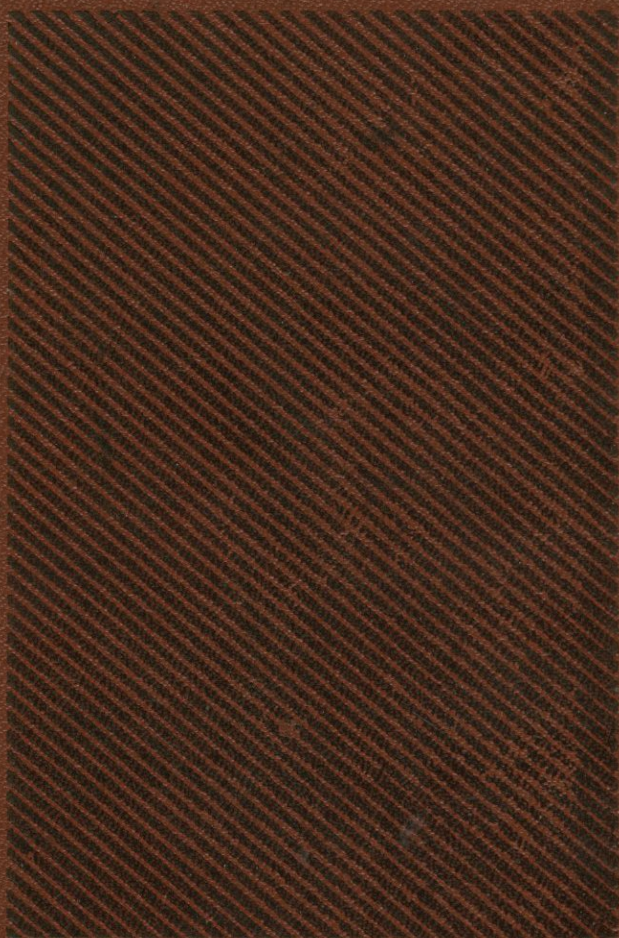


Н. Л. ДОБРЕЦОВ

ГЛОБАЛЬНЫЕ
ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ
ПРОЦЕССЫ



Н. Л. ДОБРЕЦОВ

ГЛОБАЛЬНЫЕ ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

3680



МОСКВА «НЕДРА» 1981



Добрецов Н. Л. Глобальные петрологические процессы. М., Недра, 1981, 236 с.

В книге на основе краткого теоретического анализа строения и развития Земли рассмотрены глобальные процессы магматизма и метаморфизма. Эти процессы представляют отражение общей гравитационно-геохимической дифференциации Земли, результатом которой является формирование тектоносферы (астеносфера + литосфера). Типы магматизма обоснованы с помощью моделей: анатексиса, синтексиса и паратексиса; подробно описаны глобальные процессы базальтоидного, андезитового и гранитоидного магматизма. Среди типов метаморфизма выделены нуклеарный метаморфизм раннего докембрия, метаморфизм погребения и «океанский» метаморфизм, термодинамометаморфизм зональных комплексов и глаукофансланцевый метаморфизм; показана их роль в процессе формирования литосферы и глобальной тектоники. Кратко охарактеризована рудоносность магматических и метаморфических формаций.

Книга рассчитана на широкий круг петрологов, геологов, геофизиков.

Табл. 21, ил. 58, список лит. — 251 назв.

ПРЕДИСЛОВИЕ

В предлагаемой работе рассмотрены наиболее важные, имеющие глобальное значение, процессы магматизма и метаморфизма во взаимосвязи с тектоникой и металлогенией; процессы локальные и второстепенные (например, щелочной магматизм или гидротермальные изменения), хотя и интересные с других точек зрения, здесь опущены или разобраны попутно. Основой глобальных эндогенных процессов является гравитационно-геохимическая дифференциация Земли, приводящая к выделению ядра, а также к обособлению и усложнению внешних оболочек.

Данная монография является продолжением предыдущей книги автора «Введение в глобальную петрологию» (Наука, 1980 г.), но несколько отличается стилем изложения. Если во «Введении...» при обсуждении самых общих вопросов критически высказывались все возможные альтернативы, то здесь проблемы рассмотрены с точки зрения автора, хотя многие другие точки зрения также изложены. Наконец, математические формулировки моделей сведены к минимуму, так как данная книга предназначена в основном для петрологов и геологов, интересующихся проблемами магматизма и метаморфизма.

В первом разделе приводятся данные о строении и развитии тектоносферы, т. е. верхних оболочек Земли, включая кору, твердую (литосферную) часть верхней мантии и частично расплавленную астеносферу. Выделены те моменты, которые необходимы для решения вопросов исследования магматизма и метаморфизма, их взаимосвязи и корреляции с тектоникой и металлогенией.

Петрологический материал (разделы второй и третий) характеризует наиболее важные глобальные типы магматизма и метаморфизма. Каждому из этих типов соответствует своя петрологическая модель (или несколько ее возможных вариантов).

Среди глобальных типов магматизма последовательно охарактеризованы базальтоидный и андезитовый (известково-щелочной) вулканизм, габбро-гранитные интрузивные серии, мигматиты и происхождение гранитов. Эти типы представляют отражение трех возможных глубинных моделей магматизма, которые предлагается называть анатексис, синтаксис и паратексис. Среди типов метаморфизма подробнее охарактеризованы нуклеарный, специфический для раннего докембрия, метаморфизм погребения, термодинамометаморфизм (в трех вариантах) в складчатых областях и, наконец, эклогит-глаукофансланцевый в зонах Заварицкого — Беньофа. Модели этих типов метаморфизма связаны с изменениями характера и скорости нагревания, буферной роли расплава или растворов.

В пределах каждого типа выделяются определенные, зависящие от масштаба и целей исследований магматические и метаморфические формации, обладающие металлогенической спецификой.

Однако систематическое изложение материала по формациям выходит за рамки книги. Рассмотрены лишь общие, как правило, генетические проблемы формационного анализа. Петрологические модели типов магматизма и метаморфизма по возможности увязаны с геодинамическими моделями «новой глобальной тектоники».

Корреляция выделенных типов магматизма и метаморфизма с особенностями тектоники и металлогении (раздел четвертый) приводит, с одной стороны, к представлениям об унаследованности эндогенного развития многих складчатых областей, с другой стороны — к необходимости крупных перестроек эндогенного режима, фиксируемых в форме региональной и глобальной активизации. Эпохи глобальной активизации (около 3,3; 1,8 и 0,1 млрд. лет), отражающие законы глубинной дифференциации, связаны, вероятно, с образованием сплошного астеносферного слоя и приводят к возможности крупных горизонтальных перемещений плит. В эпохи с устойчивым унаследованным эндогенным режимом такие перемещения незначительны или отсутствуют.

В заключение автор пытается наметить общую схему глубинных петрологических процессов, связанных с глобальной эволюцией Земли.

Предлагаемая книга — одна из первых попыток обобщения глобальных процессов и общей эволюции Земли с точки зрения петрологии, и потому, конечно, еще содержит много дискуссионных и нерешенных вопросов. Автор будет благодарен всем читателям, которые выскажут конструктивные критические замечания. В процессе работы он пользовался советами и консультациями В. В. Белоусова, В. А. Глебовицкого, Э. П. Изоха, Ю. А. Кузнецова, Б. Г. Лутца, В. С. Соболева, Н. В. Соболева, О. Г. Сорохтина, В. В. Хлестова. Многие вопросы по магматизму обсуждались с Г. Л. Добрецовым. При оформлении работы большую помощь оказали В. В. Городнова, Н. В. Попов. Всем указанным лицам автор выражает искреннюю благодарность.

Сокращения названий минералов, употребляемые в тексте и на рисунках

Аб — альбит	Жд — жадеит
Акт — актинолит	Ил — ильменит
Амф — амфибол	Ка — карбонат, кальцит
Ан — анортит	Кв — кварц
Анд — андалузит	Кд — кордиерит
Би — биотит	Кор — корунд
Вол — волластонит	Кпш — калиевый полевой шпат
Гип — гиперстен	Кр — кристобалит
Гл — глаукофан	Кэн — клиноэнстатит
Гр — гранат	Лав — лавсонит
Ди — диопсид	Лом — ломонтит
Дис — дистен	Мг — магнезит
Ж — жидкость	Мзт — магнезит

Мп — моноклинный пироксен
 Мт — магнетит
 Мул — муллит
 Мус — мусковит
 Не — нефелин
 Омф — омфацит
 Ол — оливин
 Ор — ортоклаз
 Пл — плагиоклаз
 Пер — периклаз
 Пи — пироп
 Пир — пирофиллит
 Рог — роговая обманка
 Рп — ромбический пироксен
 Рут — рутил

Сапф — сапфирин
 Сил — силлиманит
 Смек — смектит
 Ст — ставролит
 Тр — тридимит
 Шп — шпинель
 Фл — флюид
 Флг — флогопит
 Фо — форстерит
 Хл — хлорит
 Хрд — хлоритоид
 Цо — цоизит
 Эн — энстатит
 Эп — эпидот

Принятые обозначения

а — активность компонента
 С — концентрация компонента или фазы
 \bar{c} — удельная теплоемкость
 Е — внутренняя энергия
 \bar{i} — железистость, подвижные компоненты
 G — гравитационная энергия
 h — глубина
 Н — толщина слоя, теплогенерация
 k — число независимых компонентов
 К — коэффициент распределения, коэффициент разный
 m — число ячеек
 n — число (молей, циклов, дат)
 P — давление
 Q — суммарный тепловой поток, сейсмическая добротность
 q — удельный тепловой поток
 R — конечный радиус, газовая постоянная
 r — радиус
 S — энтропия, площадь

s — дисперсия
 T — температура
 Ф — число фаз
 t — время
 V — объем
 v — скорость процесса
 V_p — скорость продольных волн
 V_s — скорость поперечных волн
 W — суммарный потенциал, энергия
 X — молярная доля
 \bar{x} — среднее содержание
 x — текущая координата
 Z — термодинамический потенциал (свободная энергия)
 α, β — фазы
 φ — вариантность
 γ — коэффициент наклона касательной, коэффициент активности
 η — коэффициент вязкости
 λ — коэффициент теплопроводности
 μ — химический потенциал, модуль сдвига, модуль твердости
 ρ — плотность

РАЗВИТИЕ ЗЕМЛИ И СТРОЕНИЕ ТЕКТОНОСФЕРЫ

Верхние оболочки Земли включают кору и верхнюю часть мантии (литосферу и астеносферу) и доступны изучению петрологическими методами. Более того, процессы в этих оболочках достаточно автономны и определяют практически все эндогенные явления. Поэтому их нередко объединяют под названием тектоносферы [Белоусов, 1975]. Как будет показано ниже, влияние более глубоких процессов передается через разрастание или отмирание астеносферы. В то же время образование и эволюция верхних оболочек, составляющих небольшую часть массы Земли, являются результатом общей ее гравитационно-геохимической дифференциации.

Гравитационно-геохимическая дифференциация Земли

На основании геофизических (преимущественно сейсмических) данных установлено наличие концентрических оболочек Земли (рис. 1). В последние годы оболочки, хотя и менее отчетливые, обнаружены и внутри Луны. На рис. 1 распределение плотности ρ , динамических параметров V_p , V_s , μ , k , Q и границы оболочек приведены по «оптимальной» модели РЕМ [Жарков, 1978], которая хорошо согласуется с современными сейсмическими моделями К. Буллена и А. Хаддона (1970 г.) и Ф. Пресса [Press, 1970]. Это интегральные модели сферически-симметричной Земли. В действительности строение внешних оболочек гораздо более сложное. В этих моделях распределение плотности определяется из сейсмических параметров (μ , K) при известном распределении T и P и удовлетворяет также общим условиям: масса Земли $M = 5,25 \cdot 10^{27}$ г, средняя плотность $\rho = 5,517$ г/см³ и момент инерции $I = 0,8038 \cdot 10^{45}$.

Модуль сжатия K и модуль сдвига μ определяются из скоростей сейсмических волн, продольных (V_p) и поперечных (V_s) или собственных колебаний Земли (величина μ зависит от частоты колебаний). Менее твердо установлено распределение температуры T и вязкости η в глубинах Земли, особенно в нижних оболочках (рис. 2).

Кроме основных оболочек Земли, имеющих резкие сейсмические границы и обозначаемых буквами латинского алфавита А (кора), В (верхняя мантия), С (переходная зона), Д (нижняя мантия), Е (внешнее ядро), F (переходная зона), G (внутреннее ядро), внутри оболочек А, В, С, Д выделяется тонкая структура, т. е. дополнительные слои В₁, В₂, В₃, Д₁, Д₂ и др. Важнейшими из них являются астеносфера В₂ и переходная зона Д₂₋₃ на границе с ядром. Эти слои переменной мощности и свойств (во всяком случае В₂) устанавливаются прежде всего по интегральным характеристикам затухания сейсмических волн и собственных колебаний Зем-

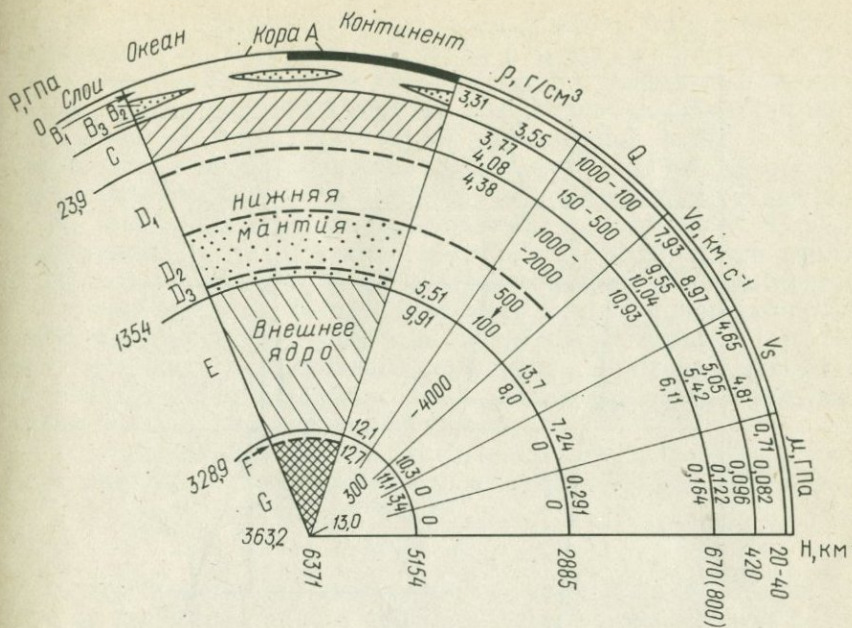


Рис. 1. Оболочки Земли и их геофизические параметры (P , ρ , Q , V_p , V_s , μ). По А. Рингвуду [Ringwood, 1975], В. Н. Жаркову [1978], Н. Л. Добрецову [1970]

ли [Жарков, 1978] и соответствующему минимуму добротности Q . Этот фактор трактуется как сейсмическая «прозрачность» (Q_p и Q_s) или диссипативная энергия (Q_v).

Обе зоны обусловлены, вероятно, частичным плавлением вещества и связанными с ними побочными эффектами (приближение к $T_{пл}$, концентрация летучих компонентов, скольжение по границам зерен) [Жарков, 1978]. Для астеносферы это предположение подтверждается падением скорости волн V_p и V_s (вследствие этого астеносфера называется также «волноводом») и резким возрастанием электропроводности, но это изменение скорости волн и электропроводности (см. рис. 2 и 6) отчетливо устанавливается только в активных зонах Земли и характеризует, как мы увидим ниже, сложную структуру астеносферы. Аналогично этому интегральная оценка вязкости астеносферы составляет 10^{20} — 10^{21} пуаз*, тогда как в действительности она колеблется в широких пределах (возможно, от 10^{18} до 10^{22} пуаз). Мощность астеносферы в зависимости от степени плавления колеблется от 0 до 250—300 км, в среднем около 50—100 км. В зоне D_{2-3} по нашей модели концентрируется «стекающий» к ядру расплав, обогащенный металлическим Fe. В соответствии с этим в интервале 2200—2600 км параметры Q и μ меняются постепенно, а в интервале 2600—2900 км более резко [Жарков, 1978].

* 1 пуаз = 0,1 Па · с.

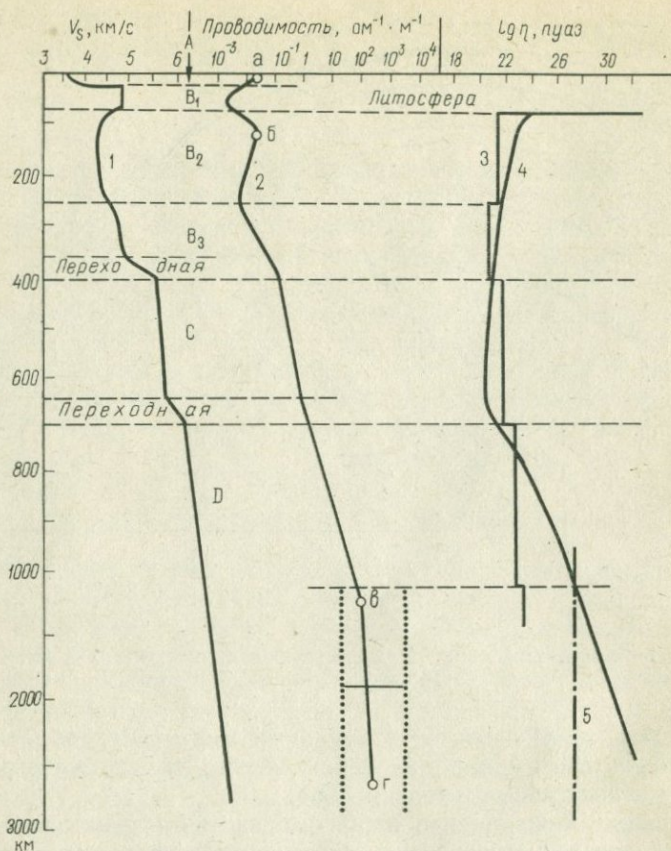


Рис. 2. Вариации основных геофизических параметров в верхней мантии. По А. Рингвуду [Ringwood, 1975], М. Ботту [1974].

1 — скорость продольных сейсмических волн; 2 — электропроводность, точечным пунктиром показан интервал неопределенности (а—б — магнитотеллурические изменения, б—в — суточные вариации и магнитные бури, в—г — вековые вариации); 3—5 — вязкость η [3 — теоретические оценки для диффузионной ползучести, 4—5 — эмпирические оценки по наблюдениям экваториального вздутия (4) и последледникового поднятия Скандинавии (5)]. Пунктиром показаны границы оболочек и переходных зон

Выделение ядра и оболочек Земли обусловлено, как известно, гравитационной дифференциацией, которая, по нашему мнению, осуществляется главным образом перемещением расплавов и приводит к химической дифференциации первичной квазиоднородной Земли. Перераспределение элементов по глубине происходит, во-первых, в соответствии с их молекулярным весом, во-вторых, в соответствии с законами плавления и кристаллизации и химических свойств элементов. Другими словами, Земля как самогравитирующее тело стремится к устойчивому состоянию, при котором тело имеет меньшую величину суммарного потенциала:

$$W = Z + G = \min, \quad (1)$$

где Z — термодинамический потенциал Гиббса; G — гравитационная энергия [Тектоносфера..., 1978].

Образованные при гравитационно-геохимической дифференциации внешние оболочки (табл. 1) поддаются непосредственному наблюдению. Состав коры получен усреднением анализов пород, обнажающихся на поверхности, пропорционально их объему. Состав литосферной мантии и астеносферы определен на основе данных по глубинным ксенолитам и мантийным расплавам [Глубинные ксенолиты..., 1975] в сопоставлении с геофизическими данными. Труднее установить состав подастеносферной мантии и ядра. Это зависит от принятой модели состава Земли (хондритовая или углисто-ахондритовая), ошибок в оценке распределения T и P в Земле (см. рис. 1) и некоторых допущений [Добрецов, 1980]. Но для последующего изложения нам достаточно знать представительный состав лишь верхних оболочек.

Гравитационная энергия отделения тяжелого ядра W_1 на порядки больше энергии выделения внешних оболочек W_2 [Артюшков, 1968], т. е. за всю историю Земли

$$W_1 \gg W_2. \quad (2)$$

Однако современная оценка соотношений W_1 и W_2 зависит от скорости выделения ядра в прошлом и настоящем. Оценка общей гравитационной энергии выделения ядра составляет [Угеу, 1952 и др.]

$$\int W_1 = (1,5 - 2,0) \cdot 10^{38} \text{ эрг.} \quad (3)$$

Современный тепловой поток через поверхность Земли равен [Любимова, 1968; Сорохтин, 1974]:

$$Q_{\text{совр}} = (1,0 - 1,3) \cdot 10^{28} \text{ эрг/год} \quad (4)$$

или

$$\int Q = \bar{Q} \cdot t \approx Q_{\text{совр}} \cdot t = (0,5 - 0,7) \cdot 10^{38} \text{ эрг.} \quad (5)$$

Расхождение оценок (3) и (5) означает, что либо теплоток в прошлом был выше и $\bar{Q} > Q_{\text{совр}}$, либо оценки гравитационной энергии выделения ядра завышены.

Это тем более справедливо, так как значительную часть современного теплоток составляет радиоактивное тепло [Любимова, 1968; Жарков, 1978]. Правда, некоторые исследователи [Сорохтин, 1974, 1977; Ушаков, 1974; Ушаков, Галушкин, 1978] считают, что гравитационная энергия в общем энерговыделении Земли преобладает, а вклад радиоактивных источников в мантии незначительный. Не вдаваясь в детальную дискуссию, заметим лишь, что теплогенерация в коре целиком радиоактивного происхождения, и она, судя по содержаниям радиоактивных элементов в континентальной коре, примерно соответствует плотности теплоток в пассивных континентальных плитах 42—50 Вт/м² [Тектоносфера..., 1978]. В теплотокке из мантии может преобладать конвективная,

Средний состав оболочек Земли

Компонент	Кора (0,5%)			В ₁ (2,5%)			В ₂₋₃ (4,5%)		С и D (70%)		Ядро (32,5%)	
	Континентальная	Океаническая	Средний состав	Континентальная	Океаническая	Средний состав	а	б	а	б	а	б
SiO ₂	62,5	50,7	56,4	46,0	45,8	46,0	45,6	49,0	45,7	40,7	—	20
Al ₂ O ₃	15,5	17,3	16,4	2,2	3,8	3,0	3,6	6,0	3,7	2,0	—	—
FeO	6,0	8,8	7,5	7,6	8,1	7,9	8,6	8,0	8,5	10,0	54,4	—
MgO	3,8	7,1	5,5	41,6	38,5	40,2	38,3	31,9	38,4	40,0	—	—
CaO	4,8	12,9	8,9	1,9	2,3	2,1	3,1	3,5	2,7	2,0	—	—
Na ₂ O	3,4	2,7	3,0	0,5	0,3	0,4	0,65	1,0	0,6	0,3	—	—
K ₂ O	3,0	0,5	1,8	0,1	0,1	0,1	0,15	0,6	0,1	0,1	—	—
FeS	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,3	1,8	—
Fe	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4,6	43,2	70
Ni	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,6	10
Сумма	99,0	100,0	99,5	99,9	98,9	99,7	100,0	100,0	99,7	100,0	100,0	100,0

Примечание. Состав коры и В₁ рассмотрен в конце раздела; В₂₋₃: а — пиролит Рингвуда, б — то же, обогащенный пироксенитом; С и D: а — дерцолит-пиролитовый состав, б — то же, обедненный легкоплавкими веществами; ядро: а — по О. Г. Сорохтину [1974], б — по А. Рингвуду [Ringwood, 1975]. В скобках — масса оболочек от массы Земли.

в своей основе гравитационная составляющая, сильно варьирующая по площади. В активных зонах (25—30% площади Земли), где плотность теплотока свыше 84 Вт/м², конвективный теплоток преобладает, в океанических плитах он составляет половину общего теплотока или менее, в континентальных плитах равен нулю или незначительный.

Следовательно, в современном общем балансе вклад радиоактивного Q и гравитационного тепла Q_2 примерно одинаковый, а в последнем, в свою очередь, вклад энергии выделения ядра и выделения внешних оболочек соизмерим [Добрецов, 1977, 1980], т. е.

$$Q = Q_1 + Q_2 = Q_1 + W_1 + W_2 = (0,6 + 0,3 + 0,3) \cdot 10^{28} \text{ эрг/год} = 4 \cdot 10^{20} \text{ эрг/с.} \quad (6)$$

Последнее равенство ($W_1 = W_2$) означает, что энергия выделения ядра в настоящее время составляет не более 10—15% средней величины.

Уменьшение интенсивности или полное прекращение выделения ядра во времени согласуется со многими гипотезами образования и дифференциации Земли [Elsasser, 1963; Ringwood, 1975; Витязева, Маева, 1976 и др.] и с многочисленными данными, свидетельствующими о высоком тепловом потоке на ранней истории Земли и Луны. По другим моделям [Сорохтин, 1974; Кеонджян, Мо-

нин, 1975] выделение гравитационной энергии вследствие постепенного роста ядра характеризуется максимумом около 1,1—1,7 млрд. лет назад и в настоящее время близко к средней величине. В этих моделях [Сорохтин, 1974; Кеонджян, Монин, 1975] предполагается, что первичная Земля была однородной и холодной и ее эволюция сводится к постепенному росту ядра (от центра к периферии), сопровождаемому и облегчаемому комбинированной конвекцией в мантии. В результате суммарная кривая выделения энергии обнаруживает минимум около 3,5 млрд. лет назад, т. е. как раз там, где по результатам изучения докембрийской истории должна быть максимальная тектоно-магматическая активность и формирование коры континентов.

Остается проблематичной сама физическая схема гравитационной дифференциации и выделения ядра. По мнению многих авторов [Магницкий, 1965; Артюшков, 1968, 1979], замкнутые конвективные движения в мантии маловероятны. «Легкий» материал должен подниматься от границы ядра крупными блоками или каплями (астенолитами), но в этой схеме, как и в модели О. Г. Сорохтина, остается неясным, как легкое кристаллическое вещество, отделившееся на всей поверхности ядра — мантия (или на значительной ее части), перемещено и сконцентрировано в восходящих струях или блоках. В схеме В. Эльзассера [Elsasser, 1963], принятой с некоторыми изменениями другими авторами [Ringwood, 1975; Витязев, Маева, 1976], выплавление железа началось с приповерхностной зоны, и образовавшиеся скопления расплава железа в виде тяжелых капель или сплошного кольца опустились, «стекли» вниз, образовав ядро еще на раннедокембрийском этапе.

Комбинированные представления формулируются в модели В. А. Мясникова [Мясников, Савушкин, 1978 и др.]. В ней обосновывается глобальная конвекция путем бародиффузии, но с неустойчивым закритическим режимом без конвекционных ячеек. Из этой модели следует, что конвекционные течения имеют сложный и неустойчивый характер и отделение ядра происходит от внешних оболочек к центру. По образному сравнению В. А. Мясникова, этот процесс напоминает осаждение взвешенных частиц в воде, облегчаемое турбулентными движениями в «мутном» слое. «Чистая» вода появляется сверху, а объем «мутного» слоя будет уменьшаться с одновременным увеличением его плотности. По аналогии и учитывая необходимость выделения легких внешних оболочек, можно представить трехкомпонентную «взвесь» — вязкую жидкость с рассеянными в ней тяжелыми каплями ядерного вещества и легкими — внешних оболочек. Процесс «оседания» ядра и «всплывания» внешних оболочек будет происходить одновременно с постепенным формированием зон концентрации тяжелых (внизу) и легких (внешняя зона) компонентов, промежуточной зоны предполагающегося их отделения и «чистой» или мертвой зоны, освободившейся от тех и других компонентов.

В очень вязкой среде, какой является нижняя мантия (оценка ее вязкости порядка 10^{24} — 10^{25} пуаз), наиболее эффективным и

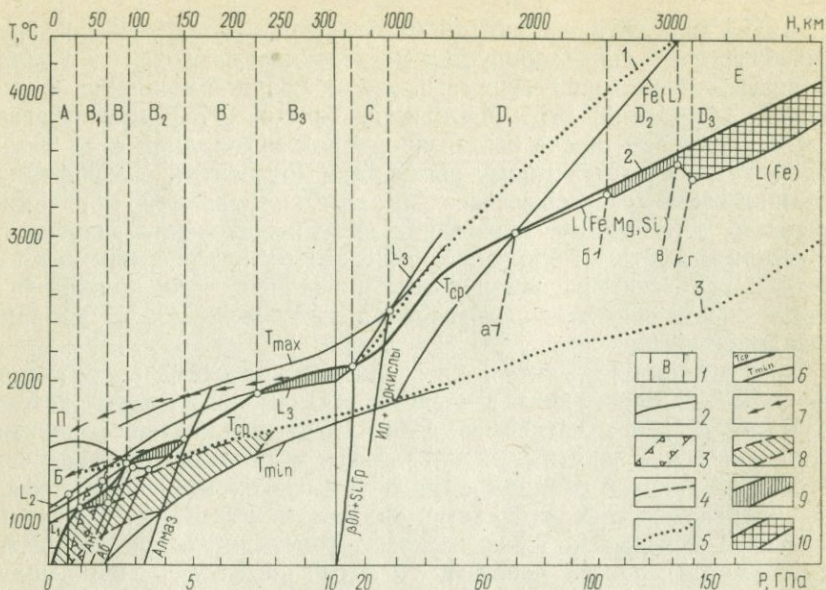


Рис. 3. Распределение в оболочках Земли (А, В, С, D, Е) температуры и фазовых переходов, включая зоны появления расплавов L_1 , L_2 , L_3 («легких») и $L(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Si})$, $L(\text{Fe})$ («тяжелых»). По Н. Л. Добрецову [1977, 1980].

1 — сейсмические границы зон в мантии В, С, D и астеносферных слоев B_1 , B_2 , B_3 , D_{2-3} ; 2 — экспериментальные и расчетные фазовые границы; 3 — интервал эклогитизации; 4 — границы (а-г) изменения состава и свойств «тяжелого» расплава в нижней мантии; 5 — распределение температур в нижней мантии (1 — реперное, 2 — среднее и 3 — адиабатическое) [Жарков, 1978; Сорохтин, 1977]; 6 — ориентировочные кривые изменения средней (T_{cp}), максимальной (T_{max}) и минимальной (T_{min}) температур; 7 — изменения T и P при перемещении «легкого» расплава (П — пикритового, Б — базальтового), близкие к адиабатическим; 8 — пределы изменения T и P в мантии по данным изучения глубинных ксенолитов; 9 — условия частичного плавления в мантии для T_{cp} ; 10 — то же, для полного плавления во внешнем ядре

потому главным механизмом гравитационной дифференциации можно считать радиальное перемещение расплавов, которое происходит как вверх, так и к ядру Земли, о чем свидетельствует наличие частично расплавленной астеносферы и жидких лав на поверхности Земли, с одной стороны, и жидкого ядра, с другой. Расплавы будут иметь сложный состав, близкий к эвтектическим или перетектическим точкам в соответствующих системах и находиться в равновесии с твердыми фазами и «летучими» (растворенными в расплаве или в виде отдельной фазы), относящимися преимущественно к системе $\text{H}-\text{O}-\text{C}-\text{S}$. Эта схема лежит в основе модели — рис. 3 [Добрецов, 1977, 1980].

Распределение средней температуры на рис. 3 (линия T_{cp}) принято в соответствии с частичным плавлением в астеносфере, экспериментальными данными по плавлению силикатных расплавов и термометрии глубинных ксенолитов (см. ниже), а в нижней мантии — как промежуточное между максимальными [Reynolds, Sammers, 1969; Жарков, 1978] и минимальными [Сорохтин, 1974, 1977] оценками.

В соответствии с вышеприведенной схемой кора А соответствует зоне максимальной концентрации легких компонентов, верхняя мантия В — зоне их отделения и всплывания в форме силикатных расплавов L_1 , L_2 и L_3 , зоны С и D_1 — промежуточная и «мертвая» зоны, в которых расплавы возникают лишь спорадически, зоны — D_2 и D_3 нижней мантии — зоны отделения металлических расплавов, стекающих в ядро. Обоснованию трех главных типов расплавов в верхней мантии с возникновением астеносферы или полиастеносферного строения посвящены следующие разделы. Относительно резкая граница с внешним ядром определяется «скоплением» расплава, когда возможны горизонтальные конвективные течения жидкости. Детали этой схемы (см. рис. 3), а также изменение относительного положения зон и роли разных расплавов в истории Земли обсуждены нами ранее [Добрецов, 1977, 1980].

Фациальный анализ эндогенных процессов

Теоретической основой петрологии глубинных процессов является физико-химический анализ парагенезисов минералов [Коржинский, 1973] в сочетании с динамическими, физическими и физико-химическими моделями [Шарапов, Голубев, 1976; Добрецов, 1980]. При петрологическом (в узком смысле слова) исследовании выясняются строение и эволюция локальных систем, в которых главную роль играет величина Z — (см. уравнение (1), определяемая изменением температуры T , давления P и химических потенциалов компонентов μ_i :

$$Z = E + TS - PV + \sum_{i=1}^k \mu_i n_i, \quad (7)$$

$$dZ = -S dT + V dP + \sum_{i=1}^f \mu_i dn_i + \sum_{j=f+1}^k n_j d\mu_j, \quad (8)$$

где $dZ = 0$ в состоянии равновесия; $dZ < 0$ в неравновесных состояниях; i — компоненты ($i=1, 2, \dots, f$) — инертные и j — компоненты ($j=f+1, f+2, \dots, k$) — вполне подвижные, потенциал которых задается внешними (по отношению к данной локальной системе) условиями [Коржинский, 1973]. В задачах, переходных между петрологией и геофизикой, минимизируется суммарный потенциал W (1), определяемый изменением величин Z и G .

Наиболее важны «обратные» петрологические задачи, в которых по минеральным ассоциациям реконструируются T , P , μ_i и динамика их изменения. Удобной и широко распространенной формой решения таких задач является нахождение петрогенетических решеток, обобщение которых с учетом геологических данных приводит к построению фациальных схем.

Напомним, что петрогенетические решетки строятся на основе моновариантных линий равновесия минеральных реакций, положение которых в P - T -координатах вычисляется методом смещен-

ного равновесия потенциала Z [Коржинский, 1973]. Уравнение смещенного равновесия для случая $dn_i = 0$ и $d\mu_j = 0$ имеет вид

$$d(\Delta Z) = -\Delta S dT + \Delta V dP = 0$$

или

$$\frac{dT}{dP} = \frac{\Delta V}{\Delta S}, \quad (9)$$

где ΔV и ΔS — объемный и энтропийный эффекты реакции. Для простейшего случая твердофазных реакций (см., например, реакцию $An \rightarrow Gr + Disc + Kv$ на рис. 4)

$$dT/dP = \Delta V/\Delta S = \Delta V^0/\Delta S^0 = \text{const}, \quad (10)$$

т. е. линия реакции представляет прямую линию и ее легко рассчитать, исходя из стандартных термодинамических величин. Для реакций плавления или реакций с большим количеством летучих (H_2O , CO_2 и др.), выделяющихся или поглощающихся в ходе реакции, ΔV и ΔS меняются вдоль линии реакции, так что линия может иметь заметную кривизну и даже экстремальные точки (см. рис. 5 и 4). В этом случае надежнее найти положение линии на P - T -диаграмме экспериментально, добываясь условия моновариантного равновесия (например, методом моновариантных смесей минералов). Условие равновесия, как показывает опыт, является достаточным приближением для большинства эндогенных процессов [Фации..., 1970; Коржинский, 1973].

Таким образом, наиболее надежные петрогенетические решетки получены экспериментальным путем в сочетании с термодинамическими расчетами при условии термодинамического равновесия в системе. Расчеты равновесий особенно необходимы для «полных» петрогенетических решеток (или диаграмм состояния), в которых определяются все стабильные и метастабильные линии в данной системе, заданной числом фаз Φ и компонентов k . Для моновариантных равновесий согласно правилу фаз

$$\varphi = k + 2 - \Phi', \quad (11)$$

где $\varphi = 1$ и $\Phi' = k + 1$. Общее число линий в полной диаграмме состояния равно $C_{\Phi \Phi'}$, т. е. тем больше, чем больше разница между $\Phi' = k + 1$ и общим числом фаз в системе Φ . Поэтому систему часто сводят к частной упрощенной системе, либо в сложной системе экспериментально определяется положение только части линий, остальные рассчитываются или находятся путем графического анализа. В сложных случаях приходится использовать методы комбинаторной геометрии [Многокомпонентные..., 1977]. Но практический интерес из многочисленных линий петрогенетической решетки представляет только небольшая их часть, которым соответствуют минеральные реакции в природе. Для выбора таких линий используются эмпирическое сопоставление с природными данными либо (для многокомпонентных систем) более строгий метод конверсий [Многокомпонентные..., 1977].

Экспериментальные данные, использованные ниже при построении фациальных схем, обобщены в работах многих авторов [Доб-

рецов и др., 1974; Фации..., 1970; Добрецов, 1980; Sobolev, 1977; Ringwood, 1975; Miyashiro, 1973; Condie, 1976 и др.].

При фациальном анализе определяются взаимонсключающие (критические или запрещенные) минеральные ассоциации, с помощью которых производится диагностика фациальных подразделений для наиболее распространенных пород коры и мантии. Другими словами, строится схема фаций в P - T -координатах, в которой границами фациальных подразделений являются выбранные (на основе предыдущего анализа и петрологического опыта) наиболее важные линии моновариантных реакций, фиксируемых в наиболее распространенных классах пород.

Положение линий реакций, в которых участвуют летучие компоненты, зависит от состава флюида, а реакций с участием фаз переменного состава, включая расплав и минералы с переменной железистостью, глиноземистостью и т. д., — от состава пород. Поэтому положение таких реакций на фациальной схеме уточняется на основе выбранной модели состава флюида и модельных составов пород.

В эндогенных процессах состав флюида или состав летучих, растворенных в магме, с достаточным приближением описывается, как уже отмечалось, системой $C-H-O-S$. Для наиболее типичных условий

$$X_{H_2O} + X_{CO_2} + X_A = 1, \quad (12)$$

где X_{H_2} , X_{CO_2} — молярные доли H_2O и CO_2 ; X_A — молярная доля «восстановленных» газов H_2 , CO , CH_4 и др., а также сернистых соединений (H_2S и др.). Для метаморфических процессов, как правило, $P_{общ} \approx P_{фл} = P_{H_2O} + P_{CO_2} \pm P_A$, причем $P_A \leq 0,1 P_{общ}$ [Фации..., 1970]. В этом случае снижение температуры реакций дегидратации или повышение температуры плавления при добавлении к флюиду дополнительных компонентов, кроме H_2O (т. е. вследствие снижения P_{H_2O}), при данном $P_{общ}$ определяется изобарой при $P_{H_2O} = const$, наклон которой равен

$$\left. \frac{dT}{dP_{общ}} \right|_{P_{H_2O} = const} = \gamma \frac{\Delta V_{H_2O}}{\Delta V_{общ}}, \quad (13)$$

т. е. зависит от экспериментально определяемого наклона линии $\gamma = \frac{dT}{dP}$ при $P_{H_2O} = P_{общ}$ и доли объемного эффекта воды ΔV_{H_2O} в общем объемном эффекте реакции. Поэтому в качестве фациальных границ выбираются либо твердофазные реакции, не зависящие от состава флюида, либо реакции с малым γ и (или) ΔV_{H_2O} , слабо зависящие от состава флюида, либо реакции при фиксированном модельном его составе.

С учетом всех этих требований построены общая схема фаций эндогенных процессов в коре и верхней мантии (рис. 4 и 32) и более частные схемы, приведенные на рис. 5, 8, 33 и 49. На основе упрощенной фациальной схемы рассмотрена выше и модель гравитационной дифференциации Земли (см. рис. 3); причем разным

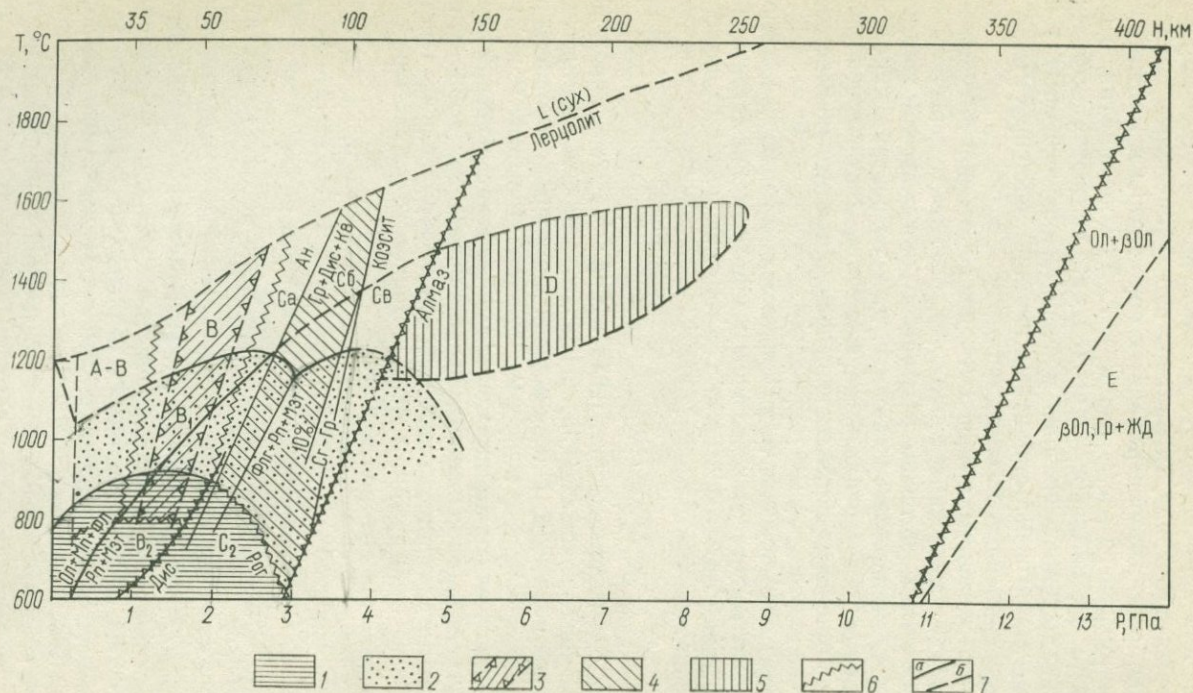


Рис. 4. Схема фаций (А—Е) верхней мантии. По Н. В. Соболеву [1974] с изменениями.

1 — поле устойчивости роговой обманки; 2 — поле устойчивости флогопита; 3 — интервал эклогитизации в обычных габбро (см. рис. 5); 4 — поле субфации Сб; 5 — условия образования природных парагенезисов с алмазами; 6 — границы фаций, символизирующие неопределенность из-за переменности состава минералов; 7 — главные линии минеральных превращений: достоверные (а) и экстраполированные (б)

Р-Т-условиям на рис. 3 соответствуют разные зоны в Земле, границы которых фиксируются реакциями плавления (в частности, границы внешнего ядра и астеносферных зон) и твердофазными реакциями, пересечение которых с линиями плавления определяет ряд дополнительных эффектов, например излом линии плавления или даже появление минимума (см. рис. 4 и 5) согласно общему правилу В. С. Соболева [Соболев, 1964].

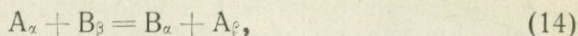
Построенная на рис. 4 схема представляет детализацию рис. 3 для условий верхней мантии. Эта схема аналогична схемам фаций метаморфических пород (см. рис. 32), но в отличие от коровых метаморфических пород в верхней мантии главное значение имеют твердофазные реакции, служащие границам для определения давления. Соответственно этому выделяются фации глубинности АВ (анортит-форстеритовая), В (шпинель-пироксеновая), С (графит-пироповая), D (алмаз-пироповая) и Е (рингвудитовая; рингвудит — название шпинелевой модификации оливина β — Mg_2SiO_4). Внутри фации В происходит переход габбро и двупироксеновых гнейсов в эклогиты для большинства пород основного состава [Ringwood, 1975]. В фации С выделяются три субфации: Са (шпинель-пироповая, или переходная), Сб (гроспидитовая и Св (козситовая).

3680
При диагностике фаций и субфаций, а также для уточнения Т и Р внутри фацальных подразделений используются другие методы парагенетического анализа, в частности изменение состава минералов в дивариантных ассоциациях. Примером этому является изменение хромистости граната в парагенезисе $Ol + Cr - Шп + Rn$, которое используется для уточнения границ субфаций Са, б, в (см. рис. 4). Как показали В. С. и Н. В. Соболевы (1974 г.) и экспериментально подтвердили И. Ю. Малиновский и др. (1976 г.), с ростом давления Сг перераспределяется из хромшпинели в силикаты, особенно в гранат, и появляются Mg-Cr-гранаты с содержанием кноррингитового компонента $Mg_3Cr_2Si_3O_{12}$ в козситовой субфации Сб свыше 10% и в алмаз-пироповой фации D до 60%. Для оценок давления используется также перераспределение Са, Mg и Fe между клинопироксеном и гранатом, а также примеси K_2O в клинопироксенах и Na_2O в гранатах, наибольшие в алмаз-пироповой фации [Соболев Н. В., 1974; Sobolev, 1977].

Надежным, экспериментально обоснованным методом оценки температуры в верхней мантии является двупироксеновый термометр, основанный на распаде твердых растворов и перераспределении Са и Mg между ортопироксеном и клинопироксеном [Sobolev, 1977]. Вспомогательное значение (для оценки давления) имеет содержание Al в ортопироксене и Na (жадеита) в клинопироксене [Kushiro, 1965] в некоторых предельных парагенезисах.

Во всех этих случаях используется общее правило — с ростом Т и Р в сложных многокомпонентных системах происходит перераспределение компонентов между сосуществующими фазами, а фазовая реакция (т. е. появление или исчезновение фазы или фаз) происходит лишь при достижении этими фазами предельного со-

става. Это перераспределение можно записать в виде обменной реакции



где А и В — ионы или компоненты; α и β — фазы. Коэффициент распределения компонентов А и В между фазами α и β

$$K_D^{AB} = \frac{X_A^{\alpha} (1 - X_A^{\beta})}{(1 - X_A^{\alpha}) X_A^{\beta}}, \quad (15)$$

где

$$X_A^{\alpha} = \frac{n_A^{\alpha}}{n_A^{\alpha} + n_B^{\alpha}}, \quad X_A^{\beta} = 1 - X_A^{\alpha}$$

зависят от состава и условий кристаллизации фаз [Перчук, 1970]:

$$K_D^{AB} = \frac{\gamma_A^{\beta} \gamma_B^{\alpha}}{\gamma_A^{\alpha} \gamma_B^{\beta}} \exp(\Delta Z_{AB}^0 / RT), \quad (16)$$

где ΔZ_{AB}^0 — алгебраическая сумма молярных свободных энергий чистых компонентов А и В; γ — коэффициент активности компонентов А и В в фазах α и β . Активность компонента А в фазе α

$$a_A^{\alpha} = \gamma_A^{\alpha} \cdot C_A^{\alpha}, \quad (17)$$

где C_A^{α} — его концентрация в фазе α . Эти зависимости и основанные на них геотермометры и геобарометры мы будем использовать ниже при рассмотрении магматических и метаморфических процессов.

Фациальный подход при определении Р-Т-условий кристаллизации пород мантии (см. рис. 4) не зависит от того, кристаллизовались ли эти породы из расплава или из флюида или перекристаллизовались в твердом состоянии, тем более, что различить эти способы кристаллизации для пород мантии (т. е. глубинных ксенолитов) довольно трудно. Другими словами, фациальный подход в полной мере применим и к условиям кристаллизации магматических пород. В этих случаях вполне оправдано использование термина «обобщенные минеральные фации магматических и метаморфических пород» [Eskola, 1939]. Частным случаем этих обобщенных фаций являются метаморфические фации или еще более узкие метасоматические минеральные фации, устанавливаемые в данной Р-Т-фации по изменению химических потенциалов вполне подвижных компонентов μ_i [Маракушев, 1965].

Принцип фаций можно расширить еще больше и применить его к условиям выплавления, т. е. образования, магм. Автор назвал такие фации «фациями выплавления» (рис. 5). Границами этих фаций, как и на рис. 4, являются моновариантные или условно-моновариантные (при фиксированном составе флюида) линии равновесия в области существования силикатного расплава в верхней мантии. Эти фации диагностируются по минеральным ассоциациям между линиями солидуса и ликвидуса, равновесным с рас-

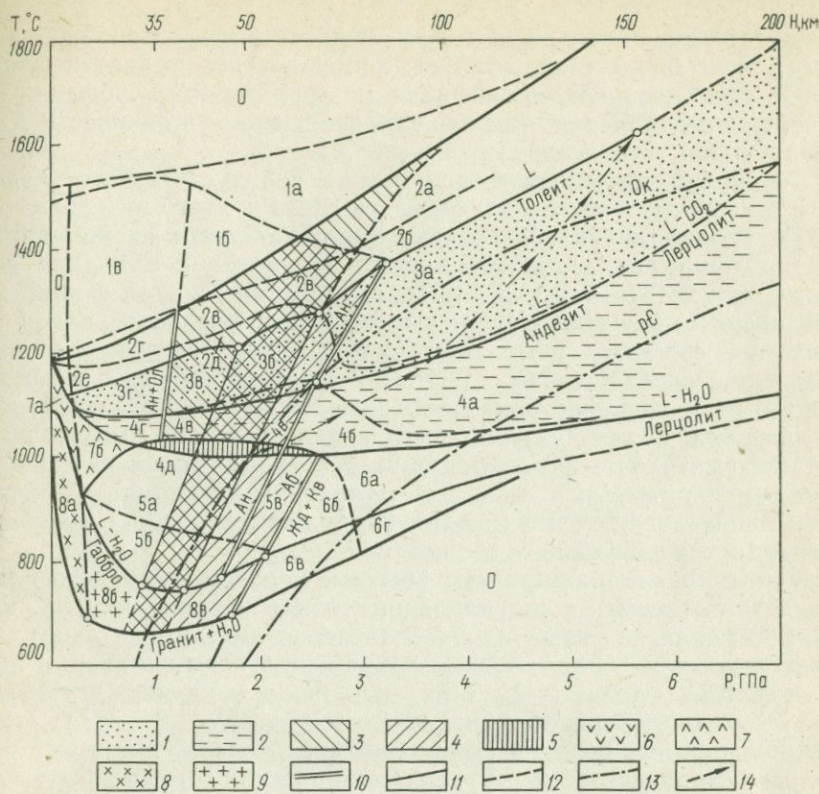


Рис. 5. Схема фаций выплавления в верхней мантии и коре.

1 — поле фации 3; 2 — поле фации 4 (кроме 4д); 3—4 — интервал главных фазовых переходов в ультраосновных (3) и основных — кислых породах (4); 5 — поле субфации 4д — плавления амфиболсодержащих перидотитов; 6—7 — поле фации 7 (6 — поле субфации 7а, 7 — поле субфации 7б); 8—9 — поле фаций и 8 (8 — поле субфации 8а, 9 — поле субфации 8б); 10 — линии разложения плагиоклаза в присутствии расплава; 11 — прочие линии плавления и минеральных превращений, служащие границами фаций и интервала эклогитизации; 12 — второстепенные линии, служащие границами субфаций; 13 — геоизотермы для океанических областей (Ок) и докембрийских платформ (рЕ); 14 — линия эволюции состава и условия плавления в океанической астеносфере. Цифры на схеме 1а—8в — фации и субфации, 0 — нуль области. L — сухой расплав, L—H₂O — водный расплав, L—CO₂ — расплав, насыщенный CO₂.

плавом (а не флюидом, как в метаморфических фациях) соответствующего состава. Области вблизи или выше линии ликвидуса или ниже линии солидуса для любых реальных составов обозначены на рис. 5 как 0 (нуль) области. В них фации выплавления маловероятны и не устанавливаются (верхняя — нуль — область) или невозможны (нижняя — нуль — область).

Фации 1 и 2 — области экстенсивного плавления (особые случаи) в верхней мантии. Фация 1 расположена между линиями плавления лерцолита (в «сухих» условиях) и линией ликвидуса пикрита и может быть названа меймечит-коматинитовой. Она достигается при степени плавления перидотитов верхней мантии > 30%; главными фазами, равновесными с расплавом, здесь будут

оливин и Сг-шпинель, к которым в низкотемпературной области или для особых составов может примешиваться гранат в субфации 1а или плагиоклаз в субфации 1в; границы этих субфаций намечены ориентировочно как продолжение линии устойчивости $An + Ol$ и линии плавления An (см. рис. 4).

Фация 2 расположена между линией солидуса «сухого» лерцолита и «сухого» толеитового базальта. Внутрь этого интервала попадают линии ликвидуса толеита (кроме области низких давлений) и линия плавления лерцолита в присутствии CO_2 (при давлении до 2,6 ГПа, см. рис. 5). Таким образом, в этой фации может происходить полное или существенное плавление пород основного состава или частичное плавление перидотитов в присутствии CO_2 ($+CO \pm CH_4$). Взаимодействие тех и других приводит к появлению пикритов или кимберлитов (в зависимости от давления и летучих), поэтому фация 2 может быть названа пикрит-кимберлитовой. Субфация 2а, б, в, г, д ограничена теми же двумя линиями (An и $An + Ol$), а также вышеупомянутыми линиями ликвидуса толеита и солидуса лерцолита ($+CO_2$). Значение этих и других субфаций будет показано ниже.

Фации 3 и 4 характеризуют обычные условия частичного плавления (анатексиса) в астеносферных зонах верхней мантии. Фация 3 ограничена снизу линией плавления андезита и дацита (в сухих условиях), к ней близка линия солидуса лерцолита в присутствии CO_2 (при $P > 2,5$ ГПа) и линия плавления (исчезновения) флогопитсодержащего перидотита (при $P < 2,5$ ГПа), т. е. в этой фации еще невозможны никакие водосодержащие минералы в равновесии с мантийными расплавами. Фация 3 может быть названа андезит-базальтовой.

В фации 4 в равновесии с ультраосновными и переходного состава расплавами появятся водные минералы — флогопит в субфации 4б, 4в, 4г и амфибол в субфации 4д. В субфации 4а возможно вхождение H_2O в структуру силикатов [типа пироксенов; Хлестов, 1975], поскольку ультраосновной расплав здесь богат водой ($P_{H_2O} = 0,1 - 0,3 P_{общ}$). При отсадке или разложении водосодержащих минералов могут появляться специфические базальты и андезиты, поэтому эту фацию можно назвать специфической андезит-базальтовой. Здесь могут выплавляться, в частности, породы серии марианит — бонинит [Геология дна..., 1980], а также водосодержащие кислые и средние магмы, дающие извержения катмайского типа.

В фациях 5 и 6 возможно частичное плавление водонасыщенных основных и средних пород ($P_{H_2O} = 1,0 - 0,3$), которое вследствие дефицита H_2O в мантии, как правило, не реализуется, или же здесь возникает небольшое количество расплава, неспособного внедряться к поверхности. Эти фации соответствуют «зонам размягчения» в астеносфере. Фация 5 (частично) характеризует высокотемпературные мигматиты гранулитовой фации регионального метаморфизма, т. е. анатексис в условиях глубинных частей коры.

Наконец, фации 7 и 8 представляют фации корового магматиз-

ма, причем субфации 7а и 8а характеризуют условия взаимодействия расплавов (синтексиса) и их кристаллизации в верхней части коры (на глубинах менее 15 км), а субфации 7б, 8б и 5а — в условиях нижних частей коры, включая условия интенсивного и экстенсивного анатексиса.

Астеносфера и глубинная магматическая модель

Астеносфера в геофизическом аспекте выделяется как зона пониженных скоростей в верхней мантии («волновод Гутенберга»), а в петрологическом аспекте — как зона частичного плавления вещества верхней мантии. Эта интерпретация подтверждается и петрологическими, и геофизическими данными. К последним относятся заметное затухание сейсмических волн (зона низкой добротности Q) и резкое изменение электропроводности [Ringwood, 1975; Жарков, 1978]. Петрологические данные (распространение и особенности мантийных магм и глубинных ксенолитов) показывают, что области излияния и глубинность выплавления таких магм хорошо коррелируются с областями распространения и глубиной залегания астеносферы или астеносферных линз. Частичное плавление в астеносфере обеспечивает не только мантийный магматизм с сопутствующими явлениями, но и другие формы взаимодействия литосферы и астеносферы, вскрыть которые — главная задача анализа эндогенных процессов на глобальном уровне.

В современном состоянии астеносфера наиболее достоверно устанавливается в активных зонах Земли — под срединноокеаническими хребтами, островными дугами и окраинными морями, рифтами и областями активного горообразования. В частности, на территории СССР и прилегающих стран астеносфера по данным сейсмического и электрического зондирования наиболее надежно устанавливается под Карпатами, Кавказом и Южным Каспием, Байкальской рифтовой областью, Камчаткой, Курильскими островами, Японией и прилегающими окраинными морями — Охотским и Японским. В то же время под Русской платформой и менее уверенно — под Сибирской платформой, Алтаем и Казахстаном астеносфера (волновод и зоны высокой электропроводности) не обнаруживается. По предварительным данным астеносфера отсутствует и под океанической плитой рядом с Японией, а также к югу от Алеутских островов. Суммарное количество астеносферных линз (точнее, площадей, под которыми есть астеносфера), определенное по затуханию сантиметровых волн, составляет около 25—30% (устное сообщение А. С. Алексеева), т. е. примерно соответствует суммарной площади активных зон на поверхности Земли.

Наличие астеносферы на сейсмических профилях под активными зонами и их отсутствие под платформами иллюстрирует и рис. 6, где выделяются также нерегулярные и маломощные волноводы в коре. Систематическое отличие средних значений скоростей волн в мантии под пассивными плитами и активными зонами (см.

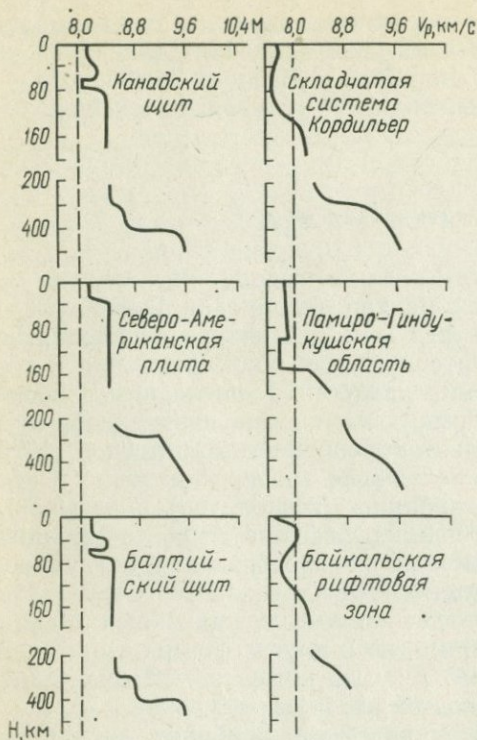


Рис. 6. Типичные сейсмические профили в верхней мантии (ниже поверхности М) для докембрийских платформ (слева) и активных областей (справа). Пунктиром показана скорость $V_p = 8,0$ км/с

рис. 6) также свидетельствует, что в первом случае мантия более плотная и (или) более холодная.

На основании геолого-геофизических данных [Добрецов, 1970] и общих петрологических построений, частично изложенных ниже, нами [Соболев, Добрецов, Соболев, 1977] построена более сложная модель астеносферы, чем обычно ее интерпретируют (рис. 7). Главная ее особенность — прерывистость, возможность полиастеносферного строения в участках утонения или выклинивания, создающие сложную конфигурацию и вероятность ее изменения во времени. Первой попыткой построения такой модели явился сейсмический профиль Памир — Байкал, на котором впервые было показано отсутствие астеносферы между активными областями [Алексеев, 1976 г.].

В участках с максимальным тепловым потоком и

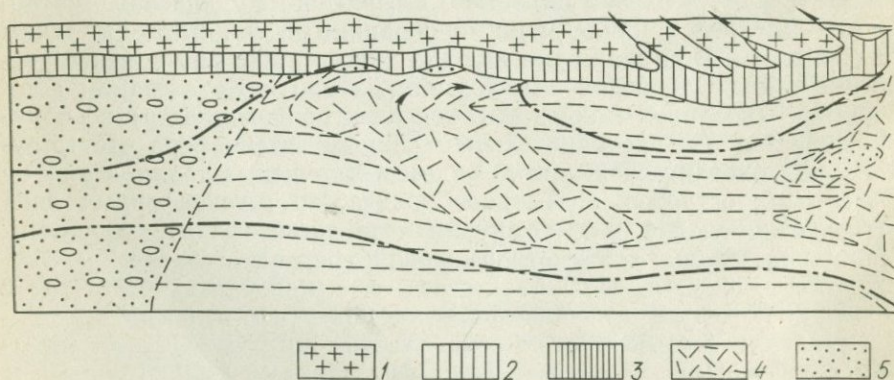
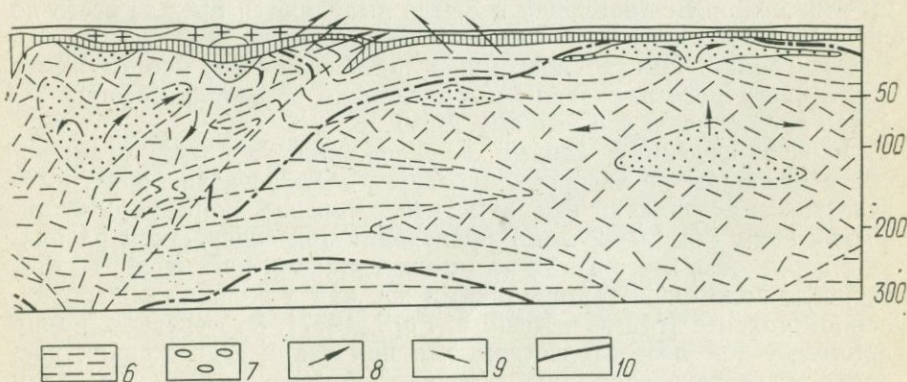


Рис. 7. Модель развития астеносферы под активными зонами в океанах и кон
1—2 — гранитно-метаморфический (1) и гранулитно-базитовый (2) слой континентальной концентрации расплава в мантии и нижней части коры; 3 — нормальная неистощенная линза расплава и астеносфере; 4 — надвиги в коре; 5 — граница зоны пониженной

(или) с недифференцированной и слабо истощенной (не «выплавленной») мантией астеносфера образует мощный сплошной слой с обособлением отдельных линз, обогащенных расплавом. Такие условия могут существовать под океанами, особенно под срединноокеаническими хребтами. Наоборот, под древними раннедокембрийскими щитами и платформами мантия прошла длительный путь «выплавления», «истощена» (т. е. обеднена легкоплавкими и радиоактивными компонентами), характеризуется низким тепловым потоком, поэтому астеносфера здесь может полностью отсутствовать. Это подтверждается данными по глубинным ксенолитам и новейшими геофизическими исследованиями. Например, под Сибирской и Африканской платформами, судя по ксенолитам в кимберлитах, мантия оставалась твердой до глубин 250 км и лишь иногда, спорадически и на разных глубинах возникали кимберлитовые очаги и астеносферные линзы, причем и кора, и верхняя мантия здесь приподняты (кора эродирована на 35—40 км) и в таком состоянии «заморожены» последние 1,5—2,0 млрд. лет [Соболев, Добрецов, Соболев, 1972]. Все это время мантия под платформами в основном была «мертва», исключая периоды магматической активизации в форме траппов в западной части и по окраинам платформ, которые связаны с глобальной активизацией мантии.

В переходной зоне, например, под островными дугами и окраинными морями, астеносфера имеет многослойное (полиастеносферное) строение в соответствии со степенью «слоистости» (дифференцированности) верхней мантии. Отдельные астеносферные слои и линзы постепенно выклиниваются в сторону платформ. Под рифтовыми и другими активными зонами на континентах существуют локальные участки астеносферы также с многослойным выклиниванием. При полиастеносферном строении верхней мантии возникает возможность скачкообразного (быстрого) перемещения расплавов и разнообразных взаимодействий расплавов (и флюидов)



тинентах: предполагаемый профиль океан — краевое море — континент.

коры: 3 — океаническая базитовая кора; 4 — аномальная мантия (астеносфера); 5 — линзы мантии; 7 — истощенная мантия под докембрийскими платформами; 8 — направление течения вязкости (астеносферы, по Е. В. Артюшкову)

в разных слоях и в коре. Следует отметить, что астеносфера как зона частичного плавления может быть прерывистой, но интегральная зона пониженной вязкости и низкой сейсмической добротности может быть почти непрерывной, поскольку и между линзами плавления температура близка к линии солидуса и вещество здесь «размягчено» [Жарков, 1978; Артюшков, 1979].

Это положение иллюстрируется ниже — см. рис. 8, на котором видно, что изотерма для докембрийских щитов не пересекает линии плавления, но на некоторой глубине (140—200 км) близка к линии плавления водосодержащего перидотита, и именно в этом интервале должна наблюдаться пониженная вязкость. Соответственно, на рис. 7 показаны три типа зон или тел, вложенных друг в друга и соответствующих разным понятиям астеносферы: 1) зона пониженной вязкости (10^{20} — 10^{21} пуаз), в которой отсутствуют частичное плавление и заметное изменение скоростей сейсмических волн, электросопротивления и добротности (астеносфера, по Е. В. Артюшкову, 1979); 2) зона частичного плавления, или аномальная мантия (по Е. В. Артюшкову), с содержанием расплава 1—5%, в которой понижается вязкость (до 10^{17} — 10^{19} пуаз), снижаются скорости V_p (до 7,6—7,7 км/с) и особенно V_s (до 4,1), добротность и электросопротивление (до 10^5 сименсов). Эта зона прерывистая, в местах выклинивания может иметь многослойное строение и соответствует обычному пониманию астеносферы, которое принято в настоящей работе; 3) магомгенирующие линзы, в которых содержание расплава повышается до 10—30%, а вязкость снижается ($<10^{17}$ пуаз); они имеют наибольшее значение как источник магматизма и как наиболее подвижные элементы тектоносферы, но еще недостаточно четко выделяются по геофизическим данным. Значение зоны пониженной вязкости для изостатических движений несомненно. Однако вряд ли целесообразно определять астеносферу как зону I, как это делает Е. В. Артюшков [1979], поскольку невозможно проследить непрерывно границы этого слоя. Все оболочки в Земле выделяются прежде всего по сейсмическим данным, благодаря относительной резкости сейсмических границ. Именно поэтому, а также с учетом корреляции с зоной частичного плавления мы предпочли общепринятое определение астеносферы (по второму типу).

Вышеприведенные данные о содержании расплава в астеносфере основаны на экспериментальных, геофизических и петрологических материалах. Так, заметное снижение скорости сейсмических волн (на 1,0—2 км/с) происходит при содержании расплава в перидотите всего 1—3%, а при содержании расплава 10—15% скорости волн оказываются такими же, как в полностью расплавленном толеите [Murase, Kushiro, Fujii, 1977]. Это связано, по-видимому, с тем обстоятельством, что при таких содержаниях расплава отдельные зерна породы теряют связность и порода в целом ведет себя как вязкая жидкость.

Теоретические и экспериментальные данные электропроводности также показывают, что наблюдаемая проводимость в асте-

носфере на глубинах 50—70 км порядка $2 \times 10^{-3} \text{ ом}^{-1}\text{см}^{-1}$ соответствует степени плавления не более чем на 3%. По независимым сейсмическим данным (затухание сейсмических волн и др.) содержание расплава в астеносфере определяется в пределах 1—10% [Anderson, Perkins, 1975], но, вероятно, ближе к 1—5%. Таким образом, три независимые оценки дают одну и ту же величину 1—5%. При таком количестве расплава он будет близок к насыщению летучими даже при малом содержании флюида в исходной мантии (не более 0,1%); например, в виде флогопита, амфибола, карбонатов (?) или в виде растворенных в силикатах H_2O , CO_2 , H_2 и др. Очевидно, такой расплав будет кристаллизоваться при значительно более низких температурах, чем «сухой» расплав, причем снижение температуры может достигать 400—500°С (см. рис. 4 и 5). Это не противоречит «слишком низким» температурам в астеносферном слое, полученным на основании тепловых потоков.

Но такой «поровый» расплав, содержащийся в малых количествах и насыщенный летучими, не способен внедряться в верхние этажи Земли или изливаться на поверхность. При слишком малом содержании магмы и при реальной ее вязкости порядка 10^3 пуаз, а также при низких скоростях деформации твердого каркаса она не способна дренироваться и сегрегироваться. Теоретические оценки показывают, что проницаемость расплава через частично расплавленную атмосферу сильно зависит от степени плавления, размера зерен и в меньшей степени — от вязкости магмы. Степень драгирования магмы из астеносферы, установленная теоретически и из модельных экспериментов [Arndt, 1977] при медленно поднимающемся (со скоростью от 2 до 50 см в год) участке астеносферы, указывает на то, что при степени плавления менее 5% будет дренироваться менее 1% расплава, а при некоторых дополнительных предположениях он вообще не будет дренироваться.

Таким образом, для вероятных условий в мантии, расплав будет дренироваться и (или) сегрегироваться при его содержании более 5%. Но если даже сегрегация магмы (при ее содержании в астеносфере менее 3—5%) произойдет, то такая магма, насыщенная летучими, при подъеме вверх раскристаллизуется, поскольку адиабатический градиент (тем более сверхадиабатический градиент) круче или даже имеет другой знак, чем наклон линии плавления такой магмы в Т-Р-координатах. В астеносферном интервале глубин 1,5—3,0 ГПа линии плавления водонасыщенных магм основного и ультраосновного состава будут находиться вблизи минимума (см. рис. 5).

Следовательно, чтобы астеносферный расплав был способен внедряться вверх, нужно его «подогреть» и увеличить его количество за счет дополнительного плавления и сегрегации в кровле (или выступах) астеносферы. Определение количества расплава в таких «магмогенерирующих» линзах в астеносфере можно получить разными способами. Один из них является соотношением расплава и фенокристаллов в реальных эффузивах, излившихся на поверхность (оно достигает 80% вкрапленников и 20% стекла,

т. е. количество расплава в таких линзах $\geq 20\%$); другой связан со способностью магмы дренироваться и сегрегироваться [Arndt, 1977]. Оптимальные условия, когда вся выплаваемая магма может быть удалена ($K_E \sim 1,0$), в зависимости от параметров модели (размеры зерен (a) и скорости подъема v) достигаются при содержании расплава 7—30% (в «среднем» около 20%). При степени плавления более 30% может происходить свободное осаждение или всплывание кристаллов и дифференциация магмы, т. е. излияния недифференцированных базальтов маловероятны. При степени плавления более 40% скорость отделения расплава превышает скорость расплавления мантии, поэтому трудно ожидать плавления более 40% мантийного вещества [Arndt, 1977]. Эти содержания 20—30% (или 10—40%) больше минимального количества расплава на 1—2 порядка. Соответственно меньше на порядок содержание летучих (вероятно, R_{H_2O} уменьшается от 0,7—0,5 $R_{общ}$ до 0,1 $R_{общ}$ или меньше). Верхний предел содержания летучих согласуется с оценкой содержания $H_2O = 1—1,5$ вес. % в излившихся мантийных магмах, полученной измерениями в лавах и стеклах, и на основе высоких температур кристаллизации фенокритов и кумулятивных фаз, достигающих 1400—1500°С для плагиоклазов и оливинов (табл. 2).

Расплав, бедный водой, в астеносфере должен быть достаточно высокотемпературным (см. рис. 5). Стрелки на рис. 5 показывают изменение состава выплавов с глубиной от водных расплавов, равновесных с амфиболом и флогопитом в фациях 4б и 4д к расплавам, обогащенным CO_2 (фация 3а), и к сухим выплавкам базальтов и пикритов субфации 2а.

Наконец, существуют косвенные оценки степени плавления в астеносфере при возникновении тех или иных магм, основанные на геохимических данных — сопоставление составов магм и респитов в отношении главных компонентов и малых элементов. Учитывая главные компоненты для базальтоидных магм (O'Hara et al., 1975, Irvine, 1977, Arndt, 1977), получим аналогичную степень плавления 15—40% и только для ультраосновных магм (пикритовой, коматитовой) — более высокую (до 80%). Оценка по малым элементам (таким, как Rb, Sr, Th, U, лантаноиды) в сравнении с хондритами дает для щелочно-базальтоидных магм степень плавления в мантии менее 5% [Gast, 1960; Shimizu, Arculus, 1975], а для коматитов — более 60% [Green, 1972]. Отметим, что если эти оценки верны, то щелочные и ультраосновные магмы должны в особых условиях выплавляться. Для щелочных базальтоидов это может быть влияние стресса ($\Delta P > \Delta \rho g$), увеличивающее степень дренирования при малом содержании расплава. Для ультраосновных магм это может быть многократное переплавление уже истощенной мантии, обогащенной оливином [Arndt, 1977], или внедрение кашеобразной смеси, содержащей более 50% кристаллов оливина.

Таким образом, нижний предел температуры появления расплава в астеносфере, обеспечивающей ее «размягчение», но не ге-

Максимальная температура гомогенизации расплавных включений
в минералах вулканических пород и офиолитов [Бакуменко и др., 1976;
Петрология и метаморфизм..., 1977]

Порода	Местонахождение	Минерал	T, °C
Меймечит	Сибирская плат- форма	Оливин	1450
Габбро в офио- литах	Иран, Сабзервар	Плагиоклаз	1435—1380
Офитовое габбро	Кипр, Троодос	То же	1310—1260
Оливин-анорти- товые включе- ния	Камчатка	„ „	1370—1345
Андезиты	То же	„ „	1370—1340
То же	„ „	Роговая обманка	1130
Липаритовая пемза	Камчатка, Хан- гар	Плагиоклаз	1390
То же	То же	Кварц	1260
Гиалодацит	Закарпатье	Плагиоклаз	1340
Кварцитовый порфир	Тянь-Шань	Пироксен	1290
Липарит	Исландия	Кварц	1320
То же	То же	Санидин	1200
Гранит-порфир	Болгария	То же	1290
Базальт	Камчатка, Ключи	Пироксен	1290
Трахибазальт	Зап. Камчатка	То же	1220
То же	То же	Биотит	1220
„ „	„ „	Калишпат	1250
„ „	О-в Тенерифе	Пироксен	1200
„ „	То же	Плагиоклаз	1180
Нефелиновый базальт	Венгрия	Оливин	1290
То же	То же	Пироксен	1280

нерацию магм, близок к температурам начала плавления «мокрых» пород соответствующего состава, а верхний предел температуры сегрегированной магмы, способной внедряться вверх и изливаться на поверхность, приближается к температурам начала плавления «сухих» систем. Этот интервал, как отмечалось, для системы постоянного состава достигает 500° C; дополнительные 100—300° C на той же глубине обеспечиваются за счет вариации состава выплавов (см. рис. 5). Увеличение содержания расплава в асте-

носфере до 20—30% может вызываться конвективным переносом тепла от нижерасположенных зон плавления или даже поступлением «пузырей» расплава из нижней мантии. В пользу последнего предположения говорят некоторые геохимические данные, свидетельствующие о том, что «некогерентные» элементы в земной коре (K, Rb, U, Th и др.) не могли сконцентрироваться из слоя 200—300 км, а лишь из значительно более мощного слоя порядка 1000 км [Gast, 1960; Ringwood, 1975].

Количество расплава является регулятором «магмогенерирующей» способности литосферы не только потому, что при малом содержании расплава он не способен «дренироваться» из астеносферы, но главным образом потому, что при достижении определенной концентрации расплава в астеносфере (или какой-то ее части) она становится легче перекрывающей плиты. Такая система гравитационно неустойчива, поэтому неизбежно должно развиваться «возмущения» и либо медленное «всплывание» астеносферных диapiroв [астенолитов, по В. В. Белоусову, 1975], либо «дренирование» расплавов по ослабленным зонам и их излияние на поверхность. Следовательно, если в астеносфере содержится немного расплава, она не может быть легче перекрывающей литосферы [Добрецов, 1978, 1979].

Одним из доказательств условия $\rho_{лит} > \rho_{аст}$ [Сорохтин, 1974; Океанология..., 1979] служит наличие срединноокеанического хребта (поднятие рельефа) там, где предполагается выход астеносферы на поверхность или ее очень близкое к поверхности нахождение. Действительно, в рифтовой зоне хребтов может быть временное гравитационное неравновесие, что подтверждается тем, что рельеф хребта, вероятно, создан в четвертичное время после образования структуры магнитных аномалий [Грачев, 1977 и др.]. Аналогичные временные воздымания рельефа характерны и для континентальных рифтов. Возможно, некоторое значение может иметь избыточное давление в восходящих струях, используемое О. Г. Сорохтиным [Океанология..., 1979] при интерпретации гравитационных аномалий. Но, видимо, достаточно предположить наличие обогащенной расплавом, относительно легкой линзы в астеносфере при условии $\rho_{лит} (\text{сумм}) \leq \rho_{аст} (\text{сумм})$. Что касается другого довода — зависимости рельефа и мощности (?) океанической литосферы от ее возраста, то эта зависимость трактуется неоднозначно [Добрецов, 1980].

Как уже отмечалось (см. рис. 3), среди мантийных магм можно наметить три группы: 1) коматиты, пикриты, оливниновые и толеитовые базальты (океанические и континентальные), возникающие при повышенной степени плавления в мантии (более 10%) и дифференцированные от пикрита до базальта при отделении преимущественно оливина; из-за высокой степени плавления эти расплавы бедны летучими и их можно моделировать практически «сухой» системой $Фo - Ди - SiO_2 - An$ при разных давлениях [Добрецов, 1980]; 2) щелочные магмы (особенно калиевые базальты, мелилитовые базальты, кимберлиты, дифференцированные щелоч-

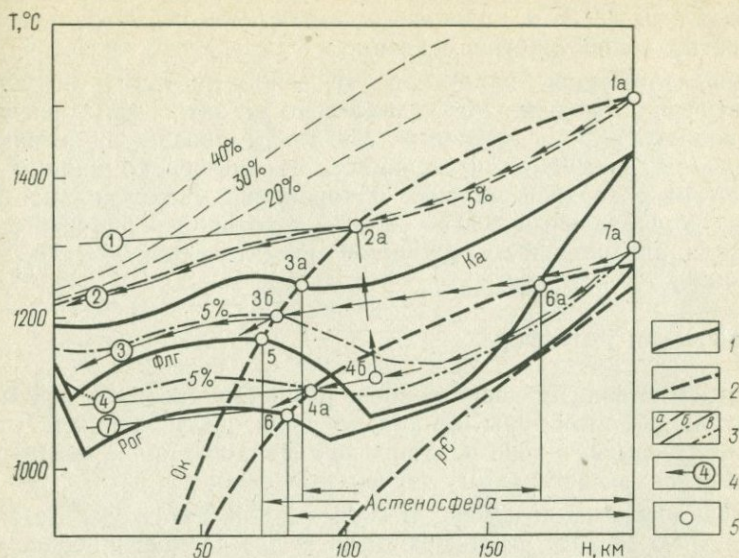


Рис. 8. Модель глубинного магнеобразования. По Н. Л. Добрецову [1980].

1 — кривые плавления перидотита с карбонатом (Ka), флогопитом (Флг), роговой обманкой (Pог); 2 — геотерма океаническая (Ok), для докембрийских щитов (pE) и промежуточная; 3 — изолинии степени плавления (a — для пиролита с 0,1 H₂O и карбонатсодержащего перидотита, б — флогопитсодержащего, в — амфиболсодержащего перидотита); 4 — направление подъема магм и типы магм, показанные цифрами (в кружках) на стрелках 1—7 (см. в тексте); 5 — изменение исходного состава магм с глубиной и вариациями состава субстрата (1a, 2a, 3a, 3б, 4a, 5, 6a, 7a)

но-ультраосновные комплексы), возникающие при малой степени выплавления (менее 5%) из астеносферы; для их образования и продвижения к поверхности необходим специальный флюидный режим и (или) специальные условия отделения расплава (типа фильтр — прессинга): 3) средние и кислые магмы, в первую очередь андезитовые серии островных дуг, образование которых тесно связано с флюидным режимом в верхней мантии или плавлением эклогитов.

В нашей глубинной модели (рис. 8) по сравнению с моделью А. Е. Рингвуда [Ringwood, 1975] учитывается многообразие составов в верхней мантии и способов удаления магм. В модели А. Е. Рингвуда разнообразие магм объясняется главным образом вариацией глубины и степени плавления при их подъеме. По нашей модели (см. рис. 8) при степени плавления до 5% в зависимости от глубины и наличия в мантии карбонатов, флогопита или амфибола формируются пикриты и меймечиты (1a, 2a), карбонатиты (3), щелочные базальты (3б), кимберлиты и щелочно-ультраосновные расплавы (4a, 6a, 7a), которые могут эволюционировать либо к меймечитам (4б → 2a), либо щелочным породам (7a → 3б → 5), протрузиям и интрузиям перидотитов (7, 6). При степени плавления более 5% и быстром излиянии формируются коматиты — пикриты (1), при отсадке оливина — толеитовые и оливино-

вые базальты (2, 3) и, наконец, андезиты, андезито-базальты (4) — из богатых водой участков мантии.

Вышеизложенное характеризует основные черты глубинной магматической модели. Мы сознательно не затронули дискуссионного вопроса о роли ликвации. Механизм продвижения магмы к поверхности, способ и интенсивность ее дифференциации и взаимодействия с верхней мантией и корой оказывают сильное влияние на окончательный состав магмы, в которой первичный состав выплавок, следующий из глубинной магматической модели, может быть сильно затушеван.

Океаническая литосфера

Представления о существенном различии океанической и континентальной литосферы не только коры, но и верхней мантии сложились сравнительно недавно, но сейчас все более подтверждаются благодаря детальному изучению океанов.

Океаническая литосфера в современной структуре Земли составляет более 50% ее поверхности. Более точное определение ее площади (55—65%) зависит от доли «микроконтинентов» в океанах. Океаническая литосфера покрыта водами океанов и окраинных морей средней мощностью 3,5 км. Литосфера отличается многими деталями под срединноокеаническими хребтами, океаническими плитами, окраинными и средиземными морями (рис. 9).

Главное, что объединяет литосферу океанического типа в разных геоструктурах — это молодая (моложе 150 млн. лет) и маломощная габбро-базальтовая кора, в которой практически отсутствует «гранитно-метаморфический» слой, и относительно малая мощность всей литосферы — от 20—40 км под срединноокеаническими хребтами до 70—80 км под большей частью океанических плит [Океанология..., 1979]. Правда, последние данные достаточно условные, так как астеносфера как частично расплавленный слой может отсутствовать под многими океаническими плитами. В таком случае граница океанической литосферы под плитами может означать переход к слою пониженной вязкости, «размягченному» вблизи температуры плавления, но не расплавленному. Однако сейсмические данные для большей части океанов (вне хребтов) отсутствуют, и получение их является одной из ближайших задач изучения океанов.

Состав и строение литосферной части верхней мантии под океанами известны также весьма приблизительно (см. рис. 9). Под срединноокеаническими хребтами она сложена гарцбургитами и лерцолитами. Гарцбургиты по петрохимическим данным (табл. 3) и по аналогии с офиолитами, которые служат моделью океанической литосферы, непосредственно подстилают кору срединноокеанических хребтов, а глубже располагаются менее истощенные лерцолиты, которые, по мнению Л. В. Дмитриева (1973 г.), О. Г. Соколина (1974 г.), А. Рингвуда [Ringwood, 1975], отражают состав астеносферы и первичной мантии.

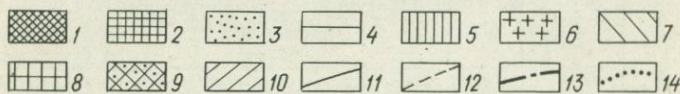
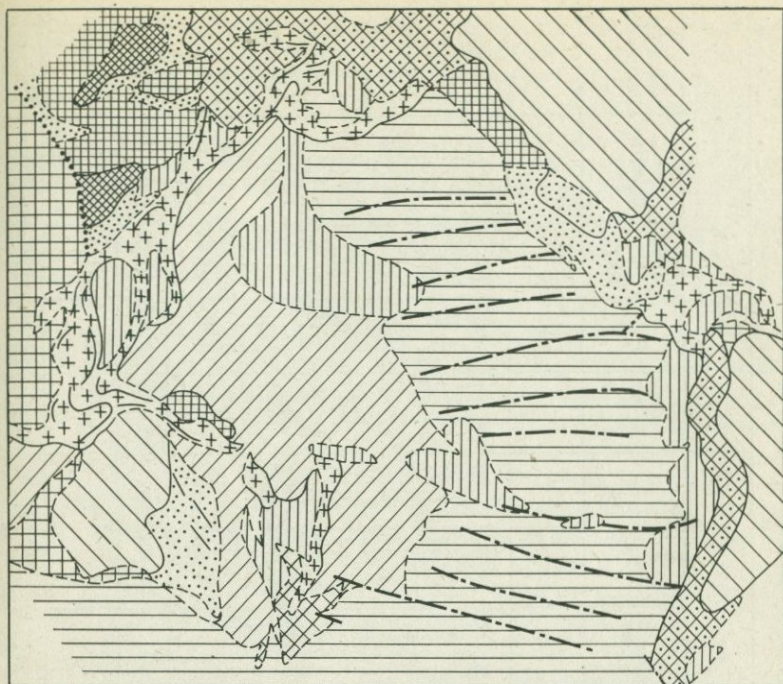


Рис. 9. Схематическая карта типов литосферной верхней мантии Тихоокеанского сегмента. По Н. Л. Добрецову и Н. В. Соболеву (1979 г.)

1—3 — континентальная мантия (1 — пироп-перidotитовая, 2 — шпинель-пироксенит-перidotитовая); 4—5 — океаническая мантия (4 — восточнотихоокеанского, 5 — гавайского типов); 6 — островодужная (офиолитовая габбро-пироксенит-перidotитовая) мантия; 7—10 — нерасчлененная мантия (7 — 1+2, 8 — 1+2+3, 9 — 3+6, 10 — 4+5); 11—12 — границы верхней мантии (11 — установленные, 12 — предполагаемые); 13 — трансформные разломы; 14 — условная граница нерасчлененной континентальной мантии

В целом разрез литосферы в районе срединноокеанических хребтов на основании геофизических моделей [Talwani et al., 1965; Ушаков, 1974], данных драгирования и глубоководного бурения представляется в следующем виде (рис. 10, № 11). Осадки здесь маломощные или отсутствуют. Верхнюю часть коры слагают базальты и диабазы, в том числе, вероятно, диабазовый дайковый комплекс, сходный с таковым в разрезе офиолитов. Нижняя часть коры представлена преимущественно габброидами и пироксенитами, глубже идут серпентинизированные гарцбургиты. Габбро, серпентиниты и гарцбургиты вскрываются местами на дне и на склонах рифтовых долин и осевых возвышенностей. Еще глубже располагается лерцолиты и разуплотненная мантия, которая представляет скорее всего зону частичного плавления, вероятно связанную с нижележащими зонами плавления и восходящими потоками в асте-

Состав океанической литосферы

Компонент	Срединноокеанические хребты [Дмитриев, 1973]			Гавайские острова, [Wright, 1912]						Острова Атлантики (Канарские, Тристан-да-Кунья) [Глубинные ксенолиты . . . 1975]					
	Габбро	Гарцбургиты	Лерцолиты	Мантлия в среднем	Габбро	Вебстериты	Гранатовые вебстериты	Эклогиты*	Лерцолиты		Керситовые габбро	Габбро	Черные пироксениты	Гарцбургиты	Лерцолиты
									\bar{x}	s					
SiO ₂	50,60	45,0	45,7	43,03	46,95	50,55	46,35	48,63	43,95	1,97	37,12	48,85	48,30	43,02	41,93
TiO ₂	0,66	0,1	0,2	0,60	0,31	0,47	0,61	0,60	0,22	0,13	4,73	0,42	0,45	0,16	0,07
Al ₂ O ₃	16,14	1,7	3,7	4,34	13,28	6,96	9,35	9,25	2,84	1,31	15,92	12,75	8,14	1,63	2,49
Cr ₂ O ₃	—	0,2	0,3	0,31	0,24	0,40	0,22	0,26	0,38	0,11	—	0,06	—	0,40	0,78
Fe ₂ O ₃	2,17	6,8	5,1	—	2,20	2,58	3,51	2,68	1,51	0,54	11,69	1,90	2,15	0,83	0,91
FeO	4,85	2,2	3,6	12,67	6,69	6,38	6,73	6,06	8,40	1,28	4,30	5,25	7,64	7,30	8,54
MnO	0,13	0,1	0,1	0,18	0,14	0,16	0,16	0,18	0,14	0,01	0,12	0,13	0,13	0,11	0,13
MgO	10,87	42,6	38,4	35,0	17,74	21,55	18,78	17,66	39,46	4,83	8,00	17,10	17,35	44,89	42,02
CaO	11,76	0,7	2,3	3,06	10,38	9,74	12,07	12,96	2,12	1,80	14,83	11,33	14,22	0,79	2,30
Na ₂ O	2,68	0,2	0,3	0,65	1,55	1,10	1,35	1,40	0,42	0,19	1,78	1,29	1,08	0,29	0,23
K ₂ O	0,14	0,1	0,1	0,10	0,05	0,07	0,15	0,06	0,05	0,04	0,64	0,10	0,0	0,15	0,06
P ₂ O ₅ (NiO)	0,1	(0,2)	(0,2)	0,06	0,03	0,04	0,06	0,12	0,07	—	0,44	0,03	0,06	0,03	0,03
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	0,48	0,39	0,48	0,33	0,53	—	0,46	0,46	0,55	0,26	0,25
Сумма	100,20*	100,0	100,0	100,0	100,04	100,39	99,94*	100,19	100,09	—	100,03	99,67	100,07	100,19*	100,06*
Число анализов	37	71	69	—	5	4	9	7	11		5	2	5	10	7
f	38,0	10,1	12,0	—	21,6	18,4	22,7	21,3			12,5	51,0	18,8	—	9,14

Примечание. Суммы, помеченные знаком *, дополняют NiO (0,1; 0,12; 0,33 и 0,32%).

носфере. Мощность всей литосферы здесь 20—40 км, на долю коры приходится 7—10 км, гарцбургитов — не более 10—15 км, остальная часть литосферы, переходящая по простиранию в астеносферную линзу (см. рис. 10), сложена плагиоклазовыми лерцолитами.

Литосфера под океаническими островами (типа гавайских, см. рис. 9 и 10) отличается от срединноокеанической. Вверху располагается мощная (15—20 км) вулканоплутоническая надстройка, слагающая кору вместе с вулканическим архипелагом. Острова сложены преимущественно щелочными базальтами, их основание — толентами и габброидами, которые отличаются по составу от срединноокеанических. Глубже располагаются также более мощная (80—100 км) литосферная мантия, имеющая преимущественно пироксенит-лерцолитовый состав. Лерцолиты, редко гарцбургиты в верхней части плагиоклазосодержащие и ассоциируют с безгранатовыми пироксенитами, в наиболее глубокой части (80—100 км) сменяются шпинелевыми лерцолитами с линзами гранатовых вебстеритов и «эклогитов» (гранатовых клинопироксенитов) [Wright, 1972]. Поскольку пироксениты независимо от происхождения включаются в состав литосферной верхней мантии, то полученный средний состав (см. табл. 3) отличается от лерцолитов срединноокеанических хребтов, которые принимаются за первичный состав верхней мантии [Сорохтин, 1974]. Литосферная верхняя мантия под Гавайскими островами более железистая, содержит больше Al, Ca, Na, т. е. менее истощенная или наоборот, вторично обогащенная легкоплавкими компонентами по сравнению со срединноокеаническими хребтами.

Литосфера под океаническими островами, сложенными только щелочными базальтами и их дифференциатами, — типа Таити, Га-лапагос в Тихом океане (см. рис. 9), Канарских, Тристан-да-Кунья, Гоф в Атлантике, — в свою очередь, несколько отличается от гавайского типа. Щелочно-базальтовые постройки образуют округлые или овальные ареалы разных размеров, наложенные на самые разные структуры океанического дна (см. рис. 9). Судя по глубинным ксенолитам, под этими постройками залегает «вторичная» мантия или «плутонический фундамент» [Vogley, 1974], сложенные различными габбро и черными пироксенитами, обычно содержащими титанистый амфибол (керсутит), редко флогопит, а также верлитами и оливниновыми пироксенитами. Глубже располагаются гарцбургиты и лерцолиты, относимые к «первичной» мантии и сходные с истощенной верхней частью мантии под срединноокеаническими хребтами (см. табл. 3).

Остальная часть литосферы океанических плит между островными поднятиями, как видно из рис. 9, достоверно не изучена. Благодаря глубоководному бурению здесь вскрыты только осадочный слой мощностью 0,2—1,0 км и базальты, сходные со срединноокеаническими, хотя отмечаются и заметные отклонения. Верхняя мантия и нижняя часть коры на большей части площади этих плит не доступна непосредственному изучению и плохо изу-

чены геофизически. Только вблизи трансформных разломов, таких, как Романш и Вима в Атлантике, Оуэн в Индийском, Элтанн в Тихом океане, драгированием и бурением обнаружены ультраосновные породы, реже габбро, сходные со срединноокеаническими. Однако в разломе Оуэн в Индийском океане ниже сильно серпентинизированных гарцбургитов драгированы шпинелевые перцолиты, образовавшиеся при повышенных давлениях и сходные с континентальной верхней мантией. Во всяком случае, такая мантия не могла образоваться в срединноокеанических хребтах. Наличие многочисленных микроконтинентов (Сейшельские острова, Кергулен и другие в Индийском океане, Кэмпбелл и поднятие Шатского (?) в западной части Тихого океана, см. рис. 52), пестрый состав вулканитов и другие факты свидетельствуют, что литосфера по крайней мере в этой части океанов гетерогенна и может включать большое число блоков древней литосферы континентального или переходного типа.

К последней относятся также литосфера окраинных и средиземных морей, части островных дуг и внутриконтинентальных рифтов (например, Красного моря, Афарского треугольника, оз. Байкал). Правда, под окраинными и средиземными морями, как и под

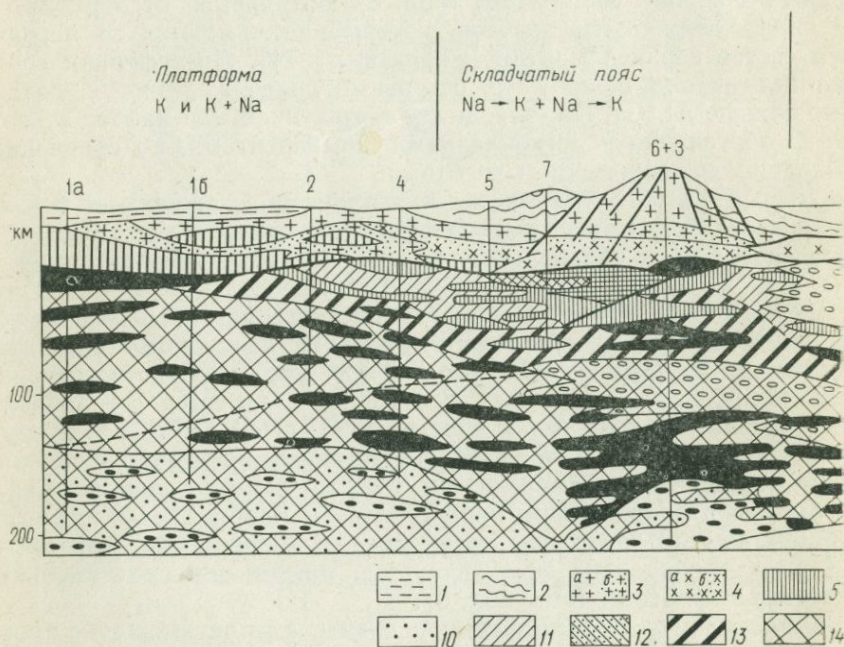
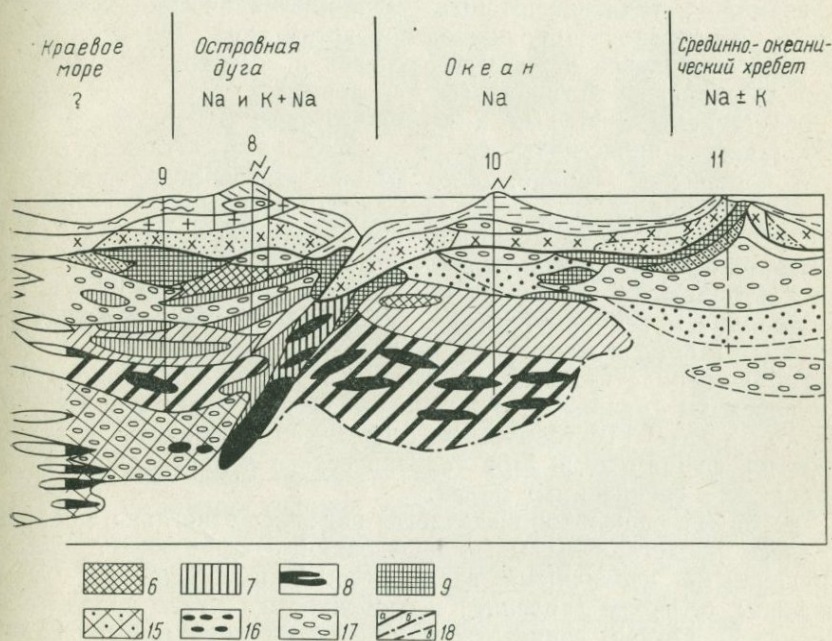


Рис. 10. Петрологический разрез земной коры и верхней мантии. По В. С. Собо
 1 — осадочный слой; 2 — осадочно-метаморфический слой; 3 — гранитно-метаморфический (а) и интенсивно (б) амфиболитизированные; 5—6 — пироксениты «зеленые» (5) и «черные» амфиболитизированные); 9 — амфиболиты и амфиболитизированные пироксениты; 10—12 — перидотиты (13 — гранат-шпинелевые, 14 — пироповые, 15 — алмазные); 16 — алмаги; 18 — границы: а — слой Мохо, б — зоны размягчения (астеносфера) под срединноокеанскими хребтами; 1—10 соответствуют разрезам 1—10 в работах «Глубинные ксенолиты в магматических сериях»

океаническими котловинами, нижняя часть коры и верхняя мантия достоверно не изучены. Однако наличие в обрамлении их офиолитовых пластин, надвинутых на континент или дугу со стороны окраинных или средиземных морей [Coleman, 1977; Тектоническое..., 1979], сходство разрезов офиолитов с породами, драгированными с островодужных склонов глубоководных желобов, и с глубинными ксенолитами в вулканах островных дуг типа Курил [Глубинные ксенолиты..., 1975], а также реконструкция древних складчатых областей, содержащих офиолиты, позволяют сравнивать разрезы офиолитов с верхней частью литосферы окраинных и средиземных морей и части островных дуг (на ранней стадии их развития) [Книппер, 1975; Руженцев и др., 1977].

Литосфера зрелых островных дуг отличается гораздо большей мощностью «базальтового» слоя или «коро-мантийной смеси», а также появлением гранито-метаморфического слоя. Первую особенность можно объяснить удвоением или утроением «океанической» коры вследствие деформации и крупных надвигов (следствием так называемого процесса «скупивания»); вторую — вовлечением в этот процесс микроконтинентов и (или) преобразованием утолщенной коры под воздействием андезитовой магмы.



леву, Н. Л. Добрецову, Н. В. Соболеву [1977] с изменениями.

слой умеренных (а) и повышенных (б) давлений; 4 — габбро и основные гнейсы, слабо (б); 7 — эклитоподобные породы; 8 — эклиты (в верхней части разрезов 6+3, 9 и 10 ридититы (10 — плагиоклазосодержащие, 11 — шпинелевые, 12 — серпентинизированные); 13 — зонные эклиты; 17 — зоны частичного плавления верхней мантии и промежуточные океаническими хребтами, в — нижний предел распространения флогопита. Вертикальные линии: литы. ..., 1975». Добрецов, 1980; *K, K+Na, N→K — показывает тип щелочности и его изме-

Таким образом, широко распространенное мнение, что офиолиты являются моделью океанической коры, или верхней части океанической литосферы, нуждается в некоторой корректировке. Океаническая литосфера, хотя и имеет ряд общих черт, все же гетерогенна, а офиолиты, встречающиеся на континентах и островных дугах, достаточно разнообразны. Среди них по совокупности геологических и петрологических данных можно выделить не менее трех типов [Добрецов, 1974; Miyashiro, 1975], а по петрохимическим и геохимическим данным — четыре типа. Палеотектоническая позиция разных типов дискуссионна, но сама проблема типизации офиолитов и их корреляция с разнотипными океаническими структурами достаточно актуальна [Петрология..., 1977; Пейве и др., 1977; International..., 1979]. Общими чертами всех офиолитов является их субслоистое строение; причем деформированные ультрабазиты, залегающие в основании разреза, сопоставляются с верхней мантией, переходный слой, слоистые кумулятивные габбро и диабазы — с нижней частью океанической коры, подушечные лавы базальтов и пелагические осадки — с ее верхней частью.

Наиболее распространенный первый тип офиолитов представляет, вероятно, фундамент части островных дуг, выдвинутых в океан, возможно, также некоторых срединноокеанических хребтов и рифтов переходного (средиземноморского) типа. Он отличается наличием комплекса параллельных даек и составом пород офиолитового разреза. Ультрабазиты, как правило, наиболее истощены и представлены дунитами и гарцбургитами. В переходном слое преобладают пироксениты, среди габбро — кумулятивные эвкриты и оливиновые габбро, часто сильно амфиболизированные и сходные с габбро в глубинных ксенолитах островных дуг, базальты и (или) диабазы сходны с андезито-базальтами островных дуг.

Второй тип офиолитов отличается менее истощенным характером ультрабазитов, троктолитовым составом переходного слоя и преобладанием габбро-норитов в габбровом комплексе, наличием офитовых габбро и массивных диабазов. Они сходны с некоторыми габбро-перидотитовыми интрузиями и иногда обнаруживают к ним переходы (например, в Байкало-Муйском поясе или Красноморском рифте [Тектоническое..., 1979]). Эти офиолиты слагают, вероятно, фундамент рифтов (океанического и переходного типа) окраинных и средиземных морей.

Третий тип офиолитов выделяется наименее отчетливо, поскольку здесь представлены метаморфизованные офиолиты с сильно нарушенными первичными взаимоотношениями. Характер метаморфизма (высокие давления) и особенности состава пород (обогатение Ti, Fe, Na) свидетельствуют, что эти породы были вовлечены в процессы субдукции и формировались в желобах или прилегающих частях плит.

Океаническая литосфера по наиболее принятой модели глобальной тектоники формируется в срединноокеанических хребтах на гребне восходящей ветви астеносферных течений и вместе с ними отодвигается в стороны, охлаждаясь и превращаясь в лито-

сферные плиты [Сорохтин, 1974]. Считается, что этот процесс сформировал все океаны за последние 150 млн. лет. Более древняя океаническая литосфера «поглощена» в зонах субдукции или по некоторым схемам никогда не имела такого широкого развития на Земле.

По моделям «океанизации» [Белоусов, 1975; Жданов, 1975] океаническая литосфера образуется на месте континентальной, возможно, вследствие катастрофического вулканизма и переработки континентальной литосферы, в частности, путем эклогитизации и погружения в мантию блоков нижней части коры. В этой модели не объясняются многие особенности строения океанов, такие, как полосовые магнитные аномалии и соответствие их возрасту дна океанов, трансформные разломы, молодость дна океанов и т. д., а также физико-химический механизм «уничтожения» гранито-гнейсового слоя. Как считает В. Е. Хаин [1978, с. 6], «...в современной океанической коре и верхней мантии нет ни малейших следов ассимиляции континентальной коры». Тем не менее ряд положительных моментов применительно к океанам типа Индийского в этой гипотезе имеется.

Континентальная литосфера

Континентальная литосфера по площади уступает океанической, но по длительности ее формирования и, соответственно, по массе переработанного материала и массе самой литосферы значительно превосходит океаническую. Как правильно подчеркивают многие исследователи, образование внешних оболочек Земли, в том числе самих океанов, не может быть понято без расшифровки длительной истории формирования континентальной литосферы, особенно ее ранних этапов.

Континентальная литосфера на всех уровнях в коре и верхней мантии еще более гетерогенна, чем океаническая. Здесь выделяются 6—7 типов верхней мантии (табл. 4) и гораздо больше типов коры. Но общими признаками всех участков типичной континентальной литосферы являются: наличие мощного (около 20 км) гранитно-метаморфического слоя, обуславливающего повышенную мощность всей коры (в среднем 40 км), и большая мощность всей литосферы при повышенной степени истощенности и неотчетливо выраженной нижней границе литосферной мантии. Последнее связано с тем, что астеносфера как слой частичного плавления отсутствует под большей частью континентов. Но даже в эпохи активизации и максимального развития астеносферы, как отмечено выше, мощность континентальной литосферы достигала 250—350 км.

Поверхность континентальной литосферы, включая шельф, очень разнообразна по геологическому строению и возрасту осадков. В первом приближении кору и, по-видимому, всю континентальную литосферу можно разделить на два типа. К первому относится литосфера древних платформ, а также крупных срединных массивов, ко второму — более молодых складчатых областей, ак-

Типы верхней мантии [Соболев и др., 1972, с изменениями]

Общий состав	Фация под поверхностью Мохо		
	Графит-пиропвая	Шпинель-пироксеновая	Анортит-форстеритовая
Лерцолит-гарцбургитовый	I. Пироп-перидотитовый (докембрийские платформы)	III. Шпинель-перидотитовый (докембрийские платформы и срединные массивы)	VI. а) Гарцбургит-лерцолитовый (фундамент срединноокеанического хребта) б) Плагноклаз-лерцолитовый (океанические острова гавайского типа)
Вебстерит-перидотитовый	II. Гроспидит-эклогит-перидотитовый (докембрийские платформы)	IV. Шпинель-пироксенит-перидотитовый (складчатые области)	VII. Анортит-пироксенит-перидотитовый с амфиболом (складчатые области с мафическим фундаментом, островные дуги, окраинные моря)
Пироксенитовый	—	V. Гранат-шпинель-пироксенитовый (складчатые области и срединные массивы)	VIII. а) Верлит-горнблендит-троктолитовый (островные дуги, складчатые области) б) Пироксенитовый (океанические острова)
	Континентальная мантия		Океаническая и переходная

тивизированных участков платформ и части рифтов, островных дуг и микроконтинентов. Во втором типе литосфера более изменчива.

Древние платформы и срединные массивы слагают не менее 70% площади континентов. Судя по возрасту основания платформенного чехла, они тектонически «мертвы» уже 1,7 млрд. лет. Этот платформенный, амагматичный режим нарушался только в эпохи активизации, проявляющейся в форме траппового магматизма. Однако континентальная литосфера здесь образовалась в основном еще раньше — в первые 2,0—2,5 млрд. лет. Доказательством служат возраст (2,5 млрд. лет и древнее) кристаллических пород фундамента и глубинных ксенолитов мантии и незначительный объем более молодых образований в коре этого типа. Кроме того, эти древние кристаллические породы и верхняя мантия под поверхностью Мохо сформировались при повышенных давлениях — 0,9—1,0 ГПа на поверхности щитов и 1,5—1,7 ГПа под ними. Последняя цифра относится к графит-пироповой фации (см. рис. 4), установленной по глубинным ксенолитам непосредственно под поверх-

ностью Мохо [Соболев, Соболев, 1964; Глубинные ксенолиты..., 1975]. Отсюда следует, что древние участки континентальной литосферы приподняты и эродированы в среднем на 35—40 км; вся остальная континентальная кора также представляет продукт разрушения и последующей переработки эродированной части древних протоконтинентов [Добрецов, 1978, 1980]. «Добавка» к массе континентальной коры за счет андезитового вулканизма и других процессов либо была незначительна, либо компенсировалась гипотетическим процессом «океанизации» континентальной коры (см. выше).

Литосферная мантия под платформами также сформирована в основном в раннедокембрийское время, судя по радиологическому возрасту глубинных ксенолитов в Южной Африке и Якутии [Sobolev, 1977]. В результате выплавления из этой мантии легких фракций, создавших древнюю континентальную кору, литосферная мантия здесь истощена. Наиболее наглядно это видно из сопоставления лерцолитов шпинелевой и пироповой фаций с наименее истощенными пироповыми лерцолитами (табл. 5), океаническими лерцолитами (см. табл. 3) и вероятным первичным составом верхней мантии [O'Hara et al., 1975]. Последний получен графически путем сопоставления состава «истощенных» перидотитов (реститов), толеитовых базальтов и эклогитов (выплавов) и пикритов — коматиитов, возникших в результате сильного (более 50%) плавления верхней мантии и близких потому к ее первичному составу. Такая «первичная» мантия содержала около 10% Σ FeO, 5—7% Al_2O_3 и 4—8% CaO. Состав ее отличается от пиролита, по Рингвуду, и ближе к перидотит-пироксенитовой мантии.

Как и в океанической мантии под срединноокеаническими хребтами, наиболее истощена верхняя часть мантии, представленная пироксен-шпинелевой фацией* по периферии платформ или активизированными их частями (например, на севере Сибирской платформы, под Танзанией). Глубже лерцолиты графит-пироповой фации и особенно катаклазированные лерцолиты коэзитовой субфации менее истощены и содержат прослой или линзы пироксенитов, эклогитов, гроспидитов [Глубинные ксенолиты..., 1975]. Эти породы представляют продукты глубинной кристаллизации мантийной магмы, не достигшей поверхности, или ее кумуляты, или продукты взаимодействия реститов с поднявшейся магмой. Точное их количество оценить трудно, но судя по ксенолитам в кимберлитах, их доля относительно перидотитов составляет от 5 до 30%. Содержание эклогитов и гроспидитов в количестве 30—40% соответствует «первичной» мантии, а 17—25% — различным составам пиролита, по Рингвуду, или океаническим лерцолитам, принимаемым многими за неистощенную мантию.

Состав мантии в алмазной фации отличается, хотя его оценка затруднена из-за редкой встречаемости соответствующих ксенолитов; лерцолиты отсутствуют, а перидотиты, судя по редким ксе-

* Это позволяет выделить здесь два или три типа верхней мантии.

Таблица 5

Состав древней континентальной литосферы (платформенного типа)

Компонент	Алмаз-пироповая фация					Графит-пироповая фация						Шпинелевая фация		Гранулитобазитовый слой		Гранитный слой			
	Дуниты-гарцбургиты		Эклогиты		Дистеновые эклогиты		Неишоженные пироповые перидотиты		Катаклазированные перидотиты		Перидотиты (средний состав)		Гроссидиты		Перидотиты трубки Мир*	Перидотиты из трубок Танзании	Средний состав континентов	Антарктиды	Средний состав
	\bar{x}	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}		
SiO ₂	41,30	46,00	2,20	42,61	1,27	44,66	43,08	44,66	0,32	43,73	1,74	41,80	42,62	58,2	59,4	66,7			
TiO ₂	0,02	0,56	0,26	—	—	0,19	0,17	0,00	0,08	—	—	0,07	0,06	0,80	0,80	0,50			
Al ₂ O ₃	0,80	14,08	1,90	24,31	2,38	2,80	1,77	1,22	0,61	27,48	2,96	0,72	0,43	16,0	14,80	15,20			
Cr ₂ O ₃	0,90	0,09	0,06	—	—	0,45	0,40	0,35	0,08	—	—	0,19	0,28	—	—	—			
Fe ₂ O ₃	—	—	0,67	1,74	0,22	—	1,23	—	—	1,67	1,22	1,02	1,20	2,80	2,10	1,50			
FeO	6,80	3,42	1,67	5,38	1,25	7,92	7,00	7,97	0,80	2,77	0,70	6,60	6,17	4,80	6,45	3,10			
MnO	0,02	7,68	0,08	—	—	0,12	0,12	0,11	0,02	—	—	0,11	0,12	0,15	0,16	0,07			
MgO	49,8	0,21	2,27	10,61	1,66	40,97	43,03	42,94	1,75	7,53	1,12	44,15	47,89	5,30	4,70	2,00			
CaO	0,15	13,57	1,50	9,60	1,20	2,59	1,57	0,81	0,38	12,14	2,25	0,42	0,58	6,00	6,10	3,70			
Na ₂ O	0,01	9,50	1,01	1,79	0,19	0,30	0,22	0,16	0,05	1,53	0,41	0,08	0,10	3,20	2,90	3,60			
K ₂ O	0,00	2,26	0,44	0,51	0,11	0,12	0,10	0,12	0,05	0,66	0,35	0,10	0,03	2,00	1,90	3,00			
P ₂ O ₅ (NiO)	(0,25)	0,68	—	—	—	—	—	0,02	0,01	—	—	0,06	0,02	—	0,18	—			
H ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,60	—	—	—	—			
Прочие	—	—	—	3,1	—	0,31	0,86	1,48	—	2,0	—	0,86	0,35	—	—	—			
Сумма	100,05	99,95	—	99,65	—	100,43	99,55	99,84	—	99,51	—	99,78	99,85	99,25	99,49	99,37			
Число анализов	4	12	—	11	—	20	14	61	—	12	—	17	8	—	—	—			
f	7,2	30,7	—	26,9	—	9,8	9,0	9,4	—	24,7	—	8,7	9,96	—	—	—			

Примечание: Данные: по составу мантии [Глубинные ксенолиты... 1975; Sobolev, 1977], по составу коры [Луцк, 1975; Равич, Каменев, 1972]. Состав гарцбургитов алмаз-пироповой фации ориентировочно по минеральному составу: 95% оливина, 4% граната, 1% хромита; выделены значимо отличающиеся содержания окислов в перидотитах.

нолитам и парагенезисам, включенным в алмаз, представлены исключительно дунитами и гарцбургитами [Глубинные ксенолиты..., 1975; Sobolev, 1977]. Но судя по ксенолитам в трубках «Мир» и «Удачная» и парагенезисам в алмазах, эклогиты и пироксениты наиболее разнообразны, в ряде случаев их доля увеличена и составляет не менее 20—30%, а в районах, примакающих к платформам (например, под Уралом), — до 40—50%. При интерпретации этих данных возможны два варианта строения зоны алмазной фации: 1) алмазная зона под платформами наиболее истощена и представлена преимущественно дунит-гарцбургитами, 2) алмазная зона, будучи «застывшей» астеносферой (см. рис. 10), резко дифференцирована подобно мигматитовым зонам в коре и представлена чередованием дунитов-гарцбургитов (реститов) и разнообразных, часто полосчатых эклогитов (в том числе коэситовых), которые являются продуктом кристаллизации из расплава и аналогичны лейкосоме в мигматитах.

Мигматитовая зона составляет большую часть древней континентальной коры. В нижней ее части, выделяемой как гранулитобазитовый слой, преобладают реститы базитового состава, а в верхней гранито-гнейсовой части — лейкократовые выплавки гранитоидного состава и продукты их осадочной дифференциации. Существуют и другие модели формирования гранито-гнейсового слоя, в частности гипотеза гранитизации первичной базитовой коры путем магматического замещения [Коржинский, 1952, 1953]. Таким образом, формирование континентальной коры, гранито-гнейсового слоя и мигматитов взаимосвязаны.

Континентальная литосфера другого типа, распространенная в древних складчатых областях, части рифтов и островных дуг, отличается более базитовым составом коры и менее истощенным характером верхней мантии (табл. 6), а также нередко меньшей мощностью коры (20—30 км) и литосферы в целом (80—150 км). Верхняя мантия представлена здесь шпинель-пироксенит-перидотитовым, гранат-шпинель-пироксенитовым, анортит-пироксенит-перидотитовым с амфиболом и верлит-горнблендит-троктолит-пироксенитовыми типами (см. табл. 4), из них два последних соответствуют малоглубинной анортит-форстеритовой фации и имеют своих аналогов в океанах, а шпинель-пироксенит-перидотитовый тип обнаруживает переходы к верхней мантии под платформами. Верхняя мантия всех этих типов содержит повышенное количество пироксенитов. Средний состав такой континентальной мантии в шпинелевой фации, определенный В. А. Кутוליным и Л. П. Агафоновым (1978 г.) с учетом избирательной дезинтеграции пироксенитов, близок к вышеупомянутому составу «первичной» мантии. Еще более основной состав можно получить и усреднением глубинных ксенолитов, если отнести к верхней мантии «черные пироксениты», происхождение которых дискуссионно. Их содержание в таких районах, как Юго-Восточная Монголия, Минусинская впадина, Гиссарский хребет, Дрейзер-Вейхер (ФРГ), Джунгария и др., составляет более 25%, а лерцолитов — только около 30%.

Таблица 6

Состав континентальной литосферы складчатых областей и островных дуг

Компонент	Графит пироповая фация		Шпинелевая фация						Пироксенитовая мантия, или коро-мантийная смесь						Кора			
	1	2	3	4		5	6		7	8		9	10	11	12	13	14	15
		\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	s	\bar{x}	\bar{x}	s	\bar{x}	\bar{x}	s	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}
SiO ₂	44,05	47,60	45,00	43,43	1,31	43,8	48,76	1,49	43,56	48,59	2,06	44,45	44,15	42,92	45,84	59,5	55,8	67,50
TiO ₂	0,10	0,25	0,07	0,13	0,10	0,12	0,51	0,16	0,21	0,23	0,03	0,65	0,34	0,81	0,38	0,80	0,71	0,50
Al ₂ O ₃	1,55	5,35	3,01	1,81	1,28	1,45	12,15	0,85	2,42	3,54	0,29	12,53	13,70	13,91	19,90	17,20	17,60	13,60
Cr ₂ O ₃	0,42	—	0,41	0,39	0,36	0,45	0,21	0,10	0,37	0,22	0,05	0,04	—	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	1,75	2,20	1,28	3,06	2,33	1,61	3,55	0,48	1,57	2,15	0,39	3,65	5,44	7,16	5,30	—	3,61	1,20
FeO	6,53	5,80	6,70	5,95	2,03	6,75	5,40	0,45	7,75	2,82	0,34	3,90	4,71	7,55	7,05	6,10	3,35	3,00
MnO	0,11	0,15	0,11	0,11	0,06	0,12	0,18	0,05	0,15	0,13	0,02	0,11	0,32	0,15	0,13	0,15	0,08	0,10
MgO	43,70	31,70	39,70	41,80	3,05	44,0	13,25	2,10	40,17	16,18	0,81	13,01	11,05	12,35	6,66	3,42	2,52	2,20
CaO	1,45	6,40	3,15	2,15	1,30	1,38	12,76	0,89	3,04	20,38	0,56	17,33	17,05	10,91	12,47	7,13	4,08	2,40
Na ₂ O	0,21	0,40	0,24	0,31	0,30	0,15	1,52	0,54	0,15	0,42	0,10	0,61	0,62	2,26	1,81	3,68	1,27	3,60
K ₂ O	0,03	0,15	0,04	0,10	0,12	0,03	0,20	0,31	0,04	0,19	0,06	0,17	0,18	0,86	0,20	1,60	2,70	1,70
P ₂ O ₅	—	—	0,05	—	—	—	—	—	0,01	0,05	0,02	0,05	0,06	0,06	0,12	0,10	0,15	0,10
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—	—	—	0,34	4,68	—	2,76	0,52	0,77	0,14	0,32	4,37	2,90
Прочие	—	—	0,20	—	—	0,19	1,51	—	0,22	0,42	—	0,74	1,86	0,28	—	—	3,81	1,30
Сумма	100,00	100,00	99,96	99,24	—	100,05	100,00	—	100,00	100,0	—	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,05	100,10
Число анализов	5	19	130	83	—	40	12	—	10	17	—	20	5	5	17	—	—	—
f	9,6	15,7	9,96	10,4	—	9,5	26,8	—	11,46	13,2	—	23,7	32,8	38,9	49,9	—	—	—

1 — пироповые перидотиты р-на р. Минусы и Монголии (по данным Н. В. Соболева и Л. В. Агафонова); 2 — континентальная мантия с учетом дезинтеграции пироксенитов [Кутолин, Агафонов, 1978]; 3—5 — шпинелевые перидотиты; 3 — неистощенные (Центральная Франция), 4 — в среднем для континентов, 5 — Драйзер-Вейхер (ФРГ); 6 — гранатовые пироксениты и эклогиты; 7 — лердолиты, Итиломе-Гата (Япония); 8—9 — оливиновые (8) и черные (9) пироксениты (Гиссарский хребет); 10—12 — Курильские острова, плагиоклазовые (10) и амфиболовые (11) пироксениты, габбро-амфиболиты (12); (3—12 — данные: Глубинные ксенолиты... 1975); 13 — средний андезит [Taylor, 1968]; 14 — осадки геосинклиналей [Тектоносфера... 1978]; 15 — гравакки францисканской формации [Бейли, Блейк, 1969].

Наконец, в верхней анортит-форстеритовой зоне пироксениты и амфиболиты нередко преобладают и содержат линзы перидотитов и габброидов. Такую зону, установленную под островными дугами, рифтами и некоторыми складчатыми областями, нередко называют «коро-мантийная смесь», поскольку она по геофизическим свойствам имеет промежуточный характер и менее отчетливую границу с нижней частью коры, состав которой можно сопоставить с габбро-амфиболитами (см. табл. 6). Верхняя часть коры представлена преимущественно граувакками и вулканитами андезитового состава в разной мере метаморфизованными, которые часто называются «диоритовым» слоем.

Активные зоны и их эволюция

Важной особенностью современного строения Земли является наличие активных зон; часть из них располагается на границе океанической и континентальной литосферы, часть — внутри них. В активных зонах наиболее интенсивно проявляются процессы взаимодействия литосферы и астеносферы. Поэтому они служат моделью (с соответствующими поправками) большинства эндогенных процессов в геологическом прошлом.

Современные активные зоны Земли подразделяются на несколько типов, характеризующих следующие районы:

- 1) срединноокеанические хребты,
- 2) внутриконтинентальные рифты,
- 3) окраинные и средиземные моря,
- 4) островные дуги и желоба (западнотихоокеанского типа),
- 5) желоба и кордильеры (андийского типа),
- 6) орогенные зоны гималайского типа,
- 7) зоны сдвиговых дислокаций и активизации: внутриокеанические (трансформные разломы) и внутриконтинентальные (сдвиговые зоны Калифорнии или Монголо-Охотского пояса).

С тектонической точки зрения первые три типа представляют зоны растяжения и пространственно переходят друг в друга. Есть основания полагать, что все они объединяются в мировую систему рифтов (рис. 11 и 52). Из них Атлантический океан — наиболее крупный рифт, наследовавший древний шов на месте палео-Атлантики, а восточно-африканские, или байкальские рифты — более мелкие зоны растяжения внутри континентов. Менее ясны соотношения окраинных морей и рифтовой системы. Активные зоны западнотихоокеанского, индийского и гималайского типов представляют собой зоны сжатия. Отчетливых зон перехода между ними не установлено, исключая Зондскую дугу и Зондский желоб, которые переходят в горные цепи Бирмы и далее в Восточные Гималаи.

С петрологической точки зрения важно, что первые три типа активных зон сопровождаются базальтовым вулканизмом (с вариациями от толеитов до щелочных базальтов), следующие три — андезитовым вулканизмом и (или) гранитным магматизмом, во

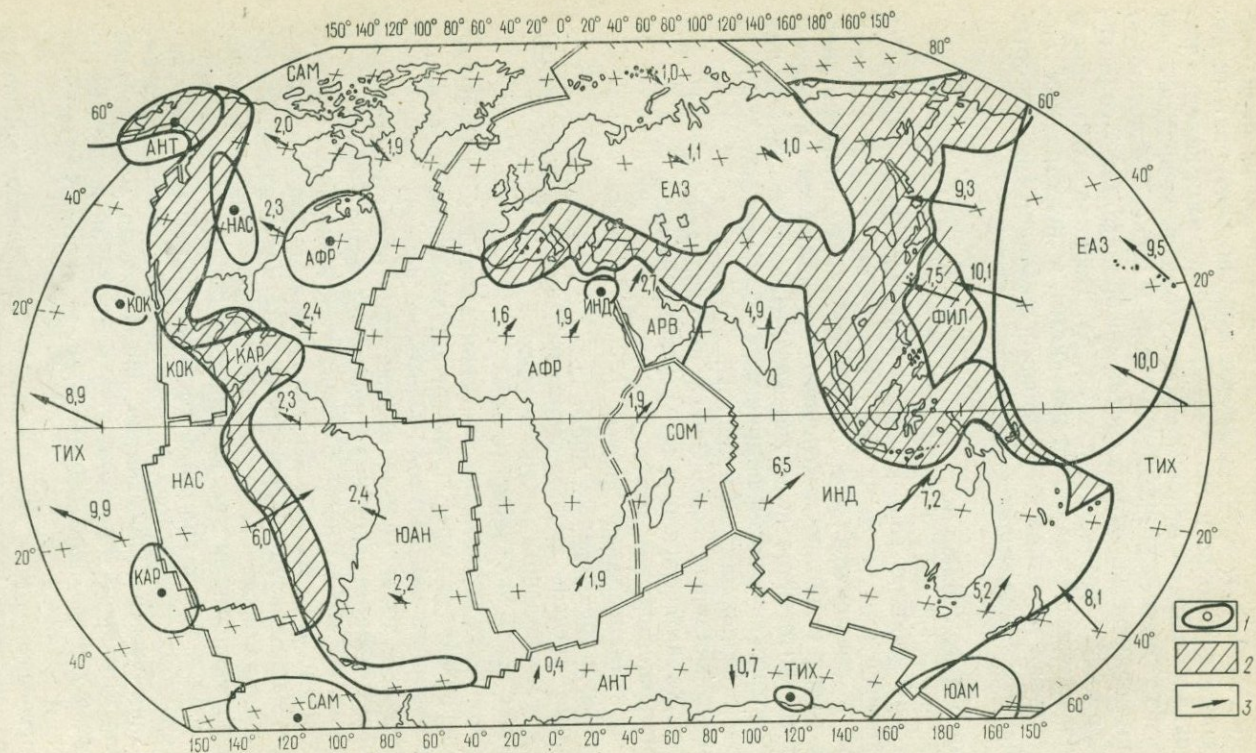


Рис. 11. Литосферные плиты и кинематическая картина их современного абсолютного движения. По С. А. Ушакову, Ю. И. Галушкину [1978].

1 — положение полюса вращения плиты и 95%-ный доверительный эллипс; 2 — Циркум-Тихоокеанский и Альпийско-Гималайский пояса планетарного сжатия; 3 — вектор абсолютной скорости перемещения (см/год).
 Плиты: САМ — Северо-Американская, ЕАЗ — Евразийская, АНТ — Антарктическая, ЮАМ — Южно-Американская, ТИХ — Тихоокеанская, АФР — Африканская, ИНД — Индийская, СОМ — Сомалийская, ФИЛ — Филиппинская, КАР — Карибская, НАС — Наска, АРВ — Аравийская, КОК — Кокосовая

многих случаях специфическим метаморфизмом. Зоны сдвиговых дислокаций в зависимости от обстановки могут сопровождаться базальтовым вулканизмом (трансформные разломы) или андезит-гранитным магматизмом (восточная часть Монголо-Охотского пояса, сдвиговые «ответвления» Охотско-Чукотского вулканического пояса), либо вообще магматизм в них не проявляется.

Первой серьезной попыткой увязать в глобальном масштабе процессы в активных зонах явилась теория тектоники плит, или новая глобальная тектоника [Hess, 1962; Isacks et al., 1968; Dewey, Bird, 1970; Новая глобальная тектоника, 1974; Океанология..., 1979]. Движущей силой перемещения плит считаются гипотетические астеносферные течения, представляющие по модели О. Г. Сорохтина (см. рис. 50) единую конвекционную систему во всей мантии. По теории тектоники плит все активные зоны возникают на границах жестких литосферных плит в результате независимого их вращения по астеносфере (см. рис. 11). Все семь типов активных зон логично и просто объясняются либо расколом и раздвиганием плит (первые три типа), либо их столкновением и поддвижением одной плиты под другую (зоны западнотихоокеанского, андийского и гималайского типов), либо скольжением друг относительно друга по сколовым зонам (зона сдвиговых дислокаций). Главные затруднения в этом объяснении вызывают системы окраинных морей, дуг и желобов западнотихоокеанского типа и их значительное отличие от андийского типа. В теоретическом аспекте наиболее спорными являются утверждения о недеформируемых плитах и субдукции. Ниже мы постараемся показать, что они не носят характер частных замечаний, а дают возможность строить новую, более гибкую во многих отношениях модель.

Прежде всего следует признать, по-видимому, ограниченность применения понятия «плитности». Океанические плиты при своей протяженности и малой мощности, разбитые многочисленными разломами (см. рис. 52), должны иметь маловероятные реологические свойства, чтобы двигаться как единое целое на тысячи километров по более пластичной астеносфере. Для континентальных «плит» существуют доказательства деформаций не только в зонах столкновения плит, но практически на всю их ширину. Например, для Азиатской «плиты» об этом свидетельствуют новейшее горообразование, сейсмическая активность, многочисленные зоны дислокаций, фиксируемые на космических снимках. Чтобы избежать это противоречие, сторонникам теории тектоники плит приходится дробить первоначально ограниченное число плит и выделять все новые плиты и микроблоки (см. рис. 11). Чем ближе мы переходим к конкретной геологии, тем меньше оказываются размеры «жестких» блоков, т. е. по существу это дискретно-непрерывная деформация значительной части Азиатского и других материков.

Аналогично и наличие снизу одной границы раздела плит не подтверждается — скольжение, как и следовало ожидать, происходит по нескольким границам, а нередко во всей массе деформи-

руемой плиты [Книппер, 1975, 1978; Пейве и др., 1977]. Очень важно подчеркнуть также, что зоны деформаций на «границах» плит во многих случаях являются очень широкими и значительно превосходят мощность литосферных плит (например, вышеупомянутая система окраинные моря — дуги — желоба). Подобное сочетание относительно жестких блоков и сложных, длительно развивавшихся зон деформации характерно не только для границ плит и внутренних частей континентов, но и для океанов, например для всей западной половины Тихого океана, имеющей мозаичное строение (см. рис. 9 и 52).

Но главным доказательством и одновременно важнейшим следствием деформируемости плит является тектоническое утолщение коры и литосферы в целом в результате сжатия. Идею утолщения или «скучивания» коры в результате деформаций, высказанную еще в конце прошлого столетия, применительно к новой теории последовательно развивают А. В. Пейве и его ученики [Пейве, 1969; Пейве и др., 1977; Книппер, 1975, 1978; Руженцев и др., 1977]. А. В. Пейве, в частности, считает, что даже утолщение срединноокеанических хребтов произошло в результате предшествующего сжатия и деформаций.

Можно ожидать, что деформации и утолщение коры примерно пропорциональны утолщению всей литосферной плиты и происходят многообразно. Но как отмечалось нами ранее [Добрецов, 1980], все многообразие деформаций можно аппроксимировать простейшим вариантом сжатия предельно «пластичной» пластины и получить, что тектоническое утолщение $K_T = H/h$ пропорционально сокращению ширины деформируемой пластины

$$K_T = H/h = n \cdot L/l, \quad (18)$$

где L — первоначальная ширина; l — ширина пластины (зоны) после деформации и утолщения. Независимые оценки сокращения ширины складчатых зон, основанные на «развертывании» складок и покрова, дают оценки K_T в 5—10 раз, но здесь следует учитывать возможность «соскальзывания» осадочного чехла с кристаллического подола, так что действительное сокращение всей литосферной плиты происходит, вероятно, в 3—5 раз. Если признать в целом возможность тектонического утолщения деформируемых литосферных плит и блоков, то отсюда следует несколько выводов. В частности, действительное вращательное движение плит по поверхности геоида и соответствующий дрейф континента окажутся много меньше или могут совсем отсутствовать [Добрецов, 1980]. Для Тихого океана (см. рис. 10) граница отодвигаемой и деформируемой Западно-Тихоокеанской плиты еще не достигла желобов по западной окраине Тихого океана, и следовательно, совсем нет необходимости предполагать там субдукцию и поглощение океанической коры. Важными поправками являются также все более многочисленные факты, показывающие, что зоны расширения по крайней мере в окраинных морях и рифтах всегда локальны и сопряжены в пространстве и во времени. Например,

Красноморский рифт стал открываться как раз тогда, когда закрылся Загросский рифт [Казьмин, 1975], а Японское море и Южно-Охотская котловина раскрывались одновременно с закрытием мезозойских бассейнов в районе Сихотэ-Алиня и Корякского нагорья [Руженцев и др., 1977] и складчатостью во всей Северо-Восточной Азии.

К числу достижений новой глобальной тектоники относят также предсказание возраста океанского дна по полосовым магнитным аномалиям, подтвержденное бурением с «Гломар Челленджер», предположение о существовании нового типа — трансформных — разломов, установленное сейсмическими и глубоководными исследованиями. Все это убедительно доказывает расширение океанического дна.

Другие прогнозы, связанные с зонами субдукции, менее убедительны [Океанология..., 1979]. Это касается характера движений в зонах субдукции, наличия «излома» литосферной плиты вдоль сдвиговой поверхности, падающей от островной дуги в сторону океана, затягивания рыхлых донных осадков под островные дуги и активные окраины. Однако по этим вопросам недостаточно еще фактических данных для их однозначного решения [Артемьев, Бодин, 1978; Балакина, 1979; Добрецов, 1980 и др.]. Напомним, что все известные явления можно объяснить надвиганием литосферы островной дуги или активной окраины континента на пассивную (илидвигающуюся, но это не обязательно) океаническую плиту.

В поисках объяснения все большее число сторонников теории новой глобальной тектоники приходят к выводу о существовании самостоятельных, или вторичных, конвективных ячеек (или «завихрений») под окраинными морями [Packham, Falvey, 1971; Зоненшайн и др., 1976; Океанология..., 1979, рис. 21 и др.]. Но при этом одни исследователи считают, что окраинные моря являются структурами растяжения, другие — что вторичные ячейки конвекции возникают только в обстановке сжатия, а глубоководные котловины представляют реликтовые участки океанского дна [Океанология..., 1979], это находится в явном противоречии с фактическими данными о молодом возрасте этих котловин, наличии здесь структур растяжения, например, в Японском и Филиппинском морях.

По нашему мнению [Добрецов, 1974, 1980], раскрытие окраинных морей аналогично спредингу в рифтовых зонах океанов и континентов, но происходит на утоняющемся краю континента и потому резко асимметрично — континентальная плита не перемещается или перемещается меньше относительно островодужной стороны. Появление островной дуги и желоба связано с надвиганием на относительно неподвижную (илидвигающуюся навстречу, но это не обязательно) океаническую плиту. Доводами в пользу этой модели являются высокий тепловой поток в тылу островных дуг над осевой зоной окраинных морей при отсутствии активного вулканизма, решающий вклад теплового потока в гравита-

ционные аномалии и несоответствие гравитационных и сейсмических данных моделям погружающейся литосферы [Артемьев, Бодин, 1978; Алексеев, 1976 г.; Segawa, Tomoda, 1976], складчатость и «скупивание» фундамента островных дуг, наличие континентальных блоков (микроконтинентов), а также полосовых магнитных аномалий, сходных со срединноокеаническими и др. в наиболее молодых бассейнах, например Западно-Марианском или Японском [Karig, 1971; Le Pichon et al., 1973]. М. Е. Артемьев и Дж. Бодин [1978, с. 14] считают, что существование погружающейся плотной литосферной плиты «не выявляется по комплексу сейсмических данных о строении коры и гравитационному полю».

Распределение землетрясений в зоне Заварицкого — Беньофа также оказывается сложным и фиксирует не только наличие цепочек, поперечных к фронтальной зоне и объясняемых теорией тектоники плит изломом литосферной плиты [Океанология..., 1979], но и общий воронкообразный характер зоны до глубины 100—150 км, где происходит магомгенерация (по петрологическим данным) и отмечается наличие отдельных гущений этих цепочек на большей глубине.

Эволюция активных зон во времени предполагается большинством геологов и тектонистов и составляет, вероятно, главное содержание геосинклинального процесса [Пейве, 1969]. В качестве модели принимается развитие системы островных дуг и окраинных и средиземных морей, в соответствии с чем выделяются океаническая, переходная, или островодужная и континентальная стадии. Океаническая стадия по содержанию соответствует чаще истории окраинного или средиземного моря [Книппер, 1975; Руженцев и др., 1977]. Эти стадии примерно соответствуют раннегеосинклинальному (раннему), инверсионному (среднему) и орогенному (позднему и конечному) этапам развития геосинклиналей в схемах других исследователей [Stille, 1924; Билибин, 1955 и др.]. За основу выделения этих стадий, что для нас важно, принимаются петрологические процессы: смена океанического натрового базальтового вулканизма андезитовым (известково-щелочной) островодужного типа и далее массовое появление К-Na и К («настоящих») гранитов.

По другим схемам, основанным на теории тектоники плит, для определения особенностей магматизма большое значение придается соотношению движения плит и конвективных течений в астеносфере, а также характеру и типу взаимодействия плит [Методы..., 1978; Зоненшайн и др., 1976]. Однако эти схемы вызывают многочисленные критические замечания.

Для решения спорных вопросов важно объективно оценить эволюцию активных зон в пространстве и во времени, хотя в настоящее время это нередко определяется только взглядами авторов. Например, наличие континентальной коры во многих островных дугах можно рассматривать как результат ее эволюции и образования гранитного слоя [Miyashiro, 1974; Сорохтин, 1974 и др.], а можно считать эту кору обломком континентального

края (микроконтинентом), отодвинувшимся в ходе спрединга окраинного моря [Karig, 1971 и др.]. Изменения состава вулканитов, в частности их щелочности, представляют результат влияния разного состояния и состава коры и эволюции мантийного вещества, что, в свою очередь, зависит от трактовки горизонтальных перемещений данного участка структуры. Например, одни исследователи считают, что вулканизм типичной островной дуги эволюционирует от толеит-базальтового к андезито-дацитовому вулканизму [Miyashiro, 1974, 1977], другие соответствующие различия вулканизма объясняют разным составом мантии и коры. В частности, кислые эффузивы появляются только там, где присутствуют микроконтиненты, и состав островодужных вулканитов, как и одновозрастных вулканических поясов, наложенных на континентальные окраины, закономерно меняется по простирацию с изменением состава коры и мантии.

Более определенны ныне наблюдаемые пространственные взаимоотношения. Можно констатировать постепенное изменение разреза коры и мантии, состава вулканитов и геофизических аномалий при переходе от островных дуг, выдвинутых в океан и заложенных, по-видимому, на океаническом основании (типа Марианской, Бонинской, Тонга) к дугам типа Курильской или внешней зоны Японии и далее к дугам типа Камчатки или внутренней зоны Японии, заложенным на континентальном основании. На примере Зондской дуги, Камчатки и Охотско-Чукотского пояса видно также, что дуги могут переходить в наложенные вулканические пояса материковых окраин андийского типа (связанные с полугими зонами субдукции под континент) или чукотского типа, по-видимому не связанные с зонами субдукции. С другой стороны, дуги, выдвинутые в океан, могут сочленяться со срединноокеаническими хребтами через трансформный разлом или более сложным способом (например, Ново-Зеландская дуга — дуга Маккуори — Срединно-Индийский хребет). Состав базальтов дуги Маккуори занимает промежуточное положение между островодужными и океаническими толеитами. Подобный состав имеют ранние толеиты Марианской и Бонинской дуг. Возможны также постепенные переходы от зон субдукции к трансформным разломам и далее к зонам спрединга или зонам андийского типа. Например, зона расширения Тихоокеанского срединного хребта приобретает в Калифорнийском заливе преимущественно сдвиговую составляющую, а дальше переходит в Каскадный пояс, где известны молодые излияния андезитов. Зондская дуга и зоны андийского типа переходят по простирацию в активные зоны гималайского типа, лишенные проявлений известково-щелочного вулканизма, но насыщенные гранитоидами.

Очевидно, между всеми типами активных зон существуют взаимоотношения, а последовательность их развития может иметь разную направленность. Особое значение имеет развитие окраинных и средиземных морей, поскольку такая обстановка предполагается для ранних стадий развития эвгеосинклиналией.

В последнее время многие исследователи разрабатывают более сложную и более гибкую систему моделей, чем догматизированная теория тектоники плит [Хайн, 1978]. По мнению автора, бесспорным является образование и раскрытие мировой системы рифтов в зависимости от конкретной обстановки: 1) спрединг океанов в виде системы СОХ и трансформных разломов, 2) «микрoокеанов» и окраинных рифтов, переходящих во внутриконтинентальные рифты, 3) асимметричный спрединг окраинных и средиземных морей. Эти процессы сопровождаются (и усложняются) одновременным «закрытием» соседних зон, деформацией и утолщением значительной части движущихся плит и блоков, разрастанием (или, наоборот, отмиранием) астеносферных зон, которое связано с вертикальными «горячими» струями подастеносферного вещества, хотя существующие модели горячих струй [Morgan, 1971; Burke, Wilson, 1977] слишком приблизительны и предположительны, созданием сложной системы глубинных течений с общим их усложнением к поверхности. Эти процессы и течения регулируются стремлением к гравитационному равновесию и общим полем напряжений, созданным несферическими неоднородностями в Земле.

При разработке системы сложных глубинных течений перспективными кажутся два направления. В одном из них предполагается, что крупномасштабная конвекция в нижней мантии или отсутствует, или разбивается на более мелкие конвекционные ячейки (линзы) в астеносфере или астеносферных линзах [Артюшков, 1968, 1979; Richter, Parsons, 1975; Liu, Chang, Wyatt, 1976]. В другом [Мясников и др., 1978] предполагается конвекция, обусловленная перемещением в поле силы тяжести локальных неоднородностей в недрах планеты, что приводит к отсутствию стационарных конвекционных ячеек, латеральной изменчивости астеносферы вплоть до ее исчезновения. Механизмом этой конвекции, по мнению В. П. Мясникова, может явиться бародиффузия.

ТИПЫ МАГМАТИЗМА И МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Формационный анализ, модели и типы магматизма

Картируемые в региональном масштабе геологические тела (ассоциации пород) получили в советской литературе название геологических формаций [Шатский, 1965; Кузнецов, 1964]. Строение и развитие сегментов литосферы (особенно верхней части коры), по мнению советских геологов, наиболее эффективно изучаются с помощью формаций. Кроме того, выделение и картирование формаций и связанных с ними полезных ископаемых являются важнейшей прикладной задачей геологических наук, в том числе петрологии.

Формационный анализ подразумевает объединение пространственно сопряженных пород в совокупности (тела, комплексы) по некоторым общим признакам, которые зависят от масштаба и целей исследований. Среди формаций по наиболее существенным признакам, свидетельствующим об условиях формирования, принято выделять осадочные, магматические и метаморфические формации [Шатский, 1965; Кузнецов, 1964; Добрецов, Соболев, Хлестов, 1969]. Магматические формации включают магматические комплексы разного состава и генезиса, метаморфические формации — метаморфические комплексы (свиты), отличающиеся по составу и (или) условиям метаморфизма.

При выделении и классификации эндогенных формаций автором предложен общий модельный подход [Добрецов, 1972]. Суть этого подхода заключается в том, что и магматические, и метаморфические формации подразделяются по двум важнейшим группам признаков. К первой группе признаков относятся обобщенные характеристики состава формаций (обобщенные классы по составу и их комбинации); ко второй — условия образования формаций, охарактеризованных на основе выделения обобщенных типов магматизма и метаморфизма, каждому из которых в принципе соответствует своя геологическая модель процесса. Построение моделей, в свою очередь, позволяет уточнить классификацию, выявить наиболее существенные признаки, дополнительное изучение которых, а также исследование новых объектов и экспериментальная проверка модели вносят уточнения в саму модель. Модельный подход, кроме того, дает возможность избежать огромного числа формально возможных классификаций на основе всех измеряемых признаков.

С главными вещественно-генетическими признаками коррелируются и другие, такие, как тектонические или металлогенические, но мы не считаем, что тектонические признаки должны быть основой выделения и классификации эндогенных формаций. Между тектоническими признаками и характером магматизма или ме-

таморфизма нет однозначной связи, поэтому сами авторы «тектонических» классификаций эндогенных формаций вынуждены отказываться от этого принципа [Кузнецов, 1973]. Состав формаций и условия их образования также нередко коррелируются, поэтому многие типы магматизма или метаморфизма представлены ограниченным по составу классом пород (например, базальтоидный магматизм или глаукофансланцевый метаморфизм), но в других типах состав формаций варьирует очень широко. В этих случаях можно выделять узкие по составу формационные единицы, особенно если с ними коррелируются определенные полезные ископаемые, и сложные составные формации или серии [Г. Добрецов, Н. Добрецов, 1972]. В свою очередь, формации можно объединять в вертикальные (по разрезу или по времени) и латеральные (в пространстве) ряды формаций. Наконец, разнообразные по составу формации, соответствующие определенному типу магматизма или метаморфизма, объединяются в генетическую группу формаций (или надформацию).

Остановимся на генетических признаках формаций, прежде всего на принципах выделения типов магматизма и метаморфизма. При их выделении приоритет отдается минералогическим критериям, позволяющим определить условия кристаллизации (Т, Р, скорость процесса, окислительные условия и др.), а также геологическим, прежде всего пространственным признакам (форма тела или ареалов, зональность и др.). Эти признаки в принципе определяются однозначно, и их совокупность вместе с необходимой в ряде случаев геофизической и геохимической информацией позволяет переходить к построению физических (предпочтительно динамических) моделей. Эти принципы были выдержаны при выделении типов регионального метаморфизма. Сложнее обстоит дело с выделением типов магматизма. Здесь нет общепринятых подразделений, хотя типизация магматизма в той или иной форме признавалась В. С. Соболевым [1936, 1947], Ю. А. Кузнецовым [1964] и другими петрологами. Некоторые подразделения магматизма — щелочной и гранитный, щелочно-известковый и базальтоидный — широко применяются в литературе.

При выделении типов магматизма необходимо учитывать как условия кристаллизации, так и условия выплавления и дифференциации магмы. Последние определяются теоретически (см. рис. 5), но в значительной мере гипотетично, так как информация об этом может исчезнуть в результате перемещения, кристаллизации и аутометаморфизма магматических продуктов. В качестве такой информации используются данные о глубинных ксенолитах и особенностях состава магматических пород в сопоставлении с экспериментальными данными. Поэтому предложенная типизация магматизма (табл. 7) предварительна.

Анатексис. По механизму выплавления соответствующих магм первые шесть типов отнесены к анатексису, или селективному плавлению; процессы последнего в мантии и коре имеют много общего. Отличие заключается в том, что анатексис в коре происхо-

Классификация главных типов и разновидностей магматизма

Типы магматизма	Условия выплавления			Условия кристаллизации				
	Механизм	Глубина	Субстрат	Вулканизм		Плутонизм		Мигматито-образование
				А	Б	А	Б	
Ультраосновой (1) и габбро-перидотитовый (2)	Анатексис	Мантия > 100 км	Ультрабазиты + ± Флг, Амф	1а	1в	—	2а	—
	То же	Мантия < 100 км		1б	1г	—	2б	—
Щелочно-базальтовый (3) и щелочной (4)	Анатексис	Мантия > 120 км	Разный, включая базиты ± Флг, Амф	3а	} 3в	—	—	—
	То же	Мантия < 120 км		3б		4а	4б	—
Липарит-гранитовый (5) и мигматит-гранитовый (6)	Анатексис То же	Кора, 50—20 км То же	Кислый (± базиты, H ₂ O, F, Cl)	—	5а	5б	—	6
Контрастный эффузивный (7) и габбро-гранитовый (8)	Синтексис	Мантия > кора	Базитовый + + кислый	—	7а	—	8а	?
	То же	Мантия < кора		—	7б	—	8б	?
Андезитовый (9) и габбро-анортозитовый (10)	Паратексис (+ синтексис)	Мантия и низы коры	Разный водный Базит-пироксенитовый + Амф	9а	9в	10а	10б	—
	Паратексис (+ дифференциация)			9б	9г	10в	10г	—
Базальтовый (11) и офиолитовый (12)	Паратексис То же	Мантия 10—100 км	Ультрабазиты + ± базиты	11а	11б	—	12	—

Примечания: А — недифференцированный, Б — дифференцированный. Разновидности магматизма: 1а — кимберлитовый, 1б — коматитовый, 1в — щелочно-ультраосновой, 1г — карбонатитовый, 2а — магнезиальный, 2б — титан-железистый, 3а — калиево-базальтовый, 3б — щелочно-базальтовый, 3в — трахит-трахибазальтовый, 4а — габбро-сиенитовый, 4б — карбонатит-нефелин-сиенитовый, 5а — липаритовый, 5б — гранитовый, 7а — липарит-базальтовый, 7б — трахиандезит-трахилипаритовый, 8а — натровый (габбро-плагиогранитный), 8б — калиевый и калинатровый, 9а — андезитовый, 9б — андезит-базальтовый, 9в — дацит-андезитовый, 9г — липарит-андезит-базальтовый, 10а — габбро-диоритовый, 10б — анортозит-габбровый, 10в — гранит (сиенит)-габбро-анортозитовый, 10г — анортозитовый, 11а — толентовый, 11б — пикрит-толентовый, 12 — офиолитовый.

дит из субстрата преимущественно кислого (или основного+кислого) состава и в присутствии значительного количества флюида, богатого H_2O , тогда как в мантии субстрат базит-ультрабазитовый и флюида нет или он беден H_2O . Просачивание флюида или перемещение вверх анатектических выплавов создает условия для выравнивания состава магмы и перехода к модели «просачивания» (паратексиса).

И в коре, и в мантии процесс селективного плавления контролируется составом субстрата, характером и количеством водосодержащих минералов — биотита и амфибола, температурой и давлением. На первых стадиях образуется пленочный расплав, растворяющий флюид (если он имеется). В отношении кинетики и термодинамики реакций этот расплав играет такую же роль, как и флюид. С течением времени и с увеличением количества расплава появляется возможность сегрегации расплава в апикальных выступах фронта селективного плавления и перемещения этого расплава вверх при благоприятных условиях. Такими условиями могут быть фильтр—прессинг и быстрое внедрение по ослабленным зонам расплавов в условиях падения давления, приводящее к дополнительному плавлению. Вариации этих условий, а также глубинности маглообразования, состава субстрата и последующей дифференциации* в промежуточных очагах создают разнообразие проявлений первых пяти типов магматизма. Но благоприятные условия для внедрения чисто анатектических расплавов осуществляются редко, и они играют подчиненную роль в образовании коры (особенно верхней ее части), кроме продуктов шестого типа, которые преобладают в нижней части коры. Существует ли липарит-гранитный магматизм как самостоятельный тип, вопрос дискуссионный.

Синтексис. Среди собственно магматических процессов главную роль играют последние шесть типов магматизма, которые описаны нами по механизму выплавления к синтексису и паратексису (см. табл. 7). Эти термины и механизмы требуют дополнительного пояснения. Термин «синтексис» был введен Ф. Левинсон-Лессингом для обозначения процесса смешения в значительных масштабах: последний предполагается при формировании диоритондов в габбро-гранитных сериях и части андезитондов в складчатых областях [Изох и др., 1967; Г. Добрецов, 1971; Добрецов, 1972]. Однако здесь мы используем этот термин в более широком смысле.

Г. Л. Добрецов и Н. Л. Добрецов [1974] предложили в качестве возможной модели магматического процесса в складчатых областях взаимодействие подкоровой (базитовой или ультрабазитовой) магмы с веществом коры, причем в зависимости от характера и масштаба этого взаимодействия появляется возможность объяснить широкий спектр липарит-базитовых и габбро-гранит-

* Здесь и далее дифференциация, кроме специально отмеченных случаев, понимается как любой процесс, приводящий к разделению первично однородной магмы.

ных комплексов. Весь этот спектр взаимодействий и соответствующих им магматических комплексов объединен в настоящей работе под названием «синтексиса».

Наиболее простой случай — внедрение базитовой магмы в «холодную» почти безводную кислую кору, например в верхнюю часть фундамента платформ или между фундаментом и осадочным чехлом. Здесь возможны лишь некоторые подплавление и ассимиляция корового материала базитовыми расплавами с их «раскислением» и обособлением при последующей дифференциации гранофиоров, как это имело место в расслоенных интрузиях бушвельдского типа или в подошве комплекса Стиллаутер. Количество возникшего таким путем кислого материала невелико (обычно не более 5—7% от объема базитовой магмы). Мы относим такие явления к габбро-перидотитовому плутонизму, не обособляя их в самостоятельный тип. Увеличение доли кислого расплава, наблюдаемое в ассоциации гранитов рапакиви с габброидами типа Коростеньского плутона [Соболев, 1947], объясняется воздействием сильно перегретой магмы и (или) повышенной обводненностью магмы и вмещающих осадков нижней части разреза мощного чехла. В таком случае главное значение имеет особый характер габбро-анортозитовой магмы, причем анортозиты в глубоких срезках таких комплексов все равно преобладают над гранитоидами [Соболев, 1947, 1973].

Определенное взаимодействие базитовой (андезито-базальтовой) магмы и кислой коры предполагается при образовании кислых магм в островных дугах, особенно контрастных липарит-базальтовых серий, что доказывается наличием многочисленных обломков частично оплавленных ксенолитов коровых пород в различных лавах, оливин-анортозитовых ксенолитов и ксенокристов оливина и энстатита — в кислых лавах, петрохимическими особенностями и двойственной геохимической природой игнимбригов и ксенолитов гранитоидов и др. [Соболев, 1973; Розинов, Колесников, 1975; Глубинные ксенолиты..., 1975]. Не противоречат этому и теоретические расчеты о возможности ассимиляции коровых пород базальтовой магмой с образованием андезитов и дацитов [Рябчиков и др., 1978]. Однако этот вопрос дискуссионный. Ряд фактов противоречат коровой ассимиляции (синтексису) как главному механизму при образовании андезитов.

Более вероятно вторичное палингенное образование кислых щелочно-салических магм в контрастных липарит-базальтовых и трахиандезит-трахилипаритовых формациях орогенного этапа в складчатых областях [Фролова, 1973; Белоусов, 1976]. В контрастных липарит-базальтовых и габбро-гранитных сериях очень возможны ограниченное взаимодействие и «несмешивание» магм. Обособление гранитного очага прекращает или сильно затрудняет продвижение вверх габброидного расплава, особенно в условиях складчатости (сжатия), обычных при формировании габбро-гранитных серий. Поэтому главная масса базитового материала остается в нижних частях коры, преобразуясь при метаморфизме в амфибо-

литы и двупироксеновые гнейсы. В результате общая последовательность внедрения в верхних этажах будет иметь следующий гомодромный порядок: 1) габбро; 2) породы промежуточного состава — габбро-диориты, кварцевые диориты, 3) умеренно-кислые гранитоиды, возникшие при анатексисе толщ пестрого состава и взаимодействии с «обычной» толентовой магмой, 4) аляскиты или лейкограниты с относительно повышенной калиевоcтью, возникшие в результате дифференциации в остаточных очагах, т. е. на регрессивной стадии процесса, 5) поздние дайки в антидромной или мультиплетной последовательности [Изох, 1978].

Паратексис. К паратексису отнесены все случаи, не соответствующие селективному плавлению и синтексису. В качестве альтернативы для селективного плавления предполагают глубинную дифференциацию в промежуточных очагах или изменение состава магмы в результате просачивания магмы через ультраосновной (преимущественно) субстрат. Подобное просачивание (собственно паратексис) возможно для анатектических расплавов и в условиях коры (через субстрат кислого—среднего состава); при этом выравниваются составы магм для больших интервалов в пространстве и во времени. Но кроме того, предлагаются и другие механизмы, в частности, флюидные модели, образования и изменения состава магм под воздействием потока «трансмагматических» флюидов. Такой гипотетический процесс Д. С. Коржинский [1973] назвал «метаматизмом». Все эти модели не только дискуссионны и гипотетичны, но и гораздо менее разработаны, чем предыдущие. Но так или иначе в них предполагается изменение состава магм по мере ее подъема. Составы образующихся при этом магматических продуктов лишь парагенетически связаны с составом исходной магмы, поэтому все эти случаи мы объединили условно под названием паратексис.

Среди типов паратектического магматизма наибольшее значение имеют толентовый базальтовый и андезитовый известково-щелочной вулканизм. Механизм паратексиса и его соотношение с дифференцированными сериями лучше всего изучать на примере офиолитов [Петрология..., 1977; Добрецов, 1980; Turcotte, Ahern, 1978]. Эти типы магматизма проявлялись на всех этапах развития Земли, а также, по-видимому, и на других планетах — на Луне (кроме андезитового вулканизма). Глобальное значение кроме базальтового и андезитового вулканизма и сопряженных с ними офиолитов имеет также гранитоидный магматизм, начиная с мигматитов и реометаморфических гранитов и кончая габбро-гранитными сериями.

Базальтоидный магматизм и офиолиты

Базальтоидный вулканизм, по-видимому, наиболее распространенный из всех видов, проявлявшихся на Земле и Луне. Базальты и габброидные их аналоги слагают большую часть океанической коры и огромные трапповые поля на континентах (рис. 12).

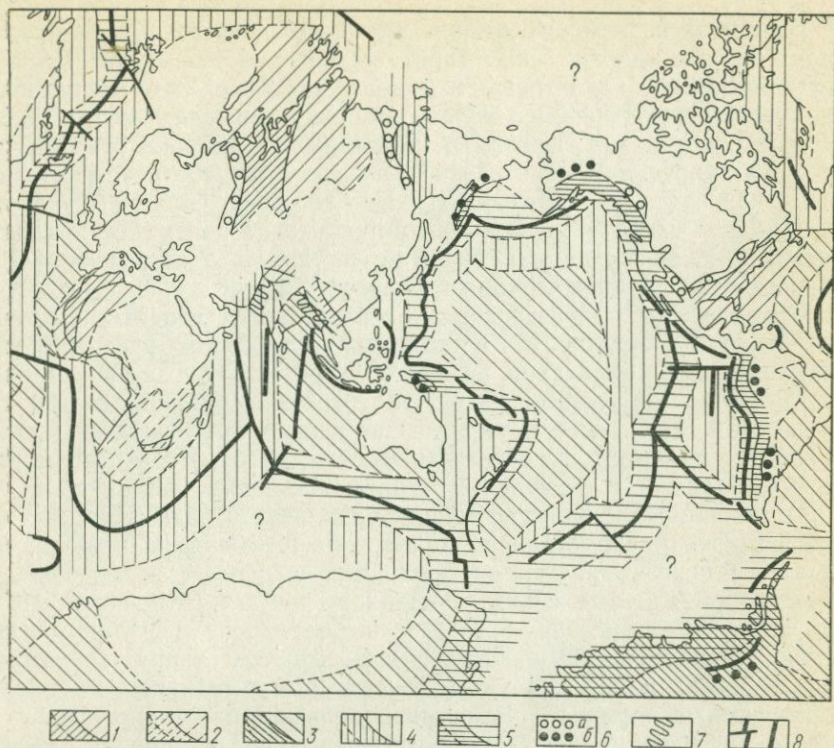


Рис. 12. Базальтовые поля материков и океанов.

1—5 — возраст базальтовых полей [Макаренко, 1978] — редкая штриховка, часть перекрывающих складчатые системы — частая штриховка (1 — конец перми — триас, 2 — конец триаса — юра, 3 — конец юры — мел, 4 — конец мела — палеоген, 5 — конец палеогена — неоген); 6 — краевые прогибы (а) и повторно-орогенные впадины (б); 7 — складчатые системы мезозоя поверх финальных базальтовых полей; 8 — оси океанических хребтов и глубоководные желоба

Метаморфизованные эквиваленты базальтов образуют большую часть гранулитито-базитового слоя континентальной коры (см. табл. 8). Габбро и их метаморфизованные аналоги играют подчиненную роль.

Современная «базальтовая оболочка» Земли, повсеместно прикрытая маломощными осадками, сформировалась в основном в мезозое и кайнозое (см. рис. 12); хотя базальтовые поля континентов и океанов имеют разную природу, они нередко непосредственно переходят друг в друга. В разрывах базальтовой оболочки обнажаются докембрийские образования континентов, содержащие остатки более древних базальтовых оболочек сходной природы. Они возникали в течение определенных этапов, трактуемых нами как эпохи глобальных активизаций. Кроме современной эпохи (0—0,24 млрд. лет) устанавливаются докембрийские эпохи (1,1—0,75, 1,6—1,95, 2,6—2,8 млрд. лет) и, возможно, более древние (около 3,0—3,5 млрд. лет) [Макаренко, 1978; Добрецов, 1979].

Базальты выполняют «моря» на Луне и вместе с габбро и анортозитами слагают «континентальные» участки Луны. Последние обширные базальтовые излияния на Луне, сформировавшие ее прерывистую базальтовую оболочку, имели место 3,0—3,5 млрд. лет назад. Базальты, по-видимому, широко распространены на Марсе и Венере. Базальтам и габбро соответствует значительная часть ахондритов. Другими словами, базальты являются наиболее часто встречаемыми породами на поверхности планет земной группы, тогда как граниты, липариты и андезиты (?) — по-видимому, специфическая особенность Земли.

Среди земных базальтов резко преобладают толеиты. По мнению Ю. А. Кузнецова [1973], толеиты составляют более 90% геосинклинальных базальтов. Даже в островных дугах, по данным А. Мияширо [Miyashiro, 1974], толеитовая серия составляет от 30 до 100%. Базиты, присутствующие в гранулит-базитовом слое, близки по составу к траппам [Закруткин, 1970], т. е. толеиты резко преобладали и на ранних этапах эволюции Земли.

Остановимся на классификации базальтов и базальтоидных серий. Широко распространено деление на щелочные и нещелочные базальтоидные серии; среди последних выделяют толеитовые и известково-щелочные серии, а среди щелочных [Miyashiro, 1977] три типа — недосыщенную SiO_2 с нормативным нефелином (или серию Кеннеди), насыщенную с нормативным кварцем (или серию Кумбса) и переходную (от нефелин-нормативных к кварц-нормативным породам). Эти три щелочные серии аналогичны трем типам дифференциации базальтоидных серий [Соболев, Кепежинскас, 1971] — глубинной, малоглубинной и комбинированной.

Разделение на эти серии обычно проводится на диаграммах, где в качестве одной оси используется SiO_2 , а другой — общая щелочность, или $\Sigma\text{FeO}/\text{MgO}$, или нормативные минералы (рис. 13). Толеитовая серия при этом оказывается нещелочной серией с быстрым увеличением железистости ($\Sigma\text{FeO}/\text{MgO}$ или f) по мере увеличения кремнекислотности пород. Неодинаковое изменение железистости — действительно важный признак, он был предложен В. С. Соболевым (в несколько ином виде) еще в 1936 г. [Соболев, 1936, 1947, 1973] для разделения платформенных (траппы, плутоны типа Скергаард, Коростеньского) и геосинклинальных серий пород. Но как показали позже Е. Осборн [Osborn, 1959] и другие исследователи, степень возрастания железистости в дифференцированных сериях зависит от режима кислорода, который, в свою очередь, коррелируется с содержанием H_2O в магме. По предположению А. А. Маракушева (1978), высокожелезистые базальтоиды образуются при воздействии щелочных фтористых флюидов, но эта гипотетическая схема явно не объясняет образование интрузий, испытавших внутрикамерную дифференциацию (типа Скергаард).

При обводненности магмы (определяемой, например, наличием амфибола в верхней мантии) степень окисления повышенная, на ранней стадии эволюции кристаллизуется магнетит, а силикаты

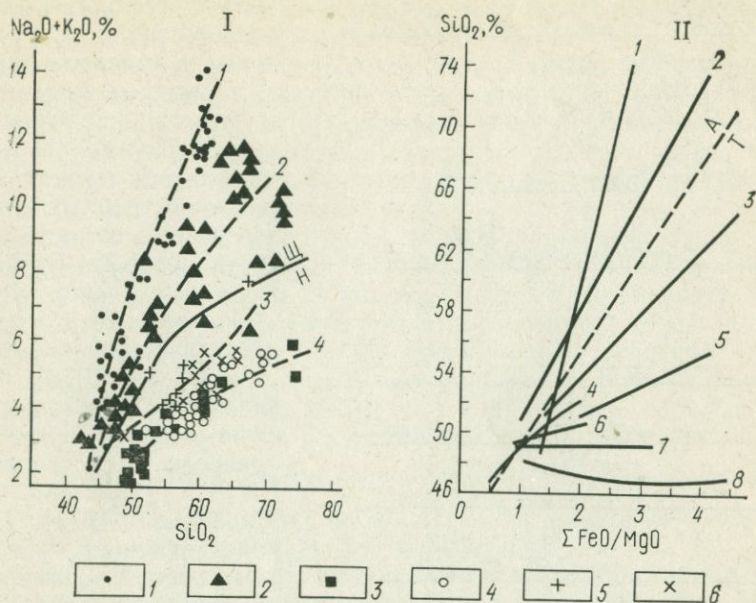


Рис. 13. Петрохимические особенности и классификация дифференцированных базальтоидных серий. По А. Мияширо [Miyashiro, 1974, 1978].

I — разделение щелочных (Ш) и нормальных (Н) базальтоидов: 1 и линия 1 — «тип Кеннеди» (о. Св. Елены, Гоф в Атлантике), 2 и линия 2 — тип Кумбс (о-ва Пасхи, Вознесения), 3—4; 5—6 и линия 4 — толеитовая (3) и известково-щелочная (4) серии внешней зоны Японии (зона Назу) и линия 3 — толеитовая (5) и известково-щелочная (6) серии внутренней зоны Японии (зона Чокай). II — разделение толеитовых (т) и андезитовых (а) серий: 1 и 2 — вулканы Асама и Амаги, Япония, 3 — Тофуа, Тонга, 4 — Килауэа, 5 — Мияки-Джима (Изу-Бонинская дуга), 6 — абиссальные толеиты, 7 — Макаули (Кермадек), 8 — Скергаард

соответственно обедняются железом. Окисление магмы и отсадка магнетита важны, как будет показано ниже, при образовании базальт-андезитовой формации. Но относительная обводненность магм и пониженное содержание Fe, как нам кажется, не являются необходимым и достаточным признаком для разделения толеитовой и известково-щелочной серий. Например, по этому признаку значительная часть магм островных дуг [Miyashiro, 1974, 1977] — в целом около 50% — относится к толеитовой серии, в то время как по другим признакам (глиноземистость, титанистость и др.) эти породы отличаются от типичных океанических и континентальных толеитов. Еще более важно то обстоятельство, что многие базальты (и толеиты в особенности) не образуют дифференцированных серий, и к ним сериальные критерии, предложенные А. Мияширо и др. (см. рис. 13), не применимы. Даже в островных дугах, как видно из рис. 14, присутствуют чисто базальтоидные ассоциации. На континентах к типичным и наиболее распространенным толеитам относятся траппы и платобазальты, часто недифференцированные. К недифференцированным сериям относится подавляющее большинство нещелочных океанических базальтов. Все такие базальты с содержанием SiO_2 47—51%, как

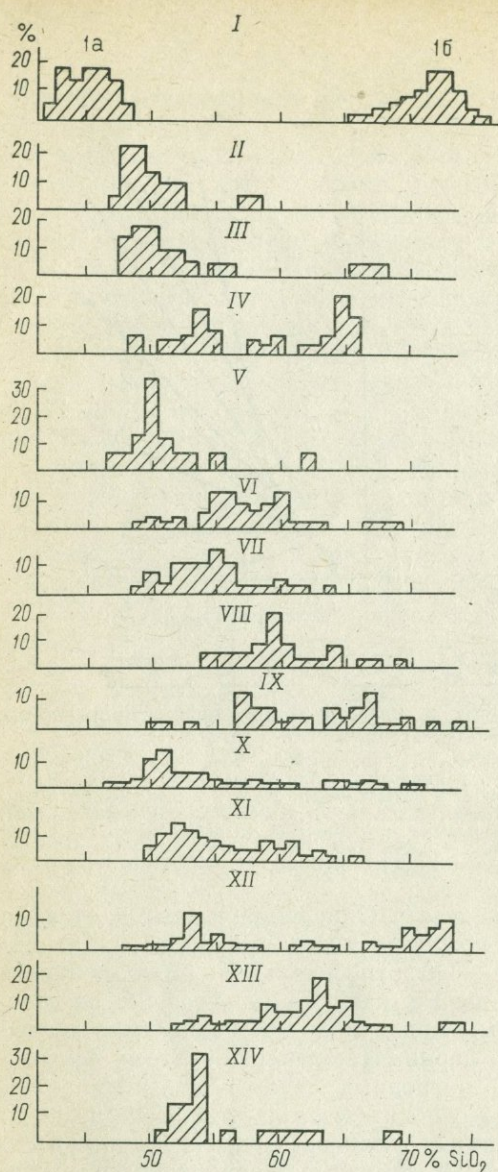


Рис. 14. Распределение SiO_2 в современных андезитовых и базальт-липаритовых сериях островных дуг Тихоокеанского кольца. По И. Н. Абрамовичу (1978 г.) с изменениями.

I — Новая Зеландия, Окленд (1а, 15 анализов) и Таупо (1б, 71 анализ); II — Фиджи (20 анализов); III — Кермадек (31 анализ); IV — Тонга (56 анализов); V — Новые Гебриды (155 анализов); VI — плато Манангелз, Новая Гвинея (43 анализа); VII — Центральная Ява (48 анализов); VIII — Рюкю (77 анализов); IX — Южный Кюсю (39 анализов); X — Хаконе, Хонсю (52 анализа); XI — Центральная Камчатка (202 анализа); XII — Нью-Берри, Каскадные горы (73 анализа); XIII — Мехико-Вэлли (70 анализов); XIV — Пуна, Северо-Западная Аргентина (20 анализов)

видно из рис. 13, не могут быть по соотношению железистости и SiO_2 разделены на толентовые и изесствково-щелочные. По этому же критерию не делятся обычные толенты и высокоглиноземистые базальты островных дуг, генетическую самостоятельность которых отстаивал Х. Куно [Куно, 1960].

Известны попытки классификации габброидных [Изох, 1978] и базальтовых серий по кремнекислотности, общей щелочности и соотношению Na и K [Фролова, 1973; Маракушев, 1973]. Такая классификация может быть использована при анализе проявления базальтового вулканизма древних и современных активных зон, поскольку позволяет коррелировать в них характер и тип щелочности базальтов и габбро-гранитных серий. Как мы отмечали, в ряде случаев такая корреляция устанавливается и она лишь подтверждает, что содержание K в мантии и магмах является важным и очень устойчивым признаком, который определяется, по нашему предположению, относительной распространенностью в верхах мантии амфибола и флогопита и возможностью их регенерации в эпохи глобальной активизации.

Наибольший интерес представляет сравнение океанических и континен-

тальных базальтов и в первую очередь толеитов, поскольку щелочные базальты имеют повсеместное распространение и мало отличаются по составу, кроме содержания TiO_2 [Грачев, 1977] и некоторых редких элементов. В частности, по данным А. Мияширо [Miyashiro, 1977], три типа дифференциации щелочных базальтов примерно одинаково распространены в различных тектонических зонах, за исключением «типа Кеннеди» (тип глубинной дифференциации), который неизвестен в островных дугах.

В табл. 8 приведены средние составы различных типов океанических и континентальных базальтов. При сравнении последних (рис. 15) установлено [Кутолин, 1972], что наиболее важным признаком, отличающим океанические и континентальные базальты, является соотношение MgO и TiO_2 . Поэтому значения MgO и TiO_2 предложено использовать для вычисления «коэффициентов океаничности» [Добрецов, 1975]: для кайнотипных лав с ненскаженными значениями K_2O $K_1 = MgO + 2TiO_2 - 3K_2O$, для палеотипных лав и метабазальтов $K_2 = \frac{MgO}{\sum FeO} \cdot TiO_2$. Эти коэффициенты применимы только для средних составов, не учитывающих индивидуальные вариации MgO и TiO_2 (см. рис. 15).

Из табл. 8 и рис. 15 (учитывая также характер дифференциации пород и геологические данные) видно, что необходимо выделять по крайней мере три типа океанических базальтов, каждому из которых соответствует континентальный аналог [Добрецов, 1975].

Базальты срединноокеанических хребтов. При относительно постоянном их составе (см. низкие дисперсии SiO_2 , MgO , Na_2O в табл. 8) они показывают закономерные вариации от оливиновых базальтов (редко пикритов) до глиноземистых плагиобазальтов с обильными фенокристаллами плагиоклаза. Именно последние (табл. 10, графа 6) наиболее богаты CaO и Al_2O_3 и бедны TiO_2 и имеют близких аналогов среди высокоглиноземистых базальтов островных дуг. Даже оливиновые толеиты срединноокеанических хребтов богаче Na_2O , CaO , беднее TiO_2 и $\sum FeO$, чем оливиновые толеиты океанических островов гавайского типа. Учитывая их четко выраженную тенденцию обогащения плагиоклазом, мы называем их плагиотолеитами.

От континентальных базальтов они статистически отличаются по содержанию K_2O и Na_2O , CaO , FeO [Дмитриев и др., 1976].

В срединноокеанических хребтах, как и в островных дугах, отсутствует или редок щелочной глубинный тип дифференциации. В рифтовых излияниях этих хребтов щелочные базальты и кислые дифференциаты вообще не встречаются [Грачев, 1977]. Только на вершинах некоторых островов вблизи срединноокеанических хребтов проявлена дифференциация малоглубинного или комбинированного типа (например, о-ва Пасхи, Вознесения, Тристан-да-Кунья). Здесь характерны глубинные включения с керситом и участие амфибола в кристаллизационной дифференциации [Vogley, 1974]. Трахибазальт-трахилипаритовая ассоциация

Тип (формация)	Выборка	Число анализов	Параметр	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ΣFeO	f	КЩ	K ₁
Океанические плагиотоленты срединноокеанических хребтов (IA)	1	200	\bar{x}	49,96	1,48	15,67	2,48	8,06	0,18	7,97	11,36	2,63	0,22	—	10,3	60,3	5,5	10,2
	2	40	\bar{x}	49,78	1,39	15,95	2,38	7,58	0,17	8,70	11,22	2,65	0,20	—	9,72	52,8	5,6	10,9
			s	0,31	0,13	1,98	0,72	0,92	0,04	1,37	0,83	0,08	0,09	—	—	—	—	—
	3	30	\bar{x}	50,64	1,48	17,20	2,37	6,70	0,17	7,71	11,12	3,04	0,17	—	8,83	53,5	5,4	10,2
			s	1,04	0,57	2,38	1,60	0,81	0,04	2,09	2,52	0,67	0,01	—	—	—	—	—
	4	15	\bar{x}	49,40	1,71	15,68	2,16	8,41	0,16	7,33	11,13	2,69	0,21	0,15	10,42	59,0	5,8	10,1
	5	11	\bar{x}	49,63	1,50	15,51	1,90	8,12	0,17	8,53	10,81	2,78	0,20	0,15	9,83	53,4	5,2	10,9
	6	12	\bar{x}	49,90	1,16	18,42	1,78	6,31	0,16	7,23	12,08	2,65	0,18	0,11	7,91	52,4	6,5	9,0
Плагиобазальты (A1 — базальты) андезитово-базальтовых серий островных дуг (IB)	7	7	\bar{x}	50,19	0,75	17,58	2,84	7,19	0,25	7,39	10,50	2,75	0,40	—	11,03	60,0	5,7	7,7
	8	62	\bar{x}	51,69	0,98	17,84	4,20	5,55	0,18	5,82	9,59	2,69	1,18	0,19	9,36	61,6	4,9	4,3
			s	1,48	0,29	1,48	1,50	1,66	0,10	1,64	0,81	0,45	0,40	0,22	—	—	—	—
	9	129	\bar{x}	51,0	1,09	17,35	3,53	8,01	0,17	5,66	10,22	2,38	0,65	0,15	10,82	65,0	5,8	5,9
			s	1,09	0,47	1,91	1,23	1,89	0,09	1,81	1,40	0,61	0,38	0,15	—	—	—	—
	10	13	\bar{x}	50,20	1,48	18,01	2,46	7,06	0,10	6,66	10,08	3,04	0,65	—	9,27	58,3	5,3	7,7
			s	2,31	0,41	1,35	1,18	1,42	0,07	2,30	1,40	0,59	0,32	—	—	—	—	—
	11	32	\bar{x}	51,26	0,89	18,31	3,20	6,95	0,16	6,07	10,40	2,17	0,39	—	9,8	65,8	7,1	5,7
			s	0,98	0,23	1,30	0,69	0,94	0,08	1,10	0,79	0,40	0,27	—	—	—	—	—
	12	8	\bar{x}	47,29	0,76	19,23	3,63	7,80	0,21	6,01	12,52	1,53	0,57	—	11,7	64,1	9,1	5,8
			s	2,39	0,35	1,40	2,07	1,43	0,03	0,72	1,45	0,26	0,09	—	—	—	—	—
		13	50	\bar{x}	51,32	1,09	16,12	3,79	9,15	0,20	4,84	10,44	1,94	0,36	—	12,56	72,0	7,0
		s	1,09	0,35	1,76	1,44	2,14	0,07	0,87	0,79	0,86	0,10	—	—	—	—	—	
Океанические оливиновые толенты	14	110	\bar{x}	50,08	2,10	15,20	3,39	7,66	0,18	7,84	10,73	2,27	0,51	0,24	10,71	57,7	5,8	11,1
			s	2,33	0,52	1,04	1,35	1,28	0,03	1,23	0,03	1,23	0,15	—	—	—	—	
	15	13	\bar{x}	48,58	2,14	13,56	3,27	8,29	0,19	10,03	10,93	2,40	0,61	—	11,23	51,5	4,5	13,2
			s	1,70	0,50	1,54	1,60	2,62	0,05	2,12	1,20	0,36	0,28	—	—	—	—	
	16	84	\bar{x}	49,85	2,34	15,0	3,80	7,80	0,20	7,80	10,59	2,08	0,31	0,25	11,25	59,2	6,2	11,6
		s	1,43	0,31	0,75	1,26	1,15	0,05	1,15	0,56	0,18	0,4	0,03	—	—	—	—	
17	214	\bar{x}	49,63	2,49	13,67	3,00	8,66	0,16	9,29	10,20	2,18	0,39	0,26	11,36	55,0	5,7	13,1	
Переходные базальты	18	15	\bar{x}	48,85	2,77	14,50	2,21	9,25	—	7,30	11,70	2,26	0,96	0,31	11,24	60,1	4,5	10,9
			s	0,97	0,89	0,95	0,72	0,97	—	1,73	1,26	0,53	0,27	0,19	—	—	—	—
	19	36	\bar{x}	49,23	1,48	15,45	3,01	8,37	—	7,36	12,37	2,31	0,24	—	11,08	60,1	6,06	9,6
			s	0,83	0,61	1,39	1,66	1,85	—	1,16	1,16	0,24	0,14	—	1,70	—	—	—
	20	12	\bar{x}	48,18	1,88	14,14	2,70	10,10	—	8,32	11,81	2,18	0,29	—	12,53	60,0	5,7	11,2
	21	11	\bar{x}	49,66	2,40	14,01	2,16	11,41	—	5,99	10,79	2,72	0,42	—	13,55	69,2	4,5	9,5
	22	14	\bar{x}	48,35	2,40	14,32	4,94	7,38	—	8,64	11,40	2,35	0,39	—	11,83	58,0	5,2	12,4
	23	15	\bar{x}	47,20	1,88	15,82	1,88	10,74	—	8,99	9,62	2,98	0,47	—	12,43	58,0	4,6	11,3
	24	17	\bar{x}	50,91	1,09	14,84	2,95	8,22	—	8,31	10,55	2,50	0,61	—	10,88	57,1	4,8	8,7
	25	24	\bar{x}	48,75	2,01	13,95	3,80	8,17	—	8,22	11,97	2,37	0,34	—	11,59	59,1	5,1	11,2
26	17	\bar{x}	48,4	2,90	13,60	4,0	9,9	—	6,5	11,1	2,5	0,4	—	13,5	68,2	4,7	12,2	

Тип (формация)	Выборка	Число анализов	Параметр	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ΣFeO	f	КЩ	K ₁	
Переходные базальты (рифты и окраинные моря)	27	26	— x	49,03	1,26	15,82	2,61	7,58	—	7,10	12,17	2,39	0,24	—	9,92	—	6,0	8,9	
	28	15	— x	49,0	2,37	15,56	2,71	7,94	—	6,38	9,60	3,68	0,87	—	10,4	—	3,4	8,5	
	29	28	— x	48,34	2,37	12,11	4,85	8,87	—	7,12	10,60	3,01	0,69	—	13,2	—	3,3	9,9	
	30		— x	48,61	1,34	15,12	5,34	6,00	—	7,48	11,34	2,19	0,40	—	10,8	—	5,8	9,0	
Платобазальты, траппы (ПБ)	32	25	— x	50,09	1,70	16,04	4,30	5,99	—	7,33	9,29	3,31	1,16	—	9,86	56,9	3,6	7,3	
	33	16	— x	49,82	1,41	15,63	3,82	6,64	—	6,76	8,81	3,64	1,43	—	10,04	59,7	3,10	5,3	
	34	55	— x	47,88	2,75	14,39	2,41	11,71	—	6,42	8,52	2,83	1,23	—	13,95	67,9	3,25	5,9	
	35	31	— x	50,44	2,19	14,35	3,88	9,52	—	5,37	10,16	2,73	0,85	—	13,01	71,2	4,0	7,8	
	36	176	— x	49,25	1,50	15,61	3,65	9,55	0,19	6,28	10,88	2,22	0,74	0,13	12,83	67,3	5,30	7,1	
			s	1,48	0,61	1,37	1,20	2,05	0,08	1,24	1,22	0,61	0,47	0,14	—	—	—	—	—
	37	43	— x	49,77	2,36	15,12	4,45	9,15	—	5,58	8,80	2,75	1,52	—	13,15	69,8	3,5	5,75	
			s	2,64	0,85	1,74	2,25	1,68	—	1,48	1,67	0,89	0,81	—	—	—	—	—	—
	38	36	— x	54,28	1,03	15,18	3,21	8,23	—	5,30	8,11	2,60	1,72	—	11,12	68,0	3,6	2,2	

Щелочные оливиновые базальты океанов (ПБА)	39	25	— x	46,30	3,25	14,80	3,24	9,45	0,16	7,95	10,80	2,65	1,05	0,37	12,37	61,0	4,0	11,3
			s	1,36	0,82	1,15	0,89	0,80	0,07	2,26	0,90	0,46	0,34	0,14	—	—	—	—
	40	118	— x	46,59	3,10	15,20	3,95	8,54	0,14	7,75	10,16	2,95	1,19	0,43	12,10	60,3	3,71	10,3
			s	2,40	0,86	1,60	1,60	1,77	0,09	2,58	1,44	0,71	0,45	0,24	—	—	—	—
	41	47	— x	46,98	3,12	15,27	3,77	8,61	0,17	7,65	9,60	3,07	1,23	0,54	12,0	60,5	3,5	10,2
			s	2,07	0,88	2,61	1,57	1,94	0,06	2,85	1,23	0,78	0,52	0,23	—	—	—	—
	42	?	— x	47,04	3,09	14,77	3,30	9,21	0,14	8,27	10,44	2,95	0,85	—	12,05	59,3	3,9	11,9
	43	9	— x	44,50	3,50	14,40	4,60	7,90	0,20	8,40	11,40	3,5	1,6	—	12,04	58,9	2,8	10,6
44	7	— x	48,40	4,00	15,40	4,70	8,70	0,20	4,70	9,40	3,50	1,00	—	12,93	77,8	3,4	9,7	
Континентальные щелочные оливиновые базальты (ПББ)	45	276	— x	48,98	2,26	15,69	4,22	7,60	0,15	7,18	9,24	2,92	1,34	0,45	11,60	61,4	3,7	7,7
			s	2,21	0,74	1,87	1,88	2,2	0,15	2,27	1,24	0,57	0,45	0,25	—	—	—	—
	46	31	— x	48,94	2,06	15,92	5,86	5,93	0,18	6,53	8,58	3,39	1,70	0,45	11,25	63,2	3,1	3,85
			s	2,10	0,76	1,68	2,1	1,96	0,16	1,94	0,95	0,66	0,58	0,28	—	—	—	—

1—6 — базальты срединноокеанических хребтов: 1 — в целом, 2 — Срединно-Атлантического, 3 — Центрально-Индийского и Аравийско-Индийского, 4 — Восточно-Тихоокеанского и Перуанского хребтов, драгированные, 5 — оливиновые и 6 — плагиоклазовые толеиты Атлантического и Индийского океанов; 7—13 — базальты островных дуг: 7 — высокоглиноземистые — Японии, 8—9 — андезитовых формаций (8 — Камчатки и Курил и 9 — Японии), 10—13 — высокоглиноземистые: 10 — Каскадных гор, 11 — зоны Назу (интервал 49—53% SiO₂), 12—13 — Идзу-Маринской дуги (интервал 45—49 и 49—53% SiO₂); 14—18 — оливиновые толеиты океанических островов: 14 — океанов в целом, 15 — Индийского океана, 16—17 — Гавайских островов, 18 — островов Реюньон; 19—26 — переходные базальты Бритто-Арктической провинции: 19 — Северной Исландии, 20 — Рейкьянес и 21 — Вейдивегн, Исландия, 22 — Фарерских островов, 23 — о-ва Скай, Шотландия, 24 — плато Антрим, Северная Ирландия, 25 — Свартенхук, Западная Гренландия и 26 — Скорбси Санд, Восточная Гренландия; 27—31 — переходные базальты рифтов и окраинных морей: 27—28 — Красное море (27 — базальты дна и 28 — о-ва Джебель-эт-Таир), 29 — «треугольника» Афар, 30 — Карибское море, 31 — Тирренское море; 32—38 — континентальные базальты рифтов и траппы: 32—34 — неоген-четвертичные (32 — плато Колумбия, юго-западная периферия, 33 — рифт Рио-Гранде, 34 — р. Снейк), 35 — юра-мел, Декан, 36—38 — Сибирская платформа (36 — пермь-триас, 37 — рифей, 38 — нижний протерозой); 39—44 — щелочные оливиновые базальты океанов: 39 — Индийского, 40 — в целом для океанов, 41 — Тихого океана, 42 — Гавайских островов, 43 — о-в Таити, 44 — о-в Пасхи; 45—46 — континентальные щелочные оливиновые базальты (45 — в целом, 46 — Юго-Восточной Азии). Использованная литература: 1 — [Дмитриев и др., 1976], 2, 3, 15, 16 — [Фролова, Рудник, 1972], 4, 27—30 и 32—34 — [Грачев, 1977], 5, 6 — [Shido et al. 1971], 8, 9, 14, 17, 18, 35, 36, 39—41, 45, 46 — [Кутолин, 1972], 10, 23, 25, 26 — [Белоусов и др., 1976], 11, 12, 13 — [Эрлих, 1973], 19, 20, 21 — [Герасимовский и др., 1978, 22, 24 — [Шейнманн, 1968]; 37, 38 — [Масайтис, Рябченко, 1969], 42—44 — [Горшков, 1967].

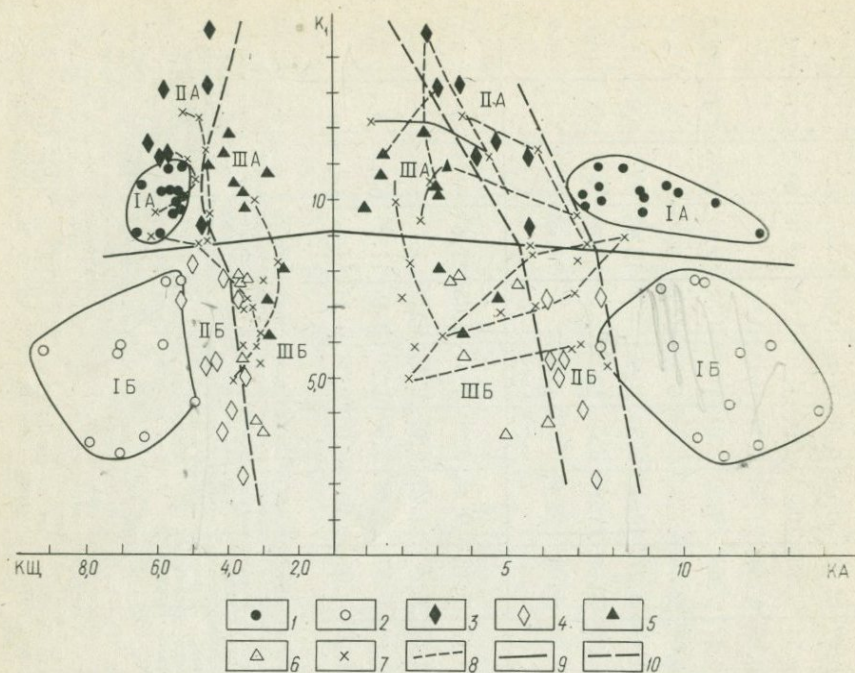


Рис. 15. Петрохимические особенности океанических и континентальных базальтов. По Н. Л. Добрецову [1975] с изменениями.

Средние составы базальтов: 1—2 — плагиотоленты и высокоглиноземистые базальты (1 — срединноокеанических хребтов и 2 — островных дуг); 3—4 — толеитовые базальты (3 — океанических островов и 4 — континентальных траппов); 5—6 — щелочные оливиновые базальты (5 — океанических островов и 6 — континентов); 7 — базальты континентальных рифтов; 8 — тренды изменения состава в рифтовых зонах; 9 — граница составов океанических и континентальных базальтов, а также типов IA, IB; 10 — ориентировочная граница полей ПА, ПБ. Типы IA, Б, ПА, Б, ША, Б — и средние составы см. в табл. 9. K_1 и K_A — см. в тексте, КЩ — $Al_2O_3/K_2O + Na_2O$

о-вов Пасхи и Галапагос в Восточно-Тихоокеанском поднятии [Соболев, Кебезинская, 1971] относится к малоглубинному типу дифференциации.

Наконец, в габброидах, диабазах и базальтах срединноокеанических хребтов намечается тренд дифференциации, сходный с офиолитами первого типа. Именно на примере этого типа базальтов и офиолитов ниже рассмотрена паратектическая модель интенсивного просачивания пикритовой жидкости через перидотитовый субстрат и сброс избыточных (при низких давлениях) фаз в виде габбро-пироксенитовых кумулятов.

Оливиновые толеиты океанических островов (типа гавайских) представляют другой широко распространенный тип океанических базальтов. Они слагают слабо дифференцированные серии в основании разрезов островов, таких, как Гавайи (серии Килауэа, Мауна-Лоа, нижняя часть серий Оаху, Кауи и Мауи) или Кергелен и Реюньон в Индийском океане. По мнению В. С. Соболева

и В. В. Кепежинскас [1971], в них проявлена лишь слабая мало-глубинная дифференциация, которая приводит к образованию гиперстеновых базальтов и никогда не доходит до образования более кислых пород типа дацитов и риолитов. От плагиотолентов срединноокеанических хребтов они отличаются более высокими содержаниями TiO_2 и ΣFeO и более низкими Al_2O_3 , CaO и Na_2O . Учитывая искажения в содержаниях CaO , Na_2O , K_2O при подводном выветривании или метаморфизме [Добрецов, 1975], для диагностики типа базальтов предложено использовать только Al_2O_3 , TiO_2 , ΣFeO в виде коэффициента глиноземистости $KA = Al_2O_3 - \frac{1}{2} \Sigma FeO - 2TiO_2$ (вес. %: коэффициенты $\frac{1}{2}$ и 2,0 соответствуют, как и для K_1 , упрощенным коэффициентам дискриминантной функции).

Толентовые серии океанических островов обычно венчаются щелочными сериями «типа Кеннеди» [Miyashiro, 1978], которые [Соболев, Кепежинскас, 1971] соответствуют глубинной (мантийной) дифференциации. Эти щелочные серии могут слагать также самостоятельные структуры, такие, как о-ва Св. Елены, Гоф, Зеленого Мыса в Атлантике (хотя и под ними, судя по ксенолитам толентовых габбро и пироксенитов, можно ожидать толентовый фундамент). Некоторые лавы щелочных серий (например, на Гавайских островах) содержат глубинные ксенолиты, сходные с глубинными ксенолитами в щелочных сериях на континентах (в том числе эклогиты и гранатовые пироксениты). Глубина образования таких ксенолитов и, следовательно, генерации этих магм превышает 80—100 км.

Все эти серии, по мнению многих петрологов, представляют типичные случаи «горячих струй» из глубоких слоев мантии [Morgan, 1971; Wilson, 1973], которые, возможно, стимулируют расширение в срединноокеанических хребтах, но могут существовать и независимо. Цепочки вулканических островов (например, Гоф, Гавайские и др.) трактуются как траектории относительного движения «горячей струи» и литосферной плиты (см. рис. 50). Вдоль этой цепочки возраст вулканитов обычно закономерно изменяется. Например, в Гавайско-Императорской цепи возраст вулканов последовательно возрастает от современной «горячей точки» на Килауа к северо-западу в интервале 40—45 млн. лет. Все возрастные датировки, полученные для пород этой островной цепи, согласуются с постоянной скоростью движения Тихоокеанской плиты относительно «горячей точки» (вращение $0,83^\circ$ за 1 млн. лет вокруг полюса с координатами 69° с. ш. и 68° з. д.).

В настоящее время известно более 115 «горячих точек», крайне неравномерно распространенных по земной поверхности [Vignake, Wilson, 1977]. В гипотезе мантийных струй существуют неясности, которые позволили высказать альтернативное объяснение: магма просачивается широким фронтом из астеносферы в литосферу и в верхней части последней поднимается по литосферным трещинам и зонам растяжения, которые раскрываются неоднор-

менно вдоль своего простираания [Turcotte, Oxburgh, 1978]. В частности, вышеприведенные данные для Гавайской цепи можно трактовать как постоянную скорость вулканического наращивания вдоль трещины, равную 8 см/год.

Траппы и платобазальты континентов (тип ПБ в табл. 8), как и океанические оливиновые толеиты, представляют пример «внутриплитного» вулканизма площадного характера. Типичным примером глобального развития траппов является Восточная Сибирь [Соболев, 1936; Макаренко, 1978]. Траппы и океанические толеиты (типа гавайских) сходны между собой по величине КА, железистости и уровню щелочности, исключая давно подмеченное повышенное содержание К в континентальных толеитах. Как и для океанических толеитов, так и для траппов и платобазальтов характерен переход в пространстве и во времени к щелочным оливиновым базальтам «типа Кеннеди», которые не характерны в активных зонах и присутствуют, как правило, в океанических и континентальных стабильных плитах (кратонах). Ранние, или заключительные комплексы в типичных трапповых провинциях нередко представлены пикритами, как и для океанических (офиолитовых) базальтов. Базальтовый вулканизм переходного типа наблюдается в Исландии и Бритто-Арктической провинции (см. табл. 8). В северной части Исландии состав четвертичных базальтов близок к плагиотолеитам срединноокеанических хребтов (сравни 1 и 19 в табл. 8), в хр. Рейкьянес они ближе к оливиновым толеитам океанических островов (20 в табл. 8), а в районе Вейдивегн приближаются к подщелочным траппам типа траппов Декана (сравни 21 и 30 в табл. 8). Аналогичные вариации устанавливаются от Западной к Восточной Гренландии (25 и 26 в табл. 8).

В Бритто-Арктической провинции от Фарерских островов через о-в Скай в Шотландии к плато Антрим в Северной Ирландии (22—24 в табл. 8) состав палеогеновых базальтов меняется от оливиновых толеитов океанических островов (22) до щелочных оливиновых базальтов океанов (23) и базальтов, переходных от срединноокеанических к островодужным (24) и сходным с базальтами о-ва Маккуори. В этой же провинции установлены переходы к базальт-пикритовым ассоциациям (Баффинова Земля и др.).

Базальты внутриконтинентальных рифтов. В отличие от внутриплитного траппового магматизма континентов они относятся к базальтоидному магматизму активных зон, как и базальты срединноокеанических хребтов и части островных дуг. Однако, как видно из табл. 8 и рис. 15, они заметно отличаются от базальтов срединноокеанических хребтов и в большинстве своем относятся к щелочным или толеитовым базальтам промежуточного типа, приближаясь по составу как к океаническим, так и к континентальным аналогам. В них наблюдаются пространственно-временные вариации с переходом к типу базальтов IA, аналогичные таковым Бритто-Арктической провинции. Более того, к этому же

типу относятся базальты окраинных и средиземных морей (например, Карибского, Японского и Тирренского — см. табл. 8). Поэтому можно говорить об особом типе базальтов континентальных рифтов и окраинных морей с очень широкими вариациями, перекрывающими значительную часть полей IIА, IIБ, IIIА, IIIБ (см. рис. 15). Можно думать, что колебания состава базальтов в Бритто-Арктической провинции также соответствуют разным стадиям открытия и раздвижения Северо-Атлантического рифта (между Гренландией и Европой).

Среди базальтов рифтовых областей А. Ф. Грачев [1977] с помощью кластерного анализа выделяет четыре разновидности базальтов. Одна из них (AII, по А. Ф. Грачеву) соответствует сильно дифференцированным щелочным сериям «типа Кеннеди» от нефелин-нормативных базальтов до трахитов, которые типичны для океанических островов (например, Тенериф, Гоф, Св. Елены) и Чарского рифта Байкальской рифтовой зоны. Эти дифференцированные серии в табл. 8 и на рис. 15 мы не рассматриваем. Остальные три разновидности близко соответствуют показанным на рис. 15 точечным пунктиром вариациям: IA→IIIА (тип Б, по А. Ф. Грачеву), IIIА→IIIБ (тип AIII) и IIIБ→IIБ—IIА или IA (AI, по А. Ф. Грачеву). Действительно, толентовый тип Б, характерный, по А. Ф. Грачеву, для срединноокеанических хребтов, а также для срединного грабена Исландии и донных базальтов Красного моря, попадает на нашей диаграмме в поле IA, за исключением части базальтов срединного грабена Исландии и донных базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия, которые отличаются высокой титанистостью и железистостью и попадают в поле щелочных базальтов. Для всех этих базальтов (по А. Ф. Грачеву) характерна главная компонента $\frac{\text{TiO}_2 \cdot \text{FeO} \cdot \text{K}_2\text{O}^+}{\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{MgO}}$ (27,5%), показывающая убывание Al_2O_3 (плаггиоклаза) с ростом титанистости и железистости, т. е. вариации от плаггиотолентов (IA) до титанисто-железистых гиперстен-оливиновых толентов исландского типа (поле IIIА).

Кварцевые толенты типа AIII (по А. Ф. Грачеву) распадаются на две группы — к первой относятся траппы с щелочной тенденцией Забайкалья, Таймыра и др., которые принято называть «траппами молодых платформ» [Кутолин, 1972], ко второй — четвертичные базальты треугольника Афар и Эфиопского рифта, в которых присутствуют «дорифтовые» щелочные траппы. Для них характерна главная компонента $\frac{\text{SiO}_2 \cdot \text{K}_2\text{O} \cdot \text{Na}_2\text{O}}{\text{FeO} \cdot \text{MgO}}$ (30,1%), т. е. вариации KO_1 и щелочности при постоянстве КА. На нашей диаграмме они соответствуют верхней части полей IIБ и IIIБ с переходом в IIIА.

Наконец, слабо дифференцированные щелочные оливиновые базальты (тип AI) также распадаются на несколько групп. К первой группе кроме Витимского плато, Момской зоны, рифтов Запада США относятся океанические о-ва Мадейра, Мохели, Пасхи

с «континентальным» типом базальтов (все они соответствуют полю ПБ на нашей диаграмме); ко второй — базальты Тункинской впадины, дорифтовые траппы Эфиопии и оз. Тана, ранние базальты Чарского рифта, часть базальтов о-ва Реюньон (на нашей диаграмме они соответствуют полю ПБ, частично ПА и IA).

На первой стадии развития рифтов в условиях общего растяжения и при отсутствии расчлененного рельефа происходят массовые трещинные излияния слабо дифференцированных щелочных оливиновых базальтов типа А₁, переходных к платобазальтам (палеоген-неогеновые «траппы» Эфиопии, миоценовые базальты Исландии и Байкальского рифта и др.) [Грачев, 1977]. Часть из них так и остались базальтовыми плато и не перешли в рифты (Витимское плато, плато Даринганга в Монголии, часть Колумбийского плато и др.). По петрохимическим особенностям эти базальты аналогичны базальтам некоторых океанических островов (Мадейра, Реюньон, Мохели и др.).

По мере обособления рифтовой долины проявления вулканизма сосредоточиваются вблизи нее и его изменение может быть сведено к трем случаям: 1) смена платобазальтов толентовыми базальтами, переходными к срединноокеаническим (север Исландии, треугольник Афар, рифт Рио-Гранде), что характерно (по А. Ф. Грачеву) для рифтов, пормежуточных между океаническими и континентальными; 2) продолжение излияний щелочных базальтов с эволюцией их либо к щелочным базальтам и вулканам центрального типа (Байкальский рифт, Исландия), либо к траппам (Эфиопский рифт); 3) появление дифференцированных щелочных серий «типа Кеннеди» (Чарская ветвь Байкальского рифта) или собственно щелочных пород и карбонатитов (Кенийский и Рейнский рифты), которые часто не сопровождаются предшествующими мощными платобазальтами [Танзанийский сектор Восточно-Африканского рифта и Западно-Африканский (?) рифт]; возможно, что пелочки щелочных интрузий с карбонатитами (Кольско-Карельская провинция Балтийского щита и др.) представляют глубоко эродированные части разрезов этого типа.

В переходных толентах Исландии и Афара отношения $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ и другие геохимические данные указывают на только мантийный источник магм даже для кислых дифференциатов, что позволяет предполагать отсутствие континентальной коры в Исландии [Исландия..., 1978], но в Афаре такая кора, хотя и утоненная, несомненно присутствует, наличие ее по другим данным предполагается и в Исландии.

Базальты складчатых областей сопоставляются обычно с базальтами современных активных областей. Возникает, естественно, вопрос, есть ли какая-нибудь специфика у древних базальтов, в частности какому типу современных базальтов соответствуют базальты древних складчатых областей, особенно раннегеосинклинальные базальты, объединяемые часто под названием спилитдиабазовой или спилитовой, спилит-кератофировой формации.

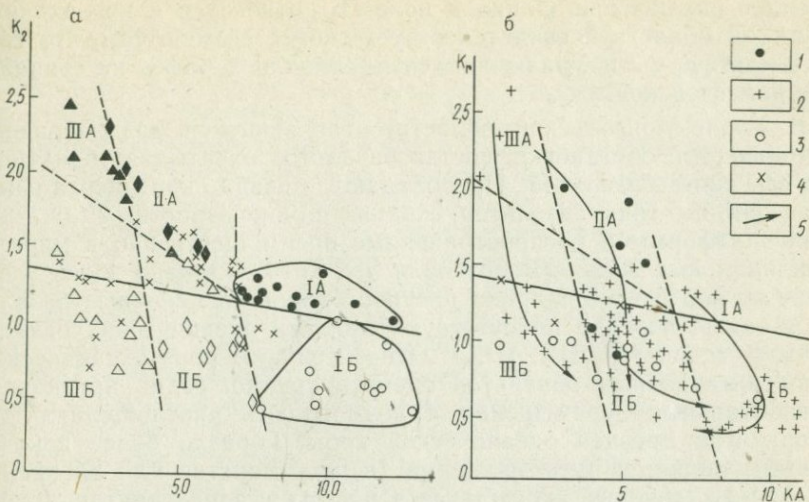


Рис. 16. Сравнение средних составов современных базальтов (а) и базальтов складчатых областей (б) с учетом изменения щелочей (K_2 см. в тексте).

Условные обозначения к рис. 16а — см. рис. 15; на рис. 16б — составы базальтов складчатых областей [Добрецов, 1975]: 1 — палеозой и мезозой северо-западной части Тихоокеанского пояса; 2 — рифей и нижнего палеозоя Урала и Алтае-Саянской области; 3 — рифей и венда Русской платформы; 4 — то же, переходного типа в древних рифтах; 5 — направление тренда изменения состава геосинклинальных базальтов

На рис. 16 нанесены средние составы древних базальтов Западно-Тихоокеанской области (палеозой), Урало-Монгольской области (рифей и венд) и для сравнения — одновозрастных базальтов Русской платформы. Многие из этих базальтов метаморфизованы и превращены в глаукофановые породы (в Западно-Тихоокеанской области) или амфиболиты, зеленые сланцы (в Урало-Монгольской области). Поэтому на рис. 16 использованы только коэффициенты KA и K_2 , в которых не участвуют щелочи. При спилитизации, как известно, возрастает содержание Na_2O за счет K_2O и CaO , поэтому в спилитизированных базальтах по сравнению со свежими возрастает K_1 (за счет уменьшения K_2O) и убывает $KЩ$, а величина KA и K_2 заметно не меняется [Добрецов, 1975].

Все составы базальтов Русской платформы, кроме одного, попадают в поле континентальных базальтов. Базальты из авлакогенов (Припятского, Днепровско-Донецкого, Парандовского, Пачелмского) располагаются ближе к пограничной линии, разделяющей составы океанических и континентальных базальтов, и в целом соответствуют рифтовым щелочным базальтам (Припятский, Днепровско-Донецкий авлакогены) или толеитовым и переходным базальтам (Парандовский и Пачелмский авлакогены) с общей эволюцией, соответствующему типу АIII (по А. Ф. Грачеву), т. е. IIIБ → IA на рис. 15.

Аналогичные признаки присущи авлакогену Йеллоунайф-Коттермайн Северо-Американской платформы [Грачев, 1977]. Един-

ственное исключение (точка в поле IB) относится к пограничной с Уралом области и свидетельствует скорее всего о том, что граница платформы и Уральской геосинклинали в рифее не совпадала с палеозойской.

В Урало-Монгольской области, отличающейся разнообразием тектонической обстановки, состав базальтов охватывает практически все типы базальтов. Преобладают, правда, континентальные или рифтовые типы базальтов, сходные с одновозрастными базальтами платформы и распространенные преимущественно в миогеосинклинальных зонах [Белоусов и др., 1976]. Однако здесь в отличие от платформы широко распространены нещелочные базальты, а также нередко присутствуют аналоги океанических базальтов всех типов (IA, IIA, IIIA). Относительную роль океанических и континентальных базальтов оценить трудно, если признавать горизонтальные перемещения и возможность «поглощения» или переработки древней океанической коры. Гораздо более показательным является путь эволюции (в пространстве или во времени) IA→IB, который отсутствует в рифтах и зонах внутриплитного магматизма, но предполагается во многих островных дугах. Он установлен в зонах устойчивых вулканических поднятий, заложенных, вероятно, на коре океанического типа — на севере Урала (часть манарагского и верхнекожимского комплексов, в сакмарской зоне Урала, в Кузнецком Алатау, на севере Енисейского кряжа и в других местах). Как правило, эти базальты сменяются островодужными вулканитами с заметной ролью кислых пород. Другие пути эволюции состава вулканитов в Урало-Монгольской области показаны на рис. 16 стрелками и завершаются нередко контрастными липарит-базальтовыми ассоциациями.

Наконец, в Западно-Тихоокеанской (Корякско-Камчатской и Японской) складчатой области, заложенной на коре океанического, или переходного, типа, вулканиты соответствуют только полям IIA (преобладают) и IIB, а путь их эволюции соответствует IIA→IIB. Характерно, что эти вулканиты, распространенные в глаукофансланцевых поясах — предполагаемых зонах субдукции, не содержат ни островодужных, ни срединноокеанических базальтов, а вариации их состава соответствуют окраинным морям и желобам и в редуцированном виде — некоторым океаническим островам (типа Реюньон). К аналогичным выводам приходят И. И. Абрамович и И. Г. Клушин [1978]. Рифейские и палеозойские базальтоиды Казахстана, Урала, Северного Кавказа, формировавшиеся в это время на коре континентального типа, соответствуют индийскому типу, а мезозойские базальтоиды Сахалина, Курил и Тайгоноса — базальтоидам островных дуг, заложенных на коре океанического, или переходного, типа (см. рис. 21).

Таким образом, для каждого типа активных зон и «внутриплитного» магматизма характерен свой путь эволюции состава базальтовых продуктов, показанный на рис. 15 и 16: срединноокеанические хребты IA→IIIA (Б,— по А. Ф. Грачеву), островные дуги и их аналоги в складчатых областях IA→IB→IIB, рифты промежу-

точного (субокеанического) типа $\text{IIIБ} \rightleftharpoons \text{IIБ} \rightleftharpoons \text{IA}$ (тип АIII), окраинные моря, желоба, глаукофансланцевые пояса и др. ($\pm \text{IIIА} \rightarrow \text{IIА} \rightarrow \text{IIБ}$), внутриплитный магматизм (некоторые рифты и «горячие точки» $\text{IIIА} \rightarrow \text{IIIБ} \rightarrow \text{IIБ}$ (тип АI).

Офиолиты и модель паратексиса. При выяснении особенностей базальтоидного вулканизма мы должны вернуться еще раз к офиолитам, поскольку их формирование тесно связано с образованием базальтовых серий и лучше иллюстрирует модель паратексиса. В составе офиолитов тесно ассоциируют: 1) тектонизированные гарцбургиты, трактуемые как мантийный фундамент, 2) кумулятивная дунит-пироксенит (троктолит)-габброидная серия и, наконец, 3) дайковая серия и пиллоу-лавы базальтового состава. Установлено, что океанические базальты срединноокеанических хребтов и многие базальты островных дуг и окраинных морей подстилаются теми же породами.

Однако океанические толеиты и большинство других базальтов не равновесны с мантийным гарцбургитом, содержащим ортопироксен. Лишь добавление 17% оливина к примитивному толеиту приводит по данным Д. Грина и А. Жако к равновесию с гарцбургитом при $P=2\text{ГПа}$ и 1430°C [International..., 1979]. Их данные подтверждают ранее высказанное положение [O'Naga et al., 1975; Irvine, 1977 и др.] о пикритовом составе исходного расплава, формирующего океанические толеиты и офиолиты. Такой пикрит по разным оценкам, использующим экспериментальные данные, состав кумулятов, геохимические особенности базальтов и наличие среди них пикритов, содержит 16—18% MgO и образуется при степени плавления 20—30% (до 35—38% для офиолитов Омана) «первичного» лерцолита [International..., 1979].

Частичное плавление происходит на глубине более 50—60 км и приводит к формированию промежуточных лерцолитов, содержащих $\sim 1\%$ CaO и $1,4\%$ Al_2O_3 . Для появления же более истощенных гарцбургитов, обычных в основании разреза офиолитов, магнезиального оливина (f до 9—10%) и анортита ($An \geq 95\%$) в кумулятивной серии необходимо либо, по мнению Р. Дункана и Д. Грина [International..., 1979], повторное плавление ранее истощенных лерцолитов на глубине 5—10 км при степени плавления 5—10%, либо постепенное изменение состава расплава (с отсадкой оливина и «растворения» в расплаве клинопироксена и части шпинели из лерцолита) по мере просачивания расплава через перидотит до глубин 5—10 км, как предполагал ранее автор [Петрология..., 1977].

Стадии формирования наиболее распространенных офиолитов первого типа, сходные с известной моделью Ж. Канны [Cann, 1974], показаны на рис. 17. В основе ее лежит допущение о непрерывном расширении коры и верхней мантии над восходящей ветвью астеносферных течений или над поднимающимся астеносферным диапиром. В последнем случае модель применима и к локальным зонам расширения типа окраинных морей. На основании сравнения составов базальтоидов типичных офиолитов с океа-

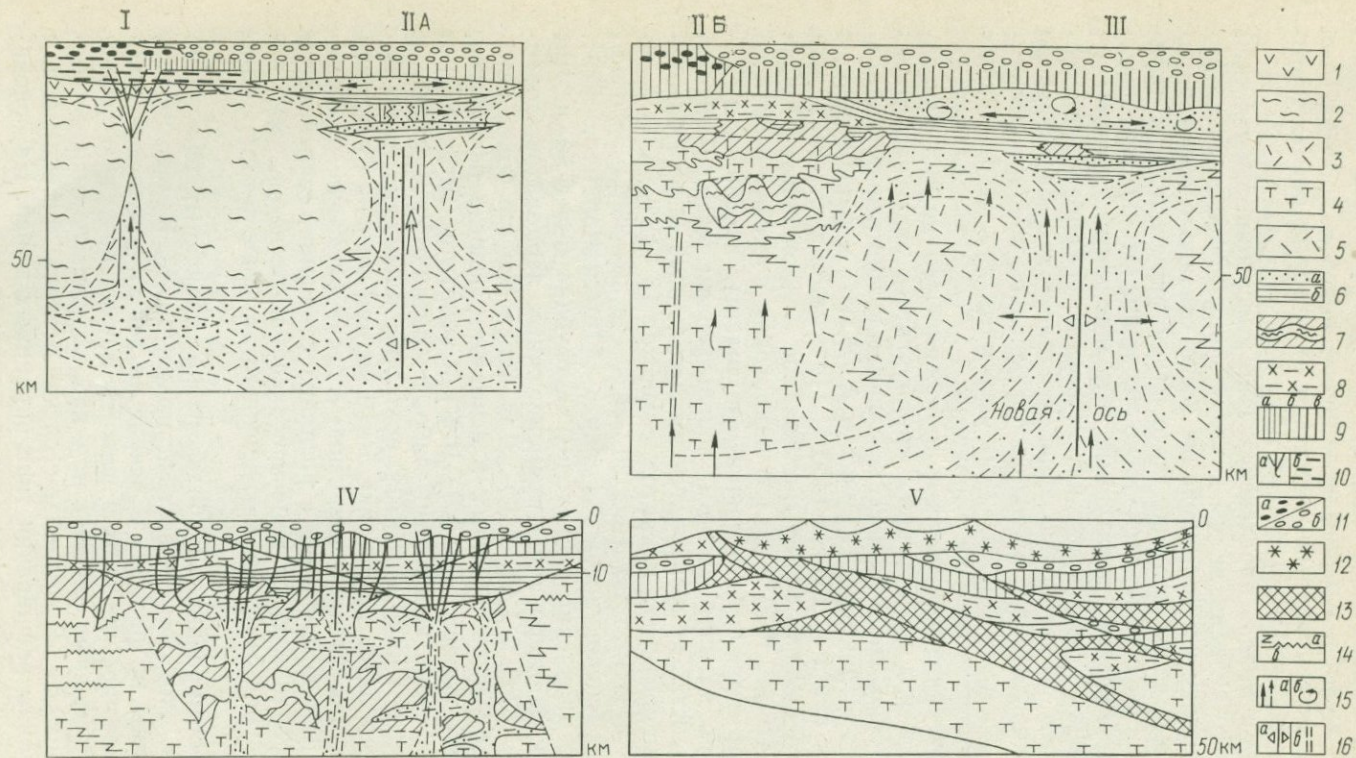


Рис. 17. Стадии формирования офиолитов (I—V).

1 — реликты древней коры; 2 — неистощенная лерцолитовая мантия; 3 — метаморфизованные перидотиты; 4 — истощенная гарцбургитовая мантия; 5 — частично расплавленные перидотиты; 6 — магма (а) и кумуляты (б); 7 — деформированные кумуляты и «вторичные» дуниты; 8 — верхние габбро (±плагιοграниты); 9 — дайковые комплексы от относительно древних (а, б) к молодым (в); 10 — отдельные дайки (а) и силлы (б); 11 — пиллоу-лавы более древние (а) и молодые (б); 12 — андезито-дацитовый осадочно-вулканогенный комплекс; 13 — измененные и смешанные породы (серпентиниты, амфиболиты, меланж); 14 — деформации в высокопластичных (а) и менее пластичных (б) породах; 15 — направление просачивания магмы (а), конвекции и смещения магм (б); 16 — ось спрединга (а — действующая и б — реликтовая)

ническими (см. табл. 8 и 9) установлено, что они отличаются от базальтов срединноокеанических хребтов и ближе к базальтам островных дуг или окраинных морей (Куртушибинский пояс). Расширение верхней части мантии и нижней части коры происходит путем течения пластического или «жидкого» материала и компенсируется формированием комплекса параллельных даек и излияниями базальтов в верхней части коры.

По сравнению с ранее опубликованной моделью [Петрология..., 1977] нами внесены некоторые изменения, связанные с новыми данными [International..., 1979]. На I стадии на месте раскола еще холодной плиты формируются серия даек и покровы щелочных или субщелочных базальтов, которые могут сохраниться на флангах формирующейся коры (см. рис. 18). На II стадии ПА подъем астеносферного вещества приводит к разогреву, повышению степени плавления и формированию промежуточной камеры (или цепочки камер), где накапливаются кумуляты. Благодаря им образуются стационарные толентовые (или субщелочные) серии; на этой стадии происходят наиболее интенсивные горизонтальные движения. Эти камеры могли существовать и внутри гарцбургитового фундамента, где формировались, в частности, хромит-оливиновые кумуляты, позже деформированные и метаморфизованные (см. рис. 17, ПБ).

В III стадию этот процесс достигает кульминации; формируется полный разрез офиолитов с деформированными реститами (гарцбургитами) в основании, кумулятивными (нижними) и эвтектоидными (верхними) габбро, а также комплекс параллельных даек, нижняя граница которого обрезается течением магмы в камере. От стадии к стадии зоны просачивания и центры спрединга могли смещаться во времени от истощенных гарцбургитовых зон ранних стадий просачивания к лерцолитовым зонам, не захваченным этим процессом. В IV стадию происходит опускание диапира (или восходящей ветви течений), общее остывание системы, отмирание промежуточных камер, пересечение сформированной последовательности трубообразными телами и жилами дунитов и поздними дайками габбро; в V стадию — общее сжатие и формирование крупных надвигов, которые выводят на поверхность офиолитовые пластины. Утолщение и метаморфизм коры может привести к преобразованию ее в кору переходного типа, а плавление ее нижней части — к проявлению дацито-андезитового вулканизма. Смена офиолитового магматизма островодужными ассоциациями была продемонстрирована на многих примерах в Аппалачах, Калифорнии, Альпийской области [International..., 1979]. Известны и другие случаи, когда офиолиты I типа перекрываются островодужными андезитами и кислыми вулканами, а затем пелагическими осадками, например в офиолитах Береговых хребтов Северной Америки [North American..., 1977].

Вариации офиолитовой модели применительно к реальным объектам связаны с наличием трансформных разломов [International..., 1979], а также со сложной историей формирования комп-

Состав типичных

Компонент	Комплекс Семайл (Оман)						Комплекс Папуа		
	1	2	3	4	5	6	1	2	3
SiO ₂	41,95	42,69	46,56	48,34	53,34	57,39	40,93	43,15	55,52
TiO ₂	—	0,10	0,10	0,10	1,28	1,31	—	0,02	0,05
Al ₂ O ₃	0,49	7,82	16,95	23,87	15,44	15,76	0,54	0,23	1,13
ΣFeO	9,86	11,95	5,25	2,82	10,05	8,95	7,83	7,41	9,62
MnO	0,11	0,20	—	—	0,10	0,13	0,11	0,10	0,19
MgO	45,40	28,46	14,26	5,19	6,12	6,47	49,86	48,47	31,78
CaO	0,75	8,02	15,46	17,38	9,43	5,46	0,73	0,55	1,62
Na ₂ O	0,16	0,40	1,20	2,10	3,91	3,94	—	0,07	0,05
K ₂ O	—	—	—	0,10	0,26	0,59	—	0,01	0,04
Cr ₂ O ₃	0,67	0,13	0,10	0,08	0,04	—	—	—	—
NiO	0,61	0,23	0,12	0,03	0,03	—	—	—	—
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,01	100,0	100,0	100,0	100,01	100,0
Число анализов	2	3	3	3	6	6	2	3	4

Все анализы приведены к 100% после удаления CO₂, H₂O и пересчета всего железа как 3 — оливиновое габбро, 4 — эвкриты, 5 — диабазы, 6 — пиллоу-лавы; Папуа [Coleman, 1977]: 1 — дуниты, 2 — гарцбургиты, 3 — ортопироксениты, 4 — габбро, 5 — верхние офиолиты, 6 — базальты, 7 — тоналиты; Куртушибинский пояс [Добрецов и др., 1977]: 1 — дуниты, 2 — гарцбургиты, 3 — ортопироксениты, 4 — габбро, 5 — верхние офиолиты, 6 — базальты, 7 — тоналиты.

лекса параллельных даек и (или) силлов диабазов. На рис. 18 показаны стадии формирования офиолитов Пойнт-Сал на фланге распространения францисканской серии в Калифорнии (см. рис. 47). Здесь выделяются ранняя (I) дайковая серия и пиллоу-лавы, затем II серия, представленная базальтами, силлами диабазов, тесно связанными с подстилающими габбро и диоритами, и, наконец, III серия поздних даек. Формирование II серии диабазов и лав объясняется возникновением нового центра спрединга с иными условиями растяжения, при которых формируется не дайковый комплекс, а силлы, интродуцируемые в основании более древнего вулканического слоя IV (см. рис. 18, а, б, в). В камере магмы под «крышей» из диабазовых силлов начинается гравитационная дифференциация, расширение происходит быстрее и формирование силлов вновь сменяется дайковым комплексом (см. рис. 18, г).

В аналогичных геофизических моделях были сделаны некоторые количественные оценки, основанные на корреляции геофизических данных с морфометрией современных океанических рифтов [Cann, 1974]. Существенное значение здесь имеют ширина тектонически активной зоны (или зоны внедрения даек) x_1 и ширина слоя «одноактно» излившихся лав x_2 , которые с учетом изостати-

офиолитов

(Папуа — Новая Гвинея)				Куртушибинский пояс (Западный Саян)						
4	5	6	7	1	2	3	4	5	6	7
50,56	51,12	52,12	61,72	41,54	43,26	44,57	43,3	48,08	56,67	52,19
0,11	0,13	1,24	0,41	0,02	0,02	0,01	0,03	0,31	0,63	2,28
16,38	18,51	14,00	16,23	0,62	0,92	1,37	1,68	19,07	14,38	14,88
5,26	6,47	11,70	6,87	8,1	8,24	8,47	6,66	7,41	9,9	12,36
0,11	0,13	0,18	0,11	0,09	0,11	0,11	0,14	0,11	0,1	0,18
12,26	9,15	7,49	3,37	48,67	46,17	43,37	44,07	8,91	8,20	7,11
14,55	12,95	10,42	7,21	0,58	0,91	1,78	3,77	13,56	7,9	7,60
0,73	1,51	2,78	3,52	—	—	—	—	2,18	2,09	2,37
0,04	0,03	0,07	0,56	—	—	—	—	0,31	0,13	1,03
—	—	—	—	0,38	0,38	0,32	0,35	0,06	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
12	6	7	4	16	29	7	8	17	6	45

FeO. Семайл [Geology... 1974; Coleman, 1977]: 1 — перидотиты, 2 — кумулятивные габбро, 1977]: 1 — дуниты, 2 — гарцбургиты, 3 — ортопироксениты, 4 — габбро, 5 — верхние офиолиты, 6 — базальты, 7 — тоналиты; Куртушибинский пояс [Добрецов и др., 1977]: 1 — дуниты, 2 — гарцбургиты, 3 — ортопироксениты, 4 — габбро, 5 — верхние офиолиты, 6 — базальты, 7 — тоналиты.

ческой компенсации определяют толщину второго слоя океанической коры и характер остаточной намагниченности. Размеры магматического резервуара оцениваются приблизительно как $h \approx l \geq \geq x_1$ и поддерживаются на стадиях II и III на стационарном уровне. Увеличение скорости спрединга приводит к уменьшению x_1 и увеличению разности $x_2 - x_1$, а также к увеличению h и уменьшению мощности второго слоя, поскольку магматический резервуар приближается к поверхности и быстрее исчерпывается. С этим связан и разный характер «автометаморфизма» и гидротермальных изменений. Максимальная скорость раздвижения, необходимая для существования такой модели, оценивается как 0,5—0,7 см/год [Cann, 1974; Wolery, Sleep, 1976].

В происхождении и развитии океанической коры еще очень много неясного и дискуссионного, и изложенная модель формирования офиолитов также далека от окончательного решения. Альтернативными являются модели, в которых главное внимание уделяется анализу вязких течений в канале осевой зоны хребта [Ушаков, Галушкин, 1978].

В формировании окончательного облика офиолитов большую роль играют метаморфические процессы — «внутренний» метаморфизм офиолитов (ранняя серпентинизация, зеленокаменное

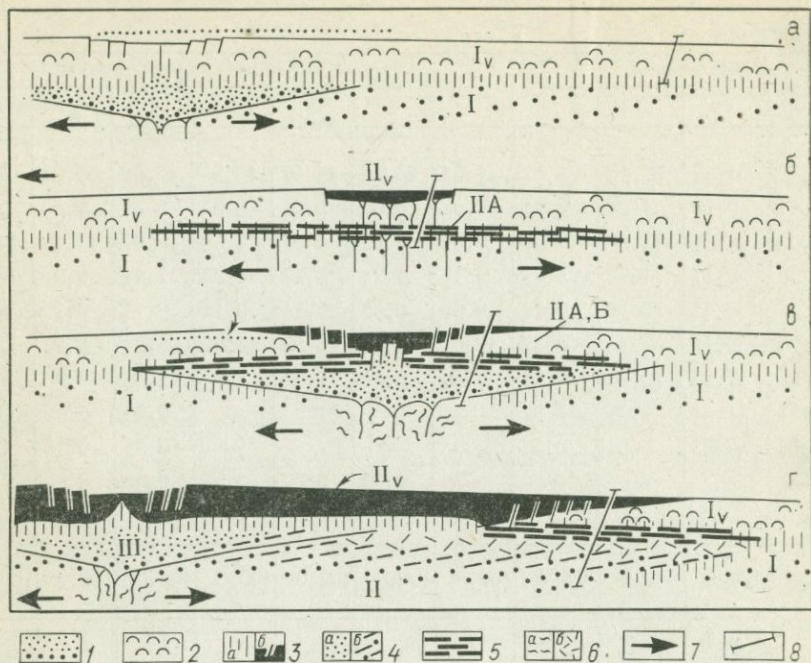


Рис. 18. Стадии формирования океанической коры и офиолитов Пойнт-Сал, Калифорния (а-г). По Р. Хопсону и Дж. Франко [North American..., 1977].

1 — магма и кумуляты I—III стадий; 2 — вулканы I стадии (Iv); 3 — дайковый комплекс (а) и вулканы (б) II стадии (IIv); 4 — ультраосновная мантия (а — первичная и б — поздняя деформированная); 5 — силовой комплекс II стадии (IIA); 6 — дуниты (а — рестины) и габбро II стадии — б; 7 — направление спрединга; 8 — положение разреза офиолитов Пойнт-Сал

изменение) и «внешний» метаморфизм, сопровождающий процессы надвигания и выведения офиолитов на поверхность [Coleman, 1977; Петрология и метаморфизм..., 1977].

С петрологической точки зрения кажется наиболее вероятным, что в формировании офиолитов и океанической коры ведущую роль играет просачивание базит-ультрабазитового расплава, сопровождаемое образованием рестинов в верхней части мантии и кумулятивными процессами в промежуточных очагах. Доказательствами модели просачивания расплава являются, по нашему мнению, наблюдения за полями даек и трубообразных тел дунитов среди деформированных гарцбургитов, которые большинством авторов относятся к мантийному фундаменту офиолитов. На рис. 19 показано такое тело дунитов, окруженное роем жил дунитов и пироксенитов, в крупнейшем на Урале Войкаро-Сыньинском офиолитовом массиве [Петрология и метаморфизм..., 1977]. Жилы дунитов сгущаются, образуют сплошную сеть вокруг центрального тела, являясь наиболее ранними по сравнению с пироксенитами и габбро, но более поздними, чем ранняя полосча-

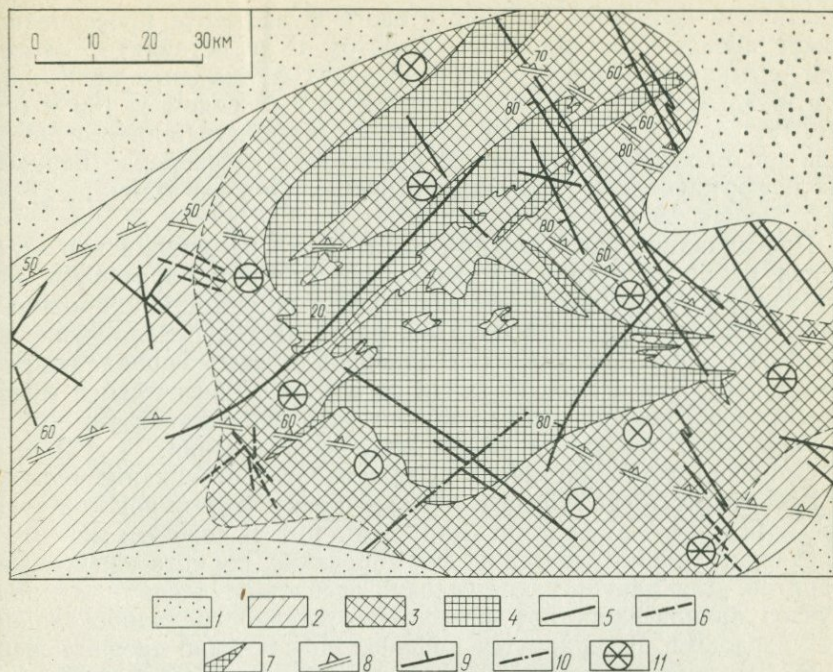


Рис. 19. Схематическая карта, иллюстрирующая дуниты и жилы, формирующиеся при паратексисе через мантийные гарцбургиты (Полярный Урал, р. Хойла). По Г. А. Савельевой (1978 г.).

1 — четвертичные отложения; 2 — гарцбургиты; 3 — гарцбургиты, насыщенные дунитовыми жилами; 4 — дуниты; 5—7 — крупные жилы (5 — вебстеритов, 6 — энстатитов, 7 — дунитов); 8 — элементы залегания полосчатости пород; 9 — падение жил; 10 — разрывы; 11 — ориентировка жил дунитов

тость и структуры пластического течения в гарцбургитах. В формировании жил устанавливается определенная последовательность: 1) дуниты, 2) дуниты, отороченные пироксеном, 3) энстатиты, сменяющиеся вебстеритами, 4) габбро и анортозиты с оторочками вебстеритов, 5) габбро и микрогаббро неоторооченные. Жилы (4 и 5) присутствуют в более верхней части разреза, чем на рис. 19, вблизи контакта с полосчатым кумулятивным комплексом. Все тела и жилы, судя по составу фаз и соотношению с габбро, образовались при высоких температурах из расплава или в равновесии с ним.

Тела и жилы дунитов представляют, по нашему мнению, «след» просачивания высокотемпературного пикритового расплава, в котором растворились пироксены из твердого деформированного гарцбургита. По мере остывания расплав начал реагировать с твердой породой, причем последовательность реакций соответствует системе $\text{Fo}-\text{Di}-\text{An}-\text{SiO}_2$. Последнее обстоятельство отмечалось автором при описании полярноуральских габбро и гипербазитов [Добрецов, 1964]. При наиболее прогревом и высоко-

пластичном состоянии гарцбургитового фундамента просачивание может происходить сплошным фронтом и не оставлять следов. При остывании и (или) в верхней части фундамента просачивание локализуется в струях с изометричным сечением от 100 м (см. рис. 19) до 1—2 км и затем сменяется зонами трещинного просачивания, около которых также происходит растворение пироксенов и формирование дунитовых оторочек (массив Ланцо) [Boudier, Nicolas, 1972].

Просачивание расплава при паратексисе принципиально отличается от просачивания раствора, так как при паратексисе нет необходимости предполагать какую-либо пористость и проницаемость твердых пород. Расплав вызывает частичное плавление на контактах зерен пироксенов и оливинов и сам «прокладывает» себе дорогу. Такой процесс почти не изучен теоретически и экспериментально, поэтому сейчас трудно дать количественную его характеристику; требуются дальнейшие исследования.

Особенно легко частичное плавление и просачивание расплава происходит тогда, когда в породах присутствуют водосодержащие минералы — амфибол и (или) флогопит. В коре эти минералы регулируют мигматизацию и формирование реометаморфических гранитов. Для мантии такие условия оценить труднее, хотя в ряде случаев приповерхностное фракционирование срединноокеанических базальтов буферизуется амфиболом, как было предположено Л. В. Дмитриевым и др. [1976]. Однако в отличие от островных дуг роль амфибола в генерации базальтов срединноокеанических хребтов, по-видимому, незначительная, исключая некоторые щелочные серии с керсутитом на месте восходящих мантийных струй («горячих точек», см. ниже). Кроме того, благодаря высокому градиенту и малой мощности коры здесь не создается условий для фракционирования и синтексиса в промежуточных очагах, что характерно для липарит-дацит-андезитовой формации островных дуг. Наконец, исходный расплав островодужных вулканитов мог быть андезитовый, но во всяком случае не пикритовый.

В островных дугах, заложенных на океанической коре (типа Марианской или Тонга) или переходных структурах типа Маккуори, условия могли приближаться к паратексису (просачиванию) через осевую зону срединноокеанических хребтов.

Возникает вопрос, можно ли объяснить образование континентальных толентов и их ассоциацию со щелочными базальтами аналогично океаническому — наличием «горячих точек» (мантийных струй) или зон растяжения с подтоком глубинных магм? Независимо от этой альтернативы, смену толентов (траппов) щелочными базальтами и наоборот определяет, по нашему мнению, характер проницаемости литосферы. При трещинной проницаемости в условиях мощной и (или) холодной литосферы базальты поднимаются быстро и сохраняют признаки селективного плавления мантийного вещества (анатексиса) с присущими ему вариациями в пространстве и во времени в зависимости от состава мантии, глубинности плавления, возможности глубинной дифференциации

и т. д. При более медленном (хотя и локализованном в «астенолитах», «зонах» или «струях») просачивании [рассеянная проницаемость, по В. В. Белоусову, 1975] мы переходим к модели паратексиса. В этом случае магма успевает прийти в равновесие с вышележащими породами и ее окончательный состав определяется валовым составом зоны просачивания или чаще составом ее верхней части. Полученная магма сходна с магмой, образовавшейся в результате плавления при низких давлениях и в присутствии избытка оливина. Такая альтернативная модель предлагалась и для срединноокеанических хребтов, но, как мы уже отмечали, любую модель селективного плавления или фракционирования в промежуточных камерах трудно согласовать с исключительно устойчивым характером толеитового вулканизма в пространстве и во времени.

Паратексис на континентах по сравнению с океанами отличается: а) приуроченностью к континентальным рифтам с мощной континентальной корой, б) большей сухостью и восстановленностью магмы (из-за отсутствия или редкости амфибола и флогопита в мантии и, возможно, добавки H_2), в) разным составом исходной просачивающейся магмы (щелочно-оливин-базальтовый или пикритовый), связанным, как обычно предполагают, с разной обстановкой подъема магм (например, локальные и кратковременные струи «горячих точек» или длительно существующие зоны растяжения), г) промежуточным (трещинно-рассеянным) характером проницаемости.

С вариациями проницаемости можно связать также отличия «сухого» толеитового паратексиса в океанах и на континентах. В океанах преобладает медленное просачивание вследствие большей нагретости мантии и меньшей мощности литосферы и трещинная проницаемость появляется преимущественно на заключительных стадиях этого процесса при увеличении мощности коры и (или) остывании мантии. На континентах в рифтах, а также на ранних и поздних стадиях проявления траппового магматизма преобладает трещинная проницаемость, и только в эпохи «активизации» или в рифтовых структурах на ранних стадиях и (или) при переходе к океаническим структурам характер проницаемости меняется (хотя и не достигает никогда степени проницаемости в океанах). Повышенное содержание калия в континентальных толеитах можно объяснить исчезновением амфибола под континентами (но сохранением флогопита) или частичным проявлением корового синтексиса.

Интересна и другая проблема — общая эволюция состава базальтового вулканизма на Земле и других планетах. Для Земли наибольшее значение имеет эволюция железистости и щелочности. Уменьшение содержания Fe в базальтах может быть следствием постепенного выделения железного ядра и уменьшения содержания Fe в мантии. Возможность такого процесса отмечена была О. Г. Сорохтиным [1974], но он не привел серьезных доказательств. Подобную эволюцию попытались до-

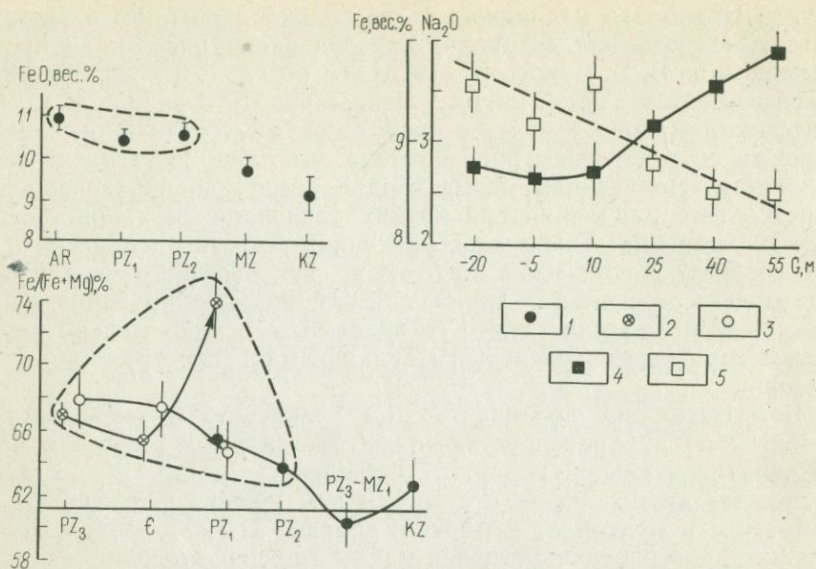


Рис. 20. Зависимость содержания железа в базальтах от возраста и аномалий гравитационного потенциала G . По И. И. Абрамовичу, И. Г. Клушину [1978]. Составы: 1 — среднее, 2 — для Алтае-Саянской области, 3 — для Казахстана, 4—5 — для западной части Тихого океана, зависимость содержания железа (4), Na_2O и базальтах (5) от гравитационного потенциала G ; вертикальные линии показывают стандартные отклонения средних значений

казать И. И. Абрамович и И. Г. Клушин [1978] на основе статистической обработки 4000 анализов разновозрастных толентовых базальтов (рис. 20). Однако при таком смешении разнородного материала есть опасность непредставительного опробования. Среди мезозойских и кайнозойских базальтов значительную или преобладающую роль играют океанические и близокеанические островодужные, которые отсутствуют или редки в более древних базальтах. Вероятно, поэтому не устанавливается значимых отличий или систематического изменения содержания FeO в толентовых древних базальтах (например, в архее $\text{FeO} = 11,0 \pm 0,25$, в палеозое (позднем) — $\text{FeO} = 10,6 \pm 0,3\%$).

На основании сопоставления по однотипным толентовым базальтам одного региона (см. рис. 20) или разновозрастным траппам Сибирской платформы и других регионов (см. табл. 8) трудно установить систематическое уменьшение FeO с течением времени: в рифее и палеозое складчатых областей Алтая и Казахстана изменение содержания Fe оказывается различным и в среднем почти не меняется (см. рис. 20), в рифейских и палеозойских траппах содержание FeO около 13%, а в раннепротерозойских даже меньше — 11%, в более молодых траппах Декана, Тасмании (MZ), плато Колумбия (KZ) содержание FeO те же — около 13%, локально понижается до 11% (см. табл. 8). В траппах Сибирской платформы более отчетливо устанавливаются понижение K_2O и возрастание фемичности («тенденция В. Л. Масайтиса») с

возрастом. Это можно объяснить «истощением мантии» — прогрессирующим удалением из нее K_2O и всех легкоплавких компонентов (увеличение K_2O в раннепротерозойских метаморфизованных траппах можно связать также с эффектом метаморфизма, но обычно этот эффект противоположный) [Добрецов, 1975].

Если даже уменьшение FeO в толетитовых базальтах с возрастом будет подтверждено, следует иметь в виду, что баланс изменения FeO в базальтах и мантии необходимо согласовать с моделями выделения ядра. Данные на рис. 20 не соответствуют модели О. Г. Сорохтина, поскольку наиболее интенсивное выделение ядра и уменьшение железа в мантии по его модели следует ожидать между AR и PZ₁; последнее (с учетом разной представительности выборок) более соответствует модели раннего (до 3 млрд. лет) выделения ядра.

Представляет интерес зависимость содержаний железа в базальтах Тихоокеанского кольца от геопотенциала G превышений геонда над сфероидом (см. рис. 20). Действительно, все базальты западной части Тихого океана, примыкающие к Новой Гвинее и располагающиеся в районе «треугольника Дарвина», обогащены Fe и Ti . Здесь же располагается крупнейшая положительная аномалия, подобно «масконам» на Луне, с возмущающими массами в нижней мантии на глубине 900—1000 км. Можно предположить, что в этих участках мантия относительно обогащена Fe и Ti и оказывает влияние на состав астеносферы и поверхностных вулканов.

Различия и сходство состава лунных базальтов [Лунный грунт..., 1974] с земными толитами определяются сходством моделей паратексиса и анатексиса, но в других физико-химических условиях — малая сила тяжести, низкий окислительный потенциал и др. Это приводит к большой роли пироксен-плагноклазового фракционирования и появлению анортозитов на ранней стадии эволюции Луны при формировании неморских базальтов и анортозит-троктолитовой серии. Необходимо отметить, что ранняя стадия сходна с анортозит-андезитовой ранней стадией Земли, но отличается кратковременностью и незначительной ролью воды.

Андезитовый вулканизм

Все современные проявления андезитового вулканизма приурочены к границам плит преимущественно западнотихоокеанского (островные дуги) и андийского типов (кордильеры). Поэтому модели современного андезитового вулканизма тесно связаны с теорией тектоники плит, хотя в историческом аспекте эта связь не столь очевидна. Проявления андезитового вулканизма встречаются во всех складчатых областях. Существует множество моделей и гипотез образования андезитовых серий:

1. Селективное плавление (анатексис) кварцевых эклогитов:
а) в результате погружения океанической литосферы в зонах Беньофа и эклогитизации океанических толетитов;

б) вследствие эклогитизации континентальной, или островодужной, коры, отрыва и погружения эклогитизированных блоков в мантию вплоть до их частичного плавления [В. Соболев, А. Соболев, 1977; Артишков, 1979 и др.].

2. Фракционное плавление мантийного субстрата в условиях высокого давления воды:

а) эффективное на ранних стадиях эволюции Земли при образовании протоконтинентальной коры; но малоэффективное в поздние эпохи, исходя из сухости и высокотемпературности магм;

б) контролируемое присутствием амфибола в верхней мантии и особенно островных дуг [Дмитриев и др., 1976; Розинов, Колесников, 1975 и др.].

3. Синтексис корового материала с базальтоидной магмой:

а) плавление материала континентальной или промежуточной коры и взаимодействие кислого и основного расплавов (т. е. аналогично происхождению габбро-гранитных серий);

б) контаминация базальтовой магмы сиалическим (б) или амфибол-пироксенитовым (в) материалом.

В настоящее время считают, что ни одна из названных гипотез не может быть универсальной [Рябчиков, Богатиков, Бабанский, 1978; Розинов, Колесников, 1975 и др.]. Древнейшие андезитовые, андезитовые серии островных дуг и трахиандезитовые или липарит-трахибазальтовые серии континентов (наложенных вулканических зон типа Охотско-Чукотской или орогенных зон) отличаются по составу и, по-видимому, по способу образования. В частности, на основании петрохимических данных и геофизических особенностей вулканических зон [Абрамович, Клушин, 1978] установлено отличие дуг андийского типа (включая Каскадные горы и Центральную Америку) от дуг, заложенных на океаническом основании (Тонга, Кермадек, Идзу-Бонинские, Гебридские и др.) (рис. 21). Островные дуги с блоками сиалической коры (Япония, Камчатка, Новая Зеландия, Новая Гвинея, Зондская дуга) занимают промежуточное положение.

Как уже отмечалось, часто появляются парные вулканические дуги, например, на Камчатке, в Курильской, Зондской дугах, структурах — Соломоновы — Ново-Гебридские острова и о-ва Тонга-Лау. Как видно из рис. 21, внутренние и внешние дуги по фактору F_3 заметно различаются, причем это как раз тот фактор, который определяет возрастную эволюцию вулканитов в складчатых областях. Он включает в себя сопряженные возрастания количества дацитов и кислых вулканитов (особенно калиевых), мощности и «зрелости» коры.

В основании островных дуг, заложенных на океанической коре, появляются необычные вулканиты серии марианит — бонинит (Малая Курильская, Восточно-Марианская дуги, мыс Фогель — Новая Гвинея). Эти породы представляют по составу плавленные пироксениты (табл. 10), отличающиеся присутствием клиноэнстатита, высоким содержанием H_2O при низком окислительном потенциале и образовались, вероятно, при плавлении амфиболовых лерцолитов

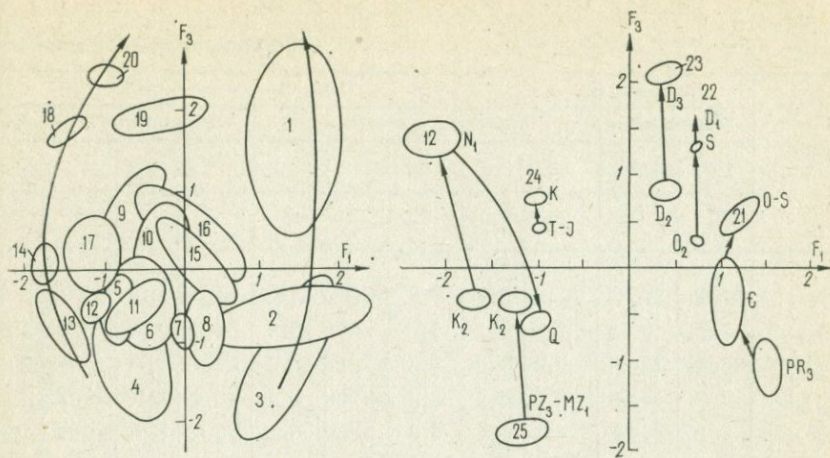


Рис. 21. Положение вулканических дуг, поясов и ареалов в пространстве первого—третьего факторов (F_1 — F_3) для современных вулканитов Тихоокеанского кольца (вверху) и древних складчатых областей (внизу). По И. И. Абрамовичу, И. Г. Клушину [1978]:

1 — Анды, 2 — Центральная Америка, 3 — Каскадные горы, 4 — Идзу-Бонни, 5 — Марианский остров, 6 — о-в Хоккайдо, 7 — о-ва Рюкю; 8 — о-в Кюсю, 9 — о-в Хонсю, 10 — Камчатка, 11 — Алеутские острова, 12 — Курильские острова, 13 — Тонга, 14 — Кермадек, 15 — Новая Зеландия, 16 — Зондские острова, 17 — Новые Гебриды, 18 — Новая Британия, 19 — Новая Гвинея, 20 — о-ва Фиджи, 21 — Казахстан, 22 — Урал (Магнитогорский синклиниорий), 23 — Северный Кавказ, 24 — Тайгонос, 25 — о-в Сахалин

или амфибол-оливиновых пироксенитов [Геология дна..., 1979]. Роль повышенного содержания H_2O и амфибола в мантии под островными дугами рассматривалась в первом разделе книги; в андезитовых зонах андийского типа эти признаки, как правило, отсутствуют.

В тыловой зоне островных дуг западнотихоокеанского типа закономерно, по нашему мнению, присутствуют окраинные моря, образование которых обусловлено локальным растяжением с длительной и довольно сложной историей. Исключение составляют периферические дуги, а именно часть Зондской и Алеутской, дуги Рюкю и Кюсю, в тылу которых располагаются континентальные блоки. В этом отношении, а также по некоторым особенностям вулканизма и сеймотектоники они ближе к андезитовым цепям андийского типа, что подтверждается и близостью их состава (см. рис. 21).

Как видно из рис. 22, все островодужные зоны с проявлением активного андезитового вулканизма расположены параллельно желобам примерно в интервале 50—150 км над фокальными зонами Заварицкого—Беньофа. Исключение составляют Филиппины, где вулканы располагаются и над глубокофокусными землетрясениями 400—600 км, и Марианская дуга, где сеймофокальная зона становится вертикальной и выклинивается, а проявления андезит-базальтового вулканизма сохраняются на ее продолжении.

Для большинства островных дуг характерна положительная корреляция содержания K_2O в современных вулканитах и глуби-

Состав главных разновидностей

Компонент	Океан		Островные дуги									
	Специфические		Марианиты — бониниты						Андезитовые формации			
	1 (2)	2 (15)	3 (14)		4 (12)		5 (1)	6 (17)		7 (15)		
	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	\bar{x}	s	\bar{x}	s	
SiO ₂	51,55	57,85	57,3	0,7	58,8	0,2	57,6	54,30	1,07	58,57	1,13	
TiO ₂	2,74	0,58	0,3	0,1	0,2	—	0,3	0,95	0,47	0,90	0,31	
Al ₂ O ₃	16,34	15,31	9,0	1,9	8,3	1,4	15,9	15,47	0,79	16,86	1,23	
Fe ₂ O ₃	4,64	4,24	2,2	0,4	3,4	0,4	0,7	3,46	1,15	3,65	1,04	
FeO	6,19	4,75	7,3	0,4	6,3	0,4	6,5	9,68	1,39	3,88	0,83	
MnO	0,20	0,15	0,2	—	0,11	—	0,2	0,14	0,13	0,17	0,07	
MgO	3,73	4,85	17,5	3,8	14,2	1,7	8,5	3,78	0,62	3,29	0,51	
CaO	6,61	5,86	5,0	1,3	5,5	0,9	7,8	8,89	0,88	7,38	0,47	
Na ₂ O	5,01	3,75	0,9	0,3	1,9	0,2	1,9	2,41	0,30	3,29	0,34	
K ₂ O	1,94	1,45	0,3	0,1	0,8	0,2	0,7	0,99	0,18	1,09	0,40	
P ₂ O ₅	1,00	0,20	0,1	—	0,09	—	0,02	—	—	—	—	
H ₂ O	—	2,03	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Сумма	99,95 10,5	101,02 8,57	100,1 9,3	—	99,6 9,3	—	100,12 7,1	100,07 12,8	—	99,08 7,25	—	

1 — муджирит Гавайских островов; 2 — андезиты Исландии [Исландия... 1977]; 3 — ма (0,2% Cr₂O₃); 5 — бониниты, Бонинские острова, 3—5 — пересчитанные за вычетом H₂O тралных Курил; 8—9 — андезиты (8) и риолиты (9) Срединно-Камчатского хребта серия — R₁₋₂, Кузнецкий Алатау; 14—15 — тунгусикская серия — R₃, Енисейский кряж Большенарынской серия — R₁₋₂, Тянь-Шань; 19 — майканская свита — R₃, Центральный

ны залегания фокальной зоны Заварицкого—Беньофа под ними (см. рис. 22). Эта особенность, установленная впервые В. Диккинсоном [Dickinson, 1970], считается настолько надежной, что используется при палеографических и палинспастических реконструкциях [Зоненшайн и др., 1976], хотя очень много неясностей в отношении эмпирического материала и теоретического объяснения. В одной из моделей, согласованных с теорией тектоники плит и петрологическими данными [Marsh, Carmichael, 1974; В. Соболев, А. Соболев, 1977], предполагается, что во время субдукции толенты, слагающие верхние 7—8 км океанической коры, превращаются в кварцевые эклогиты, содержащие также примесь санидина (за счет примеси K₂O в толентах). Этот санидин буферует активность K₂O в выплавляемой андезитовой магме, а присутствующие в эклогитах кварц и некоторое количество H₂O буферуют активность SiO₂ в магме. Активность SiO₂ и содержание H₂O в андезитовой магме были рассчитаны [Marsh, Carmichael, 1974] исходя из предположения, что ксенокристы кварца, находящиеся в андезитах некоторых островных дуг,

андезитов и кислых лав

Переходные зоны					Складчатые области									
Андезит-риолитовые формации					Контрастные и салические формации									
8 (11)	9 (9)	10 (2)	11 (2)	12 (65)	13 (37)	14 (25)	15 (41)	16 (34)	17 (79)	18 (14)	19 (11)			
\bar{x}	s	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}			
59,04	1,43	71,19	61,63	72,97	54,81	74,69	55,61	75,57	53,61	71,23	76,42	74,11		
0,98	0,33	0,29	0,54	0,28	1,10	0,32	2,35	0,23	0,52	0,31	0,31	0,35		
16,86	1,36	14,98	18,04	14,01	16,70	12,85	15,40	13,23	15,18	13,02	12,20	12,28		
2,94	1,05	1,56	1,70	0,51	3,39	1,64	2,76	1,98	2,91	1,64	0,66	2,74		
4,11	1,13	1,08	3,39	1,61	6,89	2,47	8,96	1,17	5,69	2,54	1,78	1,92		
0,14	0,05	0,06	Сл.	0,01	—	—	—	—	0,15	0,06	—	—		
3,92	1,17	0,66	2,90	0,33	5,16	0,85	4,35	0,51	7,25	1,68	0,51	0,82		
6,43	1,05	1,63	5,76	1,34	6,24	1,24	7,05	0,86	6,10	1,54	1,11	1,73		
3,81	0,68	4,18	4,12	4,54	4,27	4,87	2,15	1,26	3,74	5,00	2,89	4,80		
1,96	0,41	3,62	1,24	4,13	1,09	0,92	1,50	5,19	0,38	0,80	4,01	1,09		
—	—	—	0,19	0,05	—	—	—	—	—	—	—	—		
—	—	—	0,44	0,34	—	—	—	—	4,50	2,1	—	—		
100,19 6,75	—	99,25 2,48	99,95 4,92	100,12 2,06	99,65 9,94	99,85 3,95	100,13 11,44	100,0 2,25	100,03 4,02	99,92 8,30	99,89 2,38	99,84 2,95		

рианиты, мыс Фогель, о-в Новая Гвинея; 4 — марианиты—бониниты, Марианский желоб [Геология... 1979]; 6 — андезито-базальты Идзу-Бонинской дуги; 7 — андезиты Цен-Эрлих, 1973]; 10—11 — андезиты (10) и риолиты (11) Каскадных гор; 12—13 — енисейская [Белоусов и др., 1976]; 16—17 — баймак-бурибаевская серия, С. Урал [Фролова, 1973]; 18 — Казахстан [Белоусов и др., 1976]. В скобках — число анализов.

обусловлены ранним выделением кварца на большой глубине в присутствии H₂O [Green, 1972]. В результате установлено, что андезитовая магма образуется при T = 1400 ± 50° C, X_{H₂O} = 0,5 ± 0,1 вес. % в ограниченном интервале глубин, специфичном для каждой зоны субдукции. Глубина этого интервала определяется скоростью погружения. При более быстром погружении температура 1400° C в погружающейся океанической плите достигается на большей глубине. Этим объясняется корреляция содержания K₂O в андезитах и глубины зоны Заварицкого—Беньофа под вулканитами (см. рис. 22) — на большей глубине активность K₂O, буферруемая санидином, выше. Таким образом, и глубина зарождения андезитовой магмы, и содержание в ней K₂O определяются скоростью погружения океанической литосферы при постоянной температуре (1400° C) генерации этой магмы. С изменением скорости погружения и (или) геометрии зоны субдукции зона активного вулканизма может мигрировать, но в основном она приурочена к изолиниям 100—200 км фокальной зоны Заварицкого—Беньофа, как видно из рис. 22.

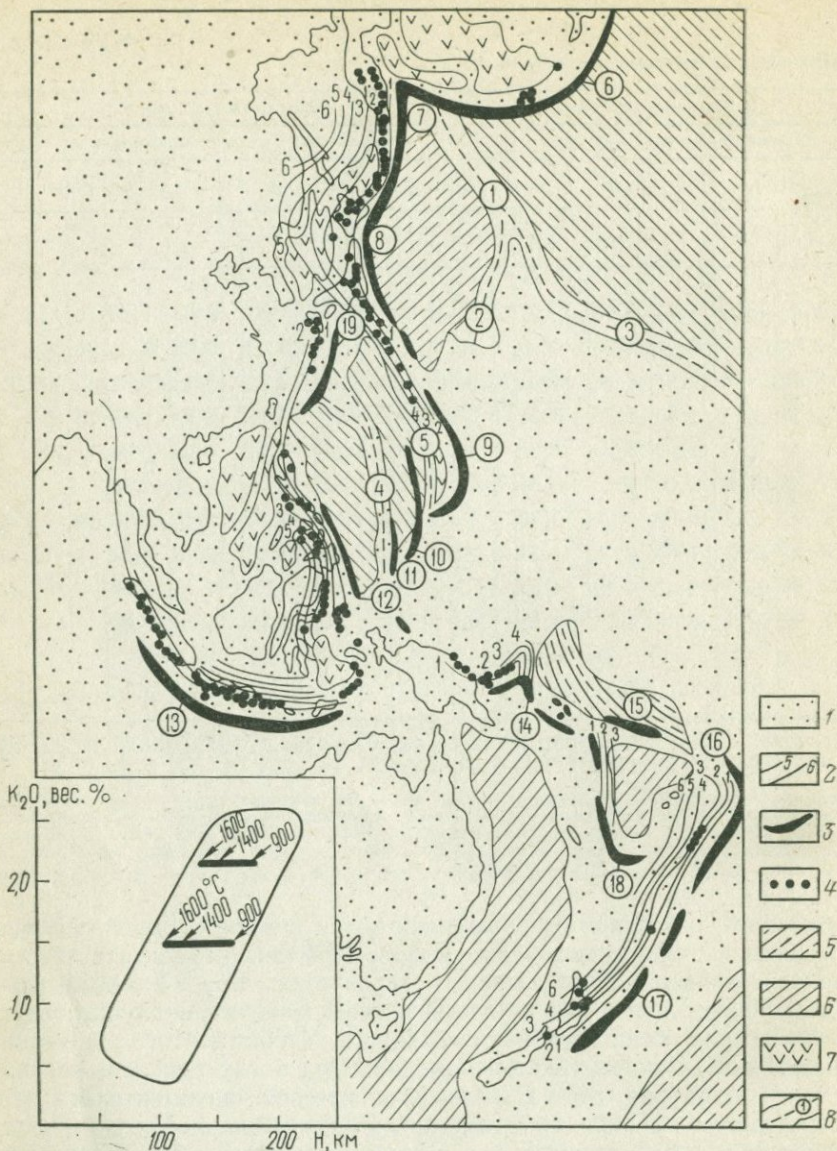


Рис. 22. Схематическая карта окраинных морей, островных дуг и желобов западной части Тихого океана [Oxburgh, Turcotte, 1970; Dickinson, 1970; Marsh, Carmichael, 1974].

1 — нерасчлененные моря и континенты; 2 — изолинии средней глубины фокальной зоны в сотнях метров; 3 — глубоководные желоба; 4 — главные действующие вулканы; 5 — океаническая кора с полосовыми магнитными аномалиями (штриховка примерно соответствует ориентировке аномалий); 6 — то же, Тасманово море без четких аномалий; 7 — междудуговые бассейны и глубоководные впадины в эпиконтинентальных морях; 8 — подводные вулканические цепи и поднятия (цифры в кружках): 1 — Императорские горы, 2 — поднятие Шатского, 3 — Гавайский хребет, 4 — хр. Кюсю-Палау, 5 — Западно-Марианский хребет; 6—19 — желоба (6 — Алеутский, 7 — Курильский, 8 — Японский и Бонинский, 9 — Марианский, 10 — Японский, 11 — Папуа, 12 — Филиппинский, 13 — Яванский, 14 — Новобританский, 15 — Соломонов, 16 — Тонга, 17 — Кермадек, 18 — Новогбридский, 19 — Рюкю). Внизу по врезке — изменение K_2O в лавах (при 55% SiO_2) с увеличением глубины фокальной зоны; линии в овале показывают вариации температур в шоссоните (верхняя) и андезите (нижняя линия), рассчитанные для погружения эклогитовой плиты

Область генерации андезитовой магмы гравитационно неустойчива и рождает магматические струи или каналы, над которыми располагаются вулканические центры. В зависимости от глубины и физических свойств вышележащей мантии расстояние между центрами и соответственно каналами составляет на Алеутских островах, Аляске и Каскадных горах около 70 км [Marsh, Carmichael, 1974] и около 30 км на Камчатке [Федотов, 1976]. Поднимающаяся андезитовая магма не равновесна с окружающей ультраосновной мантией, она может достигнуть равновесия согласно расчетам Б. Марша и И. Кармишеля лишь при $T=1175^{\circ}\text{C}$ на глубине 25—30 км, т. е. в некоторых промежуточных камерах.

В этой модели довольно много произвольных допущений, например положение о том, что выплавление андезитов буферирется санидином, тогда как гораздо больше оснований предполагать в верхней мантии вообще и в глубинных эклогитах в частности флогопит. Приблизительны и все расчеты, касающиеся соотношения активности SiO_2 и H_2O при высоких T и P . Поэтому оценка $X_{\text{H}_2\text{O}}=0,5\%$ довольно условна, но и она значительно выше оценок $X_{\text{H}_2\text{O}} (\leq 0,1\%)$ в обычной мантии. Вариации $X_{\text{H}_2\text{O}}$ в исходной магме от $R_{\text{H}_2\text{O}}=0,05$ до 0,15—0,2 ГПа вдоль дуги Тонга—Кермадек были предложены на основании других расчетов. Оценка $T=1400^{\circ}\text{C}$ согласуется с температурами гомогенизации первичных включений расплава во вкрапленниках плагиоклаза ($1350\text{—}1400^{\circ}\text{C}$) в андезитах, гялодацитах и даже липаритовых пемзах Камчатки и Закарпатья и выглядит довольно правдоподобной.

Эта модель не объясняет целого ряда других фактов (влияние корового материала, вариации состава вулканизма по простиранию некоторых островных дуг), поэтому в литературе продолжают обсуждаться и другие модели происхождения андезитовых серий в островных дугах. Например, сложный тренд состава вулкаников на Камчатке [Добрецов, 1980] не согласуется ни с простой моделью субдукции и выплавления андезитов в зоне Заварицко-го—Беньофа, изложенной выше, ни с его усложненным вариантом [Леглер, 1977]. По этому варианту 7 млн. лет назад желоб сместился в сторону океана, образовалась новая вулканическая дуга в виде Восточно-Камчатской зоны, а Срединно-Камчатская зона представляет собой лишь зону реликтового «инерционного» вулканизма, образовавшуюся в результате медленного (5—7 млн. лет) просачивания магмы с глубин 100—150 км, где располагались ранее очаги выплавления в зоне прекратившейся субдукции. Однако и в этой схеме (с учетом «инерционности» магматизма) не находят объяснения вариации состава в Восточно-Камчатской зоне «нормального» вулканизма, так же как проявления натрового низкощелочного вулканизма, сходного с курильским, в зоне Центрально-Камчатской депрессии [изостатический прогиб, по Леглеру, 1977]. Ни на Курильских островах, ни на Камчатке не подтверждается также общее возрастание щелочности по направлению к континенту, которое доказывается рядом авторов для других дуг [Ритман, 1964; Кипо, 1966; Jakes, White, 1969]. Еще более

важно, что возрастание щелочности не коррелируется с возрастанием K_2O , и большинство щелочных серий в островных дугах, как считает А. Мияширо [Miyashiro, 1974], имеют натровый характер.

Данные по вулканизму других дуг также слишком часто не соответствуют вышеприведенной модели субдукции. На Филиппинских островах под современными вулканическими центрами глубина фокальной зоны достигает 500 км (см. рис. 22), однако никаких сверхкальциевых составов ($>5\% K_2O$, см. рис. 22) или даже обычных шошонитов ($>2\% K_2O$) здесь не появляется [Эрлих, 1970]. Возникновение шошонитовой серии в южной части района Новой Гвинеи — Новой Британии связывалось с наклоном зоны Заварицкого — Бенюфа к югу [Jakes, White, 1969], в действительности она оказалась наклоненной к северу [Miyashiro, 1974]. По простиранию дуги Малых Антильских островов на протяжении 700 км устанавливаются три типа магм: толеитовый на севере, известково-щелочный в центре и нефелин-базанит-пикритовый на юге, причем они никак не связаны с положением зоны субдукции. Различия трендов дифференциации петрогенных и редких элементов в этих трех типах объясняются, вероятно, как различиями в исходном составе выплавок, так и различным фракционированием протоминералов — амфибола, плагиоклаза и магнетита в первых двух сериях, оливина и клинопироксена в третьей. Сильное взаимодействие исходных базальтовых андезитов с мантией и корой разного состава предполагается вдоль дуги Тонга — Кермадек — зона Таупо (Новая Зеландия), в Алеутской дуге, наоборот, такое влияние отрицается, а исходными породами, претерпевшими дифференциацию, считаются базальты, а не андезиты.

Перечень различных вариантов образования андезитов можно продолжить, но и приведенного материала достаточно, чтобы проиллюстрировать сложность проблемы андезитового вулканизма островных дуг и невозможность ее решения только с позиции модели субдукции. Как отмечал А. Мияширо [Miyashiro, 1975], здесь «широко распространены некорректные обобщения».

Игнорируя все «тонкости» проявления андезитового вулканизма, многие сторонники теории тектоники плит используют приближенную формулу: все современные проявления андезитового вулканизма сосредоточены только там, где доказано (?) или предполагается наличие зон субдукции. Однако и это утверждение, по видимому, несправедливо. Можно назвать Каскадные горы, Сардинию, Исландию, Закавказье и Добруджу, о-в Кергелен или хребет 90-го градуса в Индийском океане, где есть андезиты и андезито-базальты, но нет оснований ожидать наличия зоны субдукции. В еще большей мере это относится к древним орогенным зонам или вулканогенным поясам типа Охотского (Катазиатского). Примеры типичных островных дуг нами приводились выше, где проявлен не известково-щелочный (андезитовый), а иной тип магматизма.

Несмотря на конвергентность андезитов, в большинстве случаев предполагается то или иное изменение андезитовой магмы

по мере ее подъема к поверхности. Даже в моделях частичного плавления эцлогитов андезитовая магма сохраняет андезитовый состав только при быстром подъеме до поверхности или до промежуточных очагов. При медленном подъеме магма должна реагировать с окружающей мантией (а при благоприятных условиях вызывать частичное плавление в ней) и превращаться в базальтовый или андезито-базальтовый расплав.

На основании геофизических данных установлено, что промежуточные камеры играют важную роль при формировании андезитовых серий [Федотов, 1976]. Эти камеры, или «магмаотстойники», возникают там, где становится одинаковой плотность магм и окружающих пород. Для ультраосновных магм это верхняя часть мантии (вблизи границы с корой), для основных и андезитовых магм — нижняя часть коры. Магматические каналы в мантии, питающие эти промежуточные камеры, согласно экспериментальным и расчетным данным могут иметь форму цилиндрических или булавообразных колонн, или отдельных поднимающихся вверх шаров (астенолитов).

Скорости подъема цилиндрических колонн (V_k), булав ($V_б$) (при равном объеме) и шаров (V_a) связаны соотношениями [Федотов, 1976]:

$$\frac{V_k}{V_б} \approx \sqrt{\frac{4R_1}{3h}}, \quad (19)$$

$$\frac{V_k}{V_a} \approx \frac{h + \bar{h}}{R_2}, \quad (20)$$

где R_1 и R_2 — радиус колонны и шара; h — высота цилиндрической колонны; \bar{h} — высота очага первичной магмы, питающей колонну. Поскольку обычно $h + \bar{h} > R_2$, то $V_k > V_a$; при средних значениях $R_1 < 10$ км и $h \sim 100$ км $V_б > V_k$, т. е., как правило,

$$V_б > V_k > V_a. \quad (21)$$

Но булавообразные колонны менее устойчивы, чем цилиндрические, и при непостоянном подтоке эти колонны могут разрываться, после чего их подъем резко замедляется. Поэтому при прочих равных условиях более частыми являются цилиндрические колонны, причем для вулканов Камчатки их радиус оценен в 0,4—1,0 км, а скорость подъема в мантии около 1 м/год [Федотов, 1976]. При таких скоростях подъем на 100 км продлится 10^5 лет, что, по-видимому, вполне достаточно для полной реакции андезитовой магмы с ультраосновной мантией и для превращения ее в базальтовую. Эта модель по существу представляет конкретную физическую реализацию нашей модели медленного стационарного просачивания с выравниванием состава магмы, буферизуемой средним валовым составом мантии или верхних амфиболсодержащих ее частей (в зависимости от скорости подъема, заканчивающегося остановкой в промежуточной камере). Следует ожидать, что первые излияния лав в островных дугах представлены высокогли-

ноземистыми базальтами (продукт реакции андезитов и мантии) и только по мере формирования промежуточных камер будут появляться андезиты и далее кислые породы — результат их дифференциации и (или) реакции с кислой корой в этих очагах. В соответствии с условиями возникновения и развития промежуточных очагов здесь возможны заметные вариации вулканитов в пространстве и по времени.

Соответственно этому среди проявлений андезитового вулканизма в островных дугах выделяется несколько вулканических формаций (рис. 23). Так, в Курило-Камчатской провинции и Японии Розинов, Колесников, 1975] выделяются базальт-андезито-базальтовая (или высокоглиноземисто-базальтовая), базальт-андезитовая и базальт-андезит-дацит-липаритовая формации (не считая собственно базальтовых оливин-толеитовой и щелочно-оливин-базальтовой серий, распространенных здесь локально). Первая соответствует высокоглиноземистым базальтам Х. Куно, вторая и третья обычно не разделяются, хотя можно найти определенные аналоги с «толеитовой» и известково-щелочными сериями А. Мняширо [1974], тесно сопряженных в одних зонах.

Базальт-андезито-базальтовая формация слагает обширные плато и щитовые вулканы раннечетвертичного возраста в обеих зонах на Камчатке среди позднечетвертичных наиболее распространенных вулканитов в Срединно-Камчатской зоне, в Центрально-Камчатской депрессии и Ключевской группе вулканов; в Японии распространена локально (вулкан Фудзи). В этой формации преобладают высокоглиноземистые базальты и андезито-базальты и намечаются переходы к толеитовой серии. Особым случаем можно считать вулканические формации островных дуг, выдвинутых в океан, например, в Идзу-Бонинской и Марианской дугах. Наиболее древней является специфическая марианит-бонинитовая формация, соответствующая «плавленым пироксенитам» с переходами к двупироксеновым базальтам и андезитам [Геология дна..., 1979]. Она присутствует, по-видимому, и в других дугах, заложенных на океаническом основании (о-в Новая Гвинея, Малая Курильская гряда). Далее следует андезито-базальтовая формация с толеитами, близкими к срединноокеаническим базальтам, и подчиненными андезитами и андезито-базальтами. В базальтах присутствуют шпинелевые лерцолиты, аналогичные срединноокеаническим, и пироксениты и отсутствуют многие включения, характерные для собственно андезитовых формаций. Последние в отличие от распространенной точки зрения о единой известково-щелочной серии островных дуг отчетливо разделяются на две серии, или формации [Розинов, Колесников, 1975].

Базальт-андезитовая формация характеризуется сочетанием низкоглиноземистых базальтов и андезито-базальтов с преобладающими высокоглиноземистыми андезитами (см. рис. 23); широко развиты амфиболсодержащие разновидности. Глубинные включения представлены перидотитами и пироксенитами, часто амфиболлизированными. Характерны лавово-пирокластические

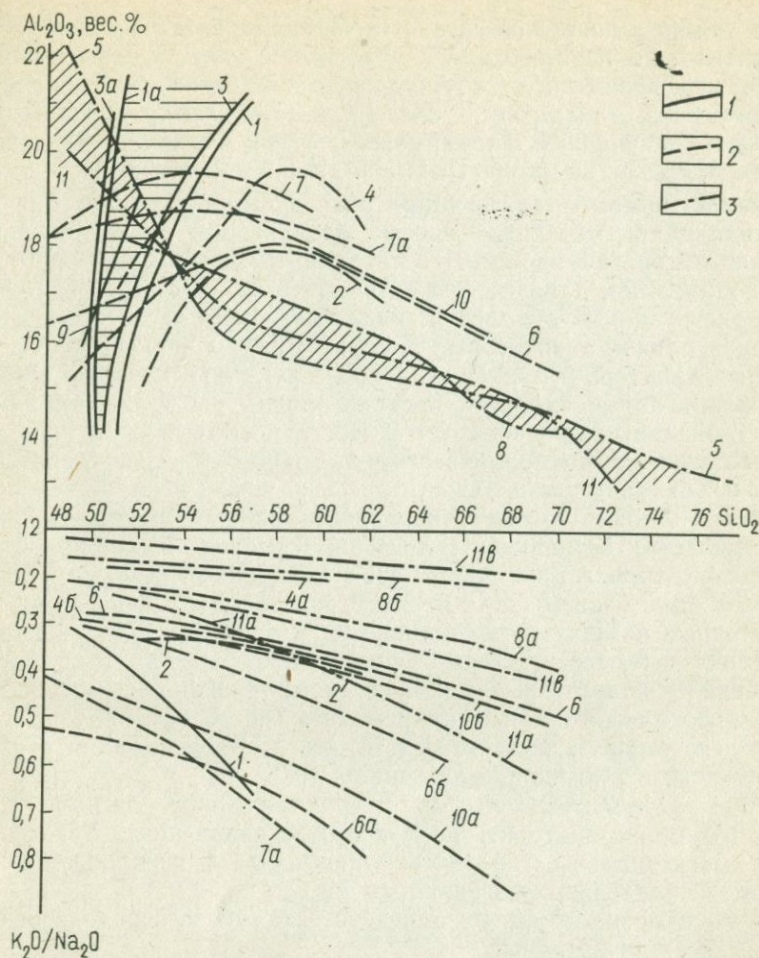


Рис. 23. Петрохимические особенности андезитовых формаций Курило-Камчатской провинции и Японии. По М. Н. Розинову, Д. И. Колесникову [1975] с изменениями.

1—3 — формации [1 — базальт-андезито-базальтовая (высокоглиноземисто-базальтовая), 2 — базальт-андезитовая, 3 — базальт-андезит-дацит-липаритовая]. Цифры на диаграммах: 1, 1а, 2 — Центрально-Камчатская депрессия; 3—5 — Восточно-Камчатская зона (4а и 4б — Авачинский и Корякский вулканы); 6 — Срединно-Камчатская зона (а — Бол. Кетапана, б — Мал. Кетапана и Чекчебойай); 7—8 — Курильская зона (7а — Парамушир, 8а — Онекотан, 8б — Симушир); 9—11 — Япония (9 — Фудзи, 10а — Асо, Анзен, 10б — Акачи, Наканосима, 11а — Сикоцу, 11б — Хаконе, 11в — Масю и др.)

стратовулканы, под которыми фиксируются промежуточные очаги в верхней мантии на глубине 40—50 км. Они приурочены преимущественно к зонам поднятий. В Восточно-Камчатской зоне формация представлена вулканами авачинского типа, в Срединно-Камчатской распространена ограниченно и представлена переходными типами. На Курильских островах встречается локально (о-в Парамушир, Уруп, частично Утуруп, Кунашир), в Японии распространена вдоль западного побережья в зонах Текай и Дай-

сэн, а также в центральной части Хоккайдо (зона Дайсэшу). Переходные типы появляются на участках и зонах с максимальной мощностью гранитного слоя, содержат подчиненное количество дацитов, реже липаритов, в андезитах встречается ксенокристаллы кварца и полевого шпата, породы серии обнаруживают повышенное содержание калия ($K_2O/Na_2O \geq 0,5$, см. рис. 23).

Базальт-андезит-дацит-липаритовая формация характеризуется ассоциацией высокоглиноземистых базальтов и низкоглиноземистых андезитов (см. табл. 10) с переменным, но обычно значительным количеством дацитов, реже липаритов в виде пемз, игнимбригов и экструзивных куполов. В виде включений часто встречаются габбро и оливин-анортитовые породы. Породы формации слагают крупные кальдеро-вулканы и сложные вулканы с многостадийной историей, которые наиболее распространены в Курильской зоне, в зонах локальных прогибов (?) в Восточно-Камчатской зоне (тип Узон-Ксудач), а в Японии в пределах внешней северо-восточной части и Хоккайдо (зона Насу и др.) и в зоне Рюкю. Андезитовые формации Японии имеют отчетливое зональное расположение, а на Курильских островах и Восточной Камчатке неоднократно латерально сменяют друг друга. Под кальдеро-вулканами, характерными для базальт-андезит-дацит-липаритовой формации, промежуточные камеры устанавливаются в пределах коры. Для этой формации имеются многочисленные доказательства взаимодействия базальт-андезитовой магмы с полевошпатовым материалом коры и обогащением контаминированной магмы кислородом, вследствие чего важную роль может играть дифференциация с отсадкой магнетита [Розинов, Колесников, 1975].

По петрологическим и петрохимическим данным (см. табл. 10) можно выделить не менее пяти типов андезитоидов:

- 1) магnezиальные андезиты (бониниты) с переходами к марианитам, предельно обогащенным MgO ,
- 2) высокоглиноземистые андезито-базальты с переходами к толеитам, обычно натровые,
- 3) высокоглиноземистые андезиты с переходами к низкоглиноземистым андезитам, обычно $K-Na$ и K (?), сочетающиеся с калиевыми дацитами и липаритами,
- 4) натровые андезито-базальты и базальты, сочетающиеся с натровыми саллическими эффузивами,
- 5) высокожелезистые калиевые андезиты (с переходом к трахиандезитам) орогенных поясов.

Кроме того, можно выделить редкие типы высоконатровых пород типа муджиеритов и пантеллеритов, характерных для океанических областей.

Коровый анатексис (мигматиты и реоморфические граниты)

Мигматиты — сложные породы, состоящие из «субстрата» — материала метаморфического облика, и «жильного материала», близкого по составу к гранитам с признаками повышенной мобиль-

ности. Как отмечал К. Менерт [1971], при классификации многочисленных морфологических разновидностей мигматитов необходимо учитывать характер и состав жильного материала в качестве важнейших признаков. В соответствии с этим В. С. Шкодзинский [1976] предлагает выделять три основные разновидности мигматитов: 1) с рассеянным гранитным жильным материалом, 2) с крупными конформными гранитными телами и 3) с секущими гранитными телами (анатектитами), которые образовались, соответственно, в результате анатектической дифференциации, переплавления наиболее близких по составу к гранитам участков в первично неоднородных породах, и в результате инъекции анатектического расплава. Кроме того, выделяются мигматитоподобные образования с рассеянным жильным материалом и с крупными конформными гранитными телами, которые объединяют первую, пятую и шестую группы мигматитов, по К. Менерту [1971]. Они образовались, по мнению В. С. Шкодзинского, в результате метаморфической дифференциации и перекристаллизации, хотя для многих мигматитов с негранитным жильным материалом (например, амфибол-кварц-плагноклазовым) в условиях высокого P_{H_2O} возможно также анатектическое происхождение.

Наиболее распространенными являются мигматиты с рассеянным гранитным материалом, составляющие до 90% всех мигматитов глубинных метаморфических комплексов. К данным мигматитам, по заключению В. С. Шкодзинского [1976], относятся большинство адергнейсов, артеритов; полосчатых и небультовых мигматитов по морфологической систематике Дж. Седерхольма, полосчатых мигматитов и птигматитов, по Н. Г. Судовикову [1964], полосчатых, тонкополосчатых, плейчатых и птигматитовых мигматитов, по К. А. Шуркину (1957 г.), значительная часть полосчатых и жилковатых гнейсов.

Как мы отмечали, анатексис и перераспределение анатектических (палингенных) расплавов являются главными механизмами дифференциации коры и обособления гранитно-метаморфического слоя на континентах. Сложнее решить вопрос о соотношении мигматитов и интродуцированных гранитоидов, так как прямые переходы здесь, как правило, отсутствуют.

Наиболее вероятной представляется точка зрения о том, что выплавление гранитного материала происходит при повышении температуры и при участии H_2O , образующейся за счет дегидратации породообразующих минералов. Участие мантийных флюидов (или флюидов, отделившихся от мантийных магм в коровых условиях), конечно, не исключается, но они могут играть лишь подчиненную роль, хотя и обуславливают многие минералогические и металлогенические особенности гранитоидов вследствие изменения режима щелочности и окислительно-восстановительного потенциала [Добрецов и др., 1972; Добрецов, 1980].

В настоящее время допускаются два варианта анатексиса. В обоих вариантах плавление начинается в присутствии избытка флюида, состоящего преимущественно из H_2O и CO_2 , которые вы-

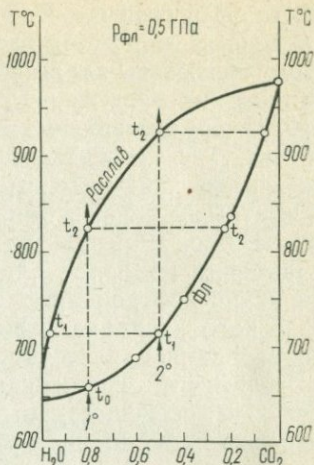
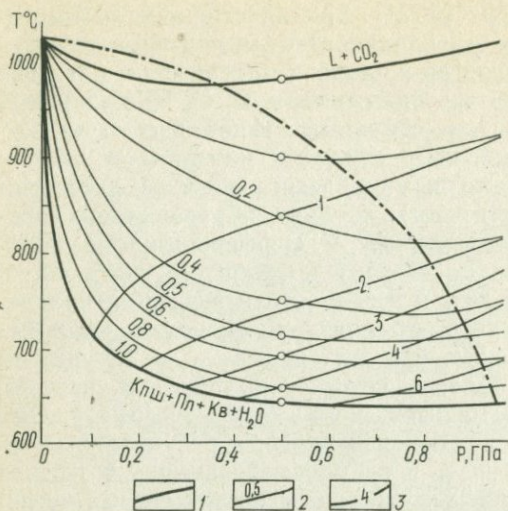


Рис. 24. Система гранит— H_2O — CO_2 , иллюстрирующая условия анатексиса в земной коре. Составил Н. Л. Добрецов по данным разных авторов [Кадик и др., 1971; Добрецов и др., 1974; Соболев, 1973; Whitney, 1975].

1 — экспериментальные и расчетные линии плавления при $X_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ и 0; 2—3 — изолинии на поверхности солидуса при разных $X_{\text{H}_2\text{O}}$ (2) и $P_{\text{H}_2\text{O}}$ в кбарах (3); 4 — линия минимума на поверхности солидуса. Изменение состава газов в расплаве при исходном флюиде 1° или 2° — см. в тексте

делились в ходе прогрессивного метаморфизма (дегидратации и декарбонатизации). В первом варианте (рис. 24), которого придерживался и автор [Добрецов и др., 1974; Фацин..., 1970], по мере плавления и увеличения доли расплава H_2O растворяется в расплаве, а остающийся флюид обогащается CO_2 (вплоть до резкого преобладания CO_2). Если расплав будет удален, метаморфические толщи будут «осушены» — поровый флюид в них весьма беден водой. Эта схема аналогична системе H_2O — CO_2 — перидотит, который иллюстрирует условия плавления в верхней мантии.

В другом варианте [Винклер, 1969; Robertson, Wyllie, 1971; Шкодзинский, 1976] с увеличением степени плавления в высокотемпературных условиях флюид (включая CO_2) полностью растворяется в расплаве и единственным регулятором дальнейшего плавления остается водосодержащие минералы, преимущественно биотит. Выплавление гранитоидной магмы в мигматитах сопровождается разложением биотита, вместо которого кристаллизуются безводные минералы (гранат, гиперстен), а освободившаяся вода переходит в расплав, который играет роль флюида. О «недостатке воды» (полного растворения ее в расплаве) свидетельствует, по мнению В. С. Шкодзинского [1976], неполнота выплавления кварц-полевошпатового и кварц-плагиоклазового жильного материала, причем последний как более высокотемпературный, иногда выплавляется рядом с участками, где еще не полностью выплавлена кварц-плагиоклаз-ортоклазовая эвтектика.

Включения раскристаллизованных расплавов и солевых расплавов — рассолов в кварце из мигматитов и анатектитов

Порода	Местонахождение	T ₁ , °C	T ₂ , °C	P (T ₂)	P (T ₁)
Лейкосомы мигматитов гранулитовой фации	Низовья р. Чампулы (приток Алдана), р. Тимптон	900	—	—	—
		850	—	—	—
		820	—	—	—
Лейкосомы мигматитов амфиболитовой фации	Р. Алдан (пос. Суон-Тит)	830	420	4,0	8,0
		800	660	6,0	8,5
Анатектиты низкотемпературной амфиболитовой фации	Р. Олекма	790 700	—	—	—
Автохтонные граниты гранулитовой фации	Междуречье Нимгеркана и Чампулы (р. Алдан)	910	—	—	—
		840	—	—	—
Аллохтонные граниты амфиболитовой фации	Р. Алдан (пос. Суон-Тит)	870	430	4,0	8,0
		800	540	6,0	9,0

Примечание: T₁ — температура гомогенизации расплавных включений, T₂ — температура полной гомогенизации (исчезновение последнего кристаллика соли) в солевых расплавах — рассолах, P(T₂) — давление во включениях в момент T₂; P(T₁) — то же, при предположении отделения рассолов при T₁, [Чупин, 1975; Долгов и др., 1976].

Наличие расплавных включений в мигматитах (табл. 11) является прямым доказательством их анатектического происхождения в регионально метаморфизованных толщах, что говорит в пользу первого варианта (см. рис. 24). Жильные граниты (автохтонные и параавтохтонные) в гранулитовой фации показывают ту же температуру, что и мигматиты в амфиболитовой фации B₂ или несколько выше (см. табл. 11). Расчеты по расплавным включениям и определение состава газовой фазы [Чупин, 1975; Долгов и др., 1976] показали, что доля H₂O в расплаве примерно 80%, а в сосуществующем флюиде примерно 20%, что соответствует модели на рис. 24. Поздние остаточные солевые расплавы и расплавы — рассолы отделились, по-видимому, при кристаллизации последних порций анатектических расплавов, что подтверждается довольно высокой (до 660°C) температурой растворения солей

во включениях (T_2) — см. табл. 11. Действительная температура отделения этих рессолов, видимо, промежуточная — около 700°C — и давление около 0,7 ГПа, что соответствует минералогическим геотермобарометрам.

Таким образом, в происхождении мигматитов наиболее вероятна модель частичного плавления кварцсодержащих пород, сопровождаемого анатектической дифференциацией [Менерт, 1971; Шкодзинский, 1976]. Полное растворение флюида в расплаве совершенно необязательно. При сложном составе флюида в расплаве всегда можно найти такие компоненты (например, инертные газы), коэффициенты распределения которых между флюидом и расплавом очень велики, так что какое-то количество флюида должно оставаться. Даже при моделировании состава флюида смесью ($\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$) флюид остается до $T \geq 850^\circ\text{C}$, если в исходном флюиде $X_{\text{H}_2\text{O}} < 0,75$ (см. рис. 24).

Водный флюид из мантии, если он поступает в зону мигматизации, почти полностью растворится в анатектическом расплаве и выше не пойдет. Следовательно, зоны мигматитообразования в коре для флюидов являются таким же барьером, как и астеносфера в верхней мантии. Более того, процесс частичного плавления в коре, наблюдаемый в мигматитах, в основном очень сходен с процессом частичного плавления в астеносфере верхней мантии: в обоих случаях отмечается зависимость степени выплавления и состава выплавки от состава пород и содержания в них водосодержащих минералов. Те же минералы — биотит (флогопит) и амфибол — выступают регуляторами частичного плавления и в мантии, и в коре.

Наиболее распространенные в коре мигматиты не обнаруживают следов существенного перемещения расплава (кроме его сегрегации в той же породе). Ограниченная подвижность расплава в мигматитах, кроме буферизирующей роли биотита, связана с водонасыщением близэвтектических расплавов, которые при подъеме (с падением давления) должны быстро кристаллизоваться (см. рис. 24).

Характерно, что инъекционные магматиты с явными признаками перемещения расплава [Шкодзинский, 1976] составляют незначительную часть всех мигматитов и чаще всего встречаются в некоторых зонах тектонических нарушений [Рудник, 1975], в приконтактных частях аллохтонных гранитов и «мигматит-плутонов», а также на участках и в комплексах с более полным и интенсивным анатексисом [при благоприятном составе пород и (или) дополнительном плавлении вследствие диапиризма или подогрева]. В двух последних случаях перемещения анатектических расплавов также можно считать относительно небольшими. Расплавы вблизи верхней границы, где начинается мигматизация, должны быть близки к насыщению водой, поэтому даже при медленном «всплывании» анатектических расплавов в изотермических условиях всегда существует верхняя граница их подъема

[Соболев и др., 1967; Фацин..., 1970; Г. Добрецов, Н. Добрецов, 1974].

Гранито-гнейсовые купола и реоморфические граниты образуются при максимальном перемещении легких расплавов вверх, приводящем к обособлению гранито-метаморфического слоя. На примере Южной Сибири можно видеть, что в наиболее глубоких горизонтах древней коры, соответствующей чогарской или сутамской фации глубинности, гранито-гнейсовые купола редки или отсутствуют. По-видимому, здесь перемещение расплавов было ограниченным вследствие базитового состава толщ или осуществлялось путем сплошного просачивания расплавов, сходного с мантийным паратексисом. В алданской фации глубинности гранито-гнейсовые купола хорошо выражены (рис. 25) и перемежаются с участками сложнодеформированных слоистых пород. Эти купола окаймляются реоморфическими гранитами и прерывистым плащом metabазитовых и метакarbonатных пород. В сильно переработанных Олекминском и Становом блоках, так же как на значительной территории других щитов, гранито-гнейсовые купола преобладают; они включают более древние гранулитовые «глыбы» и разделяются участками троговых сланцевых комплексов часто metabазитового состава. Внутренняя структура таких куполов, с одной стороны, характеризуется диапировым протыканием вмещающих пород, с другой — постепенными переходами от полосчатых к тeneвым мигматитам и далее до однородных, но блас-тированных гранито-гнейсов в центре купола.

Модель возникновения гранитных куполов можно представить следующим образом. Линзы гранитоидного расплава или блоки, относительно обогащенные расплавом, как правило, заметно легче перекрывающих метаморфических пород, которые в среднем соответствуют андезиту (или диориту). В этом случае благодаря заметной $\Delta\rho$ (до $0,52 \text{ г/см}^3$) и низкой вязкости η они будут всплывать с образованием купола и подтоком расплава в зоне диапиризма. В общем виде линейный размер купола L и его протяженность по вертикали A , а также скорость его роста будут зависеть от $\Delta\rho$ и вязкости η среды [Ушаков, 1974]:

$$v = \frac{dA}{dt} = \frac{\Delta\rho g}{\eta} \cdot A \cdot L \quad (22)$$

или

$$A \cdot L = v \cdot \frac{\eta}{\Delta\rho g} \quad (23)$$

Другими словами, при низкой вязкости среды $\eta \sim 10^{19}$ (как в астеносфере) могут расти даже мелкие купола ($A \cdot L = \min$). Анализ более сложных соотношений приводит к выводу [Ушаков, 1974], что быстрее всего растут и подавляют остальные (слишком крупные или слишком мелкие) купола, диаметр которых L соизмерим с мощностью верхнего более вязкого слоя. Эта мощность определяется глубиной процессов анатексиса (от 10 до 30 км). Действи-

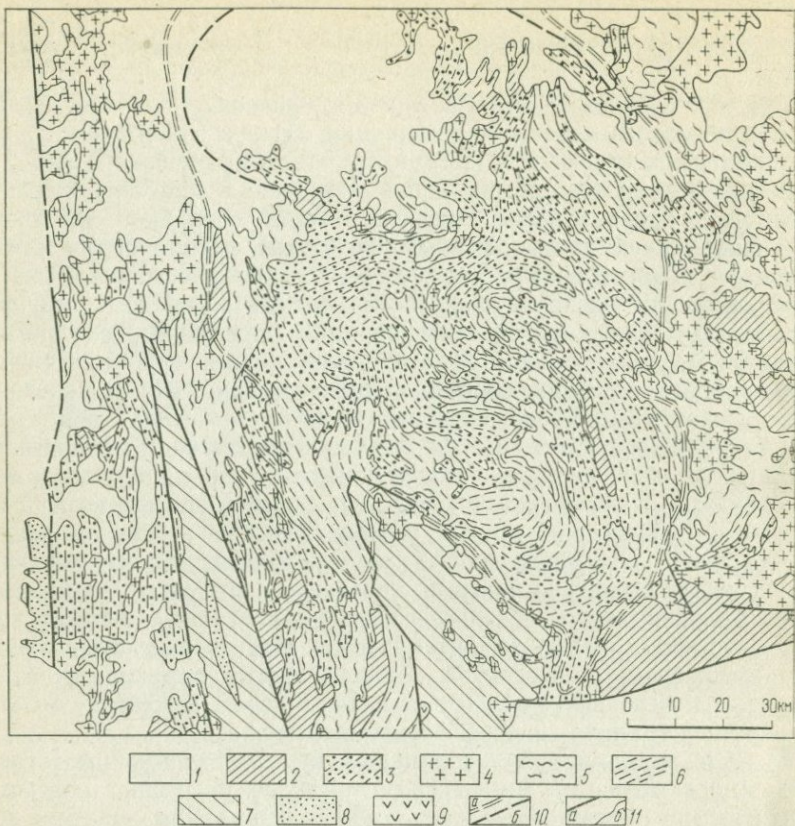


Рис. 25. Схематическая карта Центрально-Алданского гранито-гнейсового купола. По В. И. Кицулу и др. (1978 г.) с изменениями.

1 — платформенные отложения; 2 — метабазитовые и метакarbonатные толщи; 3 — гранито-гнейсы; 4 — реоморфические (преимущественно) граниты; 5 — элдербиты (преимущественно); 6 — кварциты, высокоглинистые сланцы и гнейсы; 7—8 — более молодые толщи унгринского клина (7), субганского и ярогинского грабена (8); 9 — габбро-амфиболиты; 10 — обобщенный контур гранито-гнейсового купола — граница распространения гранитов (а) и гранито-гнейсов (б); 11 — разломы (а) и границы распространения главных типов пород (б)

тельно, диаметр гранито-гнейсовых куполов в молодых складчатых областях соизмерим с этой величиной, но на древних щитах он может быть намного больше, достигая 200—300 км (см. рис. 25). Такое различие объясняется тем, что максимальная величина A ограничена по вертикали вследствие кристаллизации водного расплава с уменьшением $R_{\text{общ}}$ (см. рис. 24) и выравнивания плотности диапира и перекрывающего легкого осадочно-метаморфического слоя. Уменьшение $\Delta\rho$ и возрастание η (при кристаллизации) замедляют (вплоть до 0) скорость v . При этом из-за постоянства A , купол может разрастаться в ширину с переходом в грибообразную форму за счет растекания наиболее подвижного реоморфического расплава (рис. 26). Кроме того, рост купола ли-

митируется подтоком материала к его корневой части. Как показал Е. В. Артюшков [1979], подток вещества в слое мощностью H заполнит под куполом диаметром L объем $V_1 \approx \frac{1}{4} \pi L^2 H$, который равен объему, всплывшему через верхнюю границу слоя H в купол: $V_2 \approx \pi L v t$ (см. рис. 26); отсюда

$$v = L/4t \quad (24)$$

или, подставляя в (23), получим

$$A = \eta/4g \cdot \Delta \rho t, \quad (25)$$

т. е. $A=0$ при $\eta=0$ или $\eta/\Delta\rho \rightarrow 0$. Решая эти уравнения при $\eta=10^{19}$ пуаз (как в астеносфере), $\Delta\rho=0,08-0,14$ см³ и $v=1$ см/год, получаем характерные размеры $L=30-40$ км, $A=7-10$ км и $t=1$ млн. лет. Степень диапиризма будет зависеть от состава перекрывающих пород; диапиризм наиболее резко выражен при их граувакково-базальтовом составе, например на Урале или в зонах распространения зеленосланцевых толщ на Канадском щите, и менее отчетливо при кварц-полевошпатовом или карбонатном составе перекрывающих толщ (например, в Восточном Саяне).

В первом случае эффект диапиризма может вызываться и без плавления приподнятыми блоками лейкократового фундамента, перекрытого тяжелыми базальтоидными породами. Рост диапиров, вызванный инверсией плотностей, будет облегчаться снижением вязкости при метаморфизме, а затем и частичным плавлением вдоль контактов диапира, куда устремляются потоки флюида, выделившиеся при дегидратации [Тектоносфера..., 1978]. Именно такой процесс предполагается в относительно молодых гнейсово-мигматитовых куполах, например, в Забайкалье [Синица, 1975] или на Урале [Кейльман, 1974], где купола окаймляются параавтохтонными гранитами. Они имеют интрузивные контакты с внешней зоной метаморфизованных осадков и постепенные переходы к внутренней зоне анатексиса. В этих случаях причина и следствие поменялись местами, но результат оказался сходным (см. рис. 25), что свидетельствует о тесной связи диапиризма и более интенсивного плавления с обособлением реоморфических (или параавтохтонных по другой терминологии) гранитов.

Реоморфические граниты могут концентрироваться в апикальной и периферической частях купола (см. рис. 25), или в замках крупных складок, или, наконец, в трещинных зонах, но не слишком далеко от места своего рождения [Кейльман, 1974; Рудник, 1975; Шкодзинский, 1976 и др.]. Интервал перемещения водных реоморфических гранитов при давлениях меньше, 0,7-0,8 ГПа возможен только благодаря изменению их состава от диорит-гранодиоритового относительно сухого расплава при $T=800-900^\circ\text{C}$ до водного гранитного расплава при $T=700-650^\circ\text{C}$ на глубине ~ 15 км. Дополнительный резерв может появиться в том случае, когда в расплаве полностью растворен флюид и расплав беден H_2O (далеко от линии насыщения водой), как предполагается в

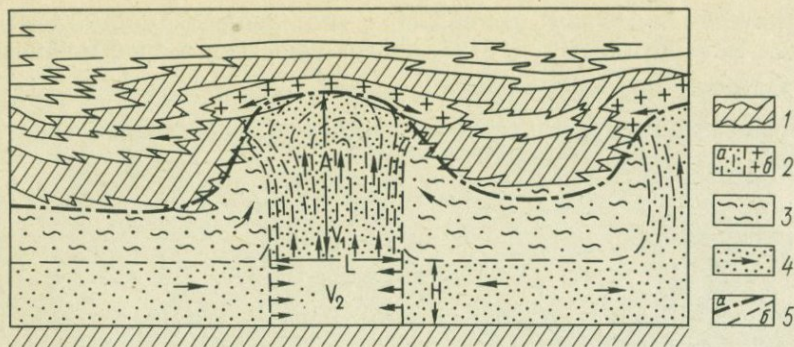


Рис. 26. Схема строения гранито-гнейсового купола.

1 — метабазитовые и метакарбонатные толщи; 2 — гранито-гнейсовый диапир (а) и реоморфические граниты (б); 3 — послонные мигматиты; 4 — зоны интенсивного анатексиса с подтоком расплава; 5 — границы зон анатексиса (а) и интенсивного анатексиса и диапира (б). Параметры модели А, L, H, V_1 и V_2 — см. в тексте

модели В. С. Шкодзинского. В этом случае при снижении давления возможно даже дополнительное плавление и увеличение количества расплавов — в изотермических условиях в 2—10 раз, в адиабатических условиях (что более реально) в 2—2,5 раза. По мнению В. С. Шкодзинского, формирование большого количества гранитной магмы под влиянием снижения давления начинается в крупных всплывающих диапирах, связанных с зонами анатексиса, и заканчивается при адиабатическом подъеме полурасплавленных масс. Такой подъем возможен при возникновении конвекции в верхней части диапира и может играть большую роль при формировании реоморфических (параавтохтонных) гранитов.

Однако сверхадиабатическое падение T и P при быстром подъеме по ослабленным зонам и трещинам немедленно приведет к кристаллизации анатектических расплавов. Недостатки модели В. С. Шкодзинского с полностью растворенным флюидом в данном случае особенно существенны. Поэтому внедрение чисто анатектических гранитов в верхние горизонты земной коры с образованием собственно аллохтонных массивов маловероятно. В этом случае можно предположить [Г. Добрецов, Н. Добрецов, 1975] дополнительное взаимодействие с мантийными высокотемпературными расплавами с образованием габбро-гранитных серий.

Габбро-гранитный магматизм

В. С. Соболев [1952] одним из первых подчеркнул большое значение очагов габброидной магмы ниже гранитоидов, причем, как отмечено было позже [Соболев и др., 1967, с. 176], «источники базальтовой магмы возникают раньше, существуют дольше и распространены шире, чем гранитной». В настоящее время тесная связь гранитоидов с предшествующими габброидами убедительно доказывается близостью их по возрасту, совмещением в одном

интрузивном ареале и многими общими петро- и геохимическими особенностями [Изох, 1978]. Большое значение имеют также базитовые дайки, завершающие, как правило, формирование даже существенно гранитного комплекса.

Базитовые дайки между близкими по возрасту гранитоидами [Добрецов, Попов, 1975] являются одним из критериев выделения самостоятельных гранитоидных комплексов, так как свидетельствуют о перерыве между интрузиями и полным или значительном отмирании гранитоидного очага, если он до этого существовал. В таких случаях объединение сближенных во времени комплексов в «длинные» серии, согласно Э. П. Изоху, должно проводиться по признаку гомодромности, а именно максимальная «длина» серии отвечает гомодромному ритму с возможными локальными отклонениями от гомодромности между комплексами. Соответственно этому выделяются ритмы низшего порядка — гомодромные комплексы, затем сложные «мультиплетные» серии, в которых каждый последующий ритм — комплекс более кислый и общая направленность эволюции гомодромная, и, наконец, аналогичные, но более крупные мегаритмы, или «серии серий», соответствующие понятию тектоно-магматического цикла, который развивается от инициального основного к завершающему кислому. Примером гомодромной последовательности, соответствующей модели синтексиса, являются герцинские сининверсионные среднекаменноугольные габбро-гранитные серии Восточного Казахстана [Конников и др., 1977]. Это как раз те серии, которые следуют непосредственно за формированием крупных покровов и олистостром и соответствуют стадии утолщения коры. На рис. 27 показано распределение SiO_2 , TiO_2 и P_2O_5 в этих сериях, подтверждающих их гетерогенность и постоянство состава основных пород. Содержания SiO_2 , а также остальных компонентов в габброидах соответствуют составу высокоглиноземистого базальта и сходны с составом предшествующих базальтоидов андезито-базальтовой серии (Al_2O_3 17—20%, TiO_2 около 1%, CaO 10—11%, K_2O 0,5%, см. рис. 28). Преобладание пироксена над оливином в этих габбро и их габбро-анортозитовый состав свидетельствуют о том, что промежуточные камеры габброидных расплавов аналогично андезитовым сериям находились на глубинах свыше 15 км.

Установлено, что первые порции расплавов были недосыщены водой и кристаллизовались в виде безводных минеральных ассоциаций. Взаимодействие с корой привело сначала к обогащению водой и окислению расплава, вследствие чего появляются амфиболовые и магнетитсодержащие разновидности габбро. Дальнейшее раскисление за счет дифференциации и взаимодействия с корой приводит к формированию диоритов, кварцевых диоритов и небольшого количества тоналитов — плагиогранитов (в саурской серии). После перерыва, во время которого происходит некоторое изменение магмоподводящих каналов, формируются дайки — в саурской серии диоритового, реже плагиогранит-порфирирового состава, а в центрально-джунгарской серии — дайки, или по мнению

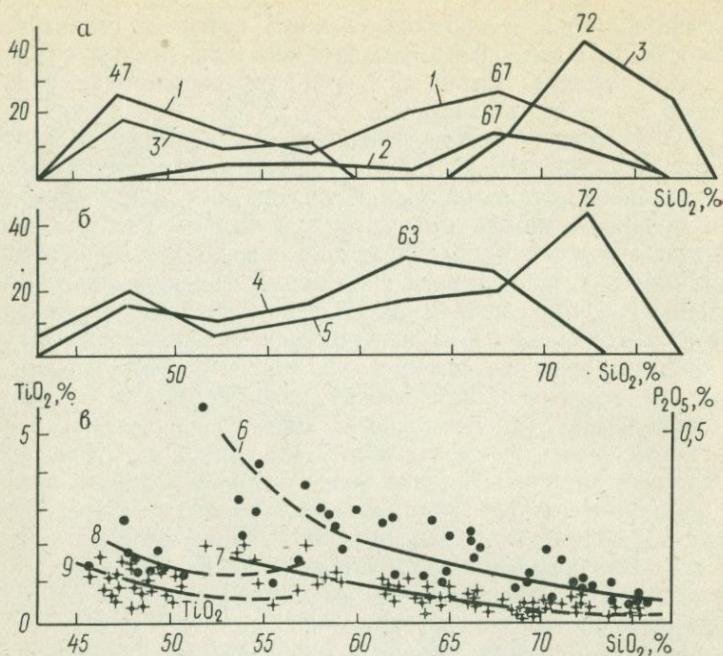


Рис. 27. Петрохимические особенности среднекаменноугольных габбро-гранитных серий различных зон Восточного Казахстана. По Э. Г. Конникову, П. В. Ермолову, Г. Л. Добрецову [1977].

a-b — вариации SiO_2 в породах змеиногорской серии (1 — северо-восточная и 2 — юго-западная зоны) Рудного Алтая, иртышской (3), саурской (4) и центрально-джунгарской (5) серий; в — вариации TiO_2 (6, 7) и P_2O_5 (8, 9) для змеиногорской серии северо-восточной (6, 8) и юго-западной (7, 9) зон

Г. Л. Добрецова, целый субвулканический усекский комплекс плагиогранитного типа. В усекском комплексе обнаруживаются повышенная фтористость и аутометасоматические изменения типа окварцевания и альбитизации.

Гранитоидные комплексы тех же серий заметно варьируют по составу в зависимости от типа коры, но при одинаковом натровом типе щелочности (см. рис. 27). В саурской серии, сформированной на коре переходного (островодужного?) типа, наиболее распространены амфибол-биотитовые тоналиты с содержанием SiO_2 около 63%, с несколько повышенной фтористостью (судя по наличию фтор-апатита и примеси F в биотитах — в 3–9 раз выше, чем в тоналитах габброидного комплекса). Остальные серии формируются на сиалической коре континентального типа, но в зоне распространения иртышского комплекса это наиболее «чистая» гранитная кора без предшествующего проявления базальтоидного вулканизма, здесь образовались граниты ($\text{SiO}_2 = 72\%$) с повышенным содержанием калия ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1,2$). В центрально-джунгарском комплексе также формируются граниты ($\text{SiO}_2 = 72\%$), но более натровые ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1,9$), а в змеиногорской

серии — гранодиориты (SiO_2 около 67%, с той же натровостью — 1,8). Это объясняется разной насыщенностью соответствующих зон базальтоидами. Общее количество диоритоидов в этих сериях коррелируется с объемом гранитоидов, т. е. пропорционально количеству вторичного кислого расплава. Послегранитные дайки в змеиногорской серии представлены антидромной последовательностью, в саурской — сложной мультиплетной ассоциацией, в центрально-джунгарской — только кислыми дайками.

Аналогичные закономерности проявляются в габбро-гранитных сериях других регионов [Изох, 1978]. Обобщение огромного фактического материала (более 650 гранитных комплексов и габбро-гранитных серий из разновозрастных складчатых областей) позволили Э. П. Изоху [1978] выявить наиболее важные признаки, определяющие формационные и металлогенические особенности габбро-гранитных серий (табл. 12). Кроме вышеупомянутой степени основности (роль габброидов и гранитоидов разной основности, см. рис. 27, 28) большое значение имеет тип щелочности всей серии и особенно умеренно-кислой ее части. Существенную роль в предлагаемой петрологической модели играет также степень контрастности (или прерывистости, по Э. П. Изоху) серий, т. е. роль пород промежуточного состава с содержанием SiO_2 55—65%. Эта особенность учитывалась Э. П. Изохом в его первых классификациях, но впоследствии выяснилось, что для металлогенического анализа она особого значения не имеет.

Саурская серия, начинающая герцинский цикл в Восточном Казахстане, представляет пример натровой непрерывной серии нормальной щелочности, салдырминская (существенно гранитоидная) и жарминская (собственно гранитоидная) относятся к калинатовым повышенной щелочности, кызыл-эспинская — к натровой повышенной щелочности. Закономерная смена натровых серий калиевыми и затем щелочными натровыми установлена в Сихотэ-Алине [Изох и др., 1967], Забайкалье, Казахстане, на Урале (см. табл. 12).

Следует учитывать соотношение главных компонентов — Na_2O , K_2O , CaO и Al_2O_3 (+ SiO_2), характеризующих состав гранитного расплава при разных (T , P , $P_{\text{H}_2\text{O}}$)-условиях. В частности, уровень щелочности можно определить по известному индексу Пикока — точке пересечения вариационной линии CaO и суммы щелочей Na_2O и K_2O . В сериях повышенной щелочности и обычно повышенного содержания кальция она соответствует 6,5—8% CaO и суммы щелочей при SiO_2 около 55%, в сериях нормальной щелочности — 5,5—6,0% при SiO_2 60—65%, пониженной щелочности и содержания кальция — 4—5% при том же значении SiO_2 (рис. 28).

Однако среди этих компонентов главное значение имеет все же K_2O . В большинстве серий с нормальной щелочностью Na_2O варьирует мало (3—4%) внутри серий и между сериями. Тип щелочности определяется в основном степенью возрастания K_2O от габбро (с примерно постоянным содержанием 0,5—1% K_2O) к гранитам. С содержанием калия очень сильно коррелируются и же-

Классификация габбро-гранитных серий (формаций) с разной рудоносностью [Изох, 1976, 1978]

Признаки	Группы и классы																																	
	Существенно базитовые					Существенно гранитоидные						Гранитоидные																						
Состав серий																																		
Тип щелочности*	Na		K — Na		K	Na		K — Na		K	Na		K — Na		K																			
Уровень щелочности*	Н	П	Н	П	Н, П	Н	П	Н	П	Н	П	Н	П	Н	П	Н	П																	
Геохимический парагенезис оруденения	Fe	Fe	Fe	?	?	Au, Cu, Pb, Zn	Cu, Mo, Pb, Zn, Au	W, Mo, Pb, Zn	Mo (Cu)	Sn, S, Pb, Zn	Ta, Nb, (Sn, S)	Au	Mo	W, Mo (Sn)	Ta, Nb, TR	Sn (—) (W, Mo)	Ta, Nb (Sn, Mo)																	
Примеры** комплексов и серий	Саурская, соколово-сарбайская (Казахстан)		Магнитогорский (Урал)		Као-Банг (Вьетнам)		Леспромхозный (Алтай)		Коростеньский (Украина)		Змеиногорский (Алтай), крыкудукский (Казахстан)		Прибрежная (Сихотэ-Алинь), улень-тунмская (Кузнецкий Алатау)		Койтаская (Джунгария), нурагинская (Тянь-Шань)		Салдырминская (Восточный Казахстан)		Бачелазская (Сихотэ-Алинь)		Рапакиви (Прибалтика)		Кунушский (Калба), ко-чарский (Урал)		Кызыл-эспинский (Восточный Казахстан)		Калбинский, жарминский (Восточный Казахстан)		Кандыгайский (Восточный, Казахстан)		Эзопский (Сихотэ-Алинь)		Акчатауский (Восточный Казахстан)	

* Н — нормальный и низкий, П — повышенный.

** По данным Э. Г. Конникова, Э. П. Изоха и др. [Конников и др., 1977; Изох, 1978].

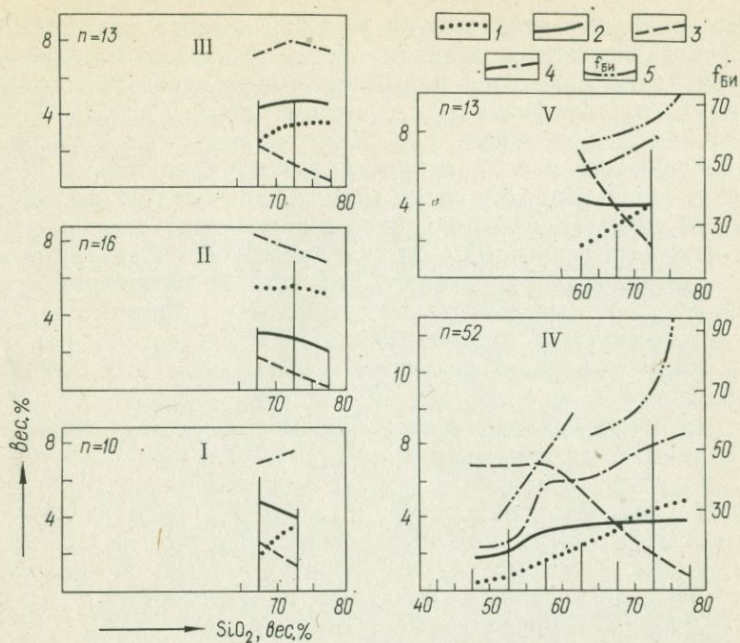


Рис. 28. Вариации содержания окислов (K_2O , Na_2O , CaO , суммы щелочей) и железистости биотита (i) Мынчукур-Арасанского полихронного плутона. По Н. Л. Добрецову, Н. В. Попову [1974].

Серии: I—II — докембрийские, III — каледонские, IV—V — герцинские (IV — койтасская и V — салдыктасская). Длина вертикальных линий пропорциональна числу анализов. 1 — K_2O ; 2 — Na_2O ; 3 — CaO ; 4 — K_2O+Na_2O ; 5 — F_{БИ}

лезистость пород, а также особенности геохимического состава (содержания Rb, Li, Be и др.). Калиевость гранитных расплавов при постоянном составе субстрата зависит от глубинности и состава флюида, независимо от происхождения последнего. В частности, согласно расчетам [Рябчиков и др., 1978] коэффициент активности компонента $KAlSi_3O_8$ в гранитном расплаве зависит от температуры и содержания фтора во флюиде. Рост давления при постоянных X_{H_2O} также увеличивает активность $KAlSi_3O_8$.

Другими словами, если вторичный очаг гранитной магмы возникнет под влиянием габбро в нижней части коры и (или) в сухих, предварительно обезвоженных породах, то возникшие сухие и высокотемпературные или фтористые низкотемпературные расплавы будут калиевыми. Габбро и особенно их «лейкократизированные» дифференциаты при высокой активности $KAlSi_3O_8$ будут обогащаться калием и сменяться монцитонитами. В случае возникновения очага в обводненной среде и (или) субстрате, обогащенном Na и Ca, гранитоиды габбро-гранитных серий будут натровыми.

Среди компонентов, понижающих активность H_2O и повышающих калиевость расплавов, особую роль играет фтор. Высокофто-

ристые гранитные расплавы могут быть низкотемпературными и относительно сухими и в таком случае обогащены калишпатом и кварцем (типа аляскитов и лейкократовых гранитов), содержать высокожелезистые фтористые и литий-фтористые слюды. При наиболее высоком потенциале F образуются онгониты, в которых непосредственно из расплава кристаллизуются не только Li-F-слюды, но и топаз. Поэтому среди гранитоидов следует выделять три основных типа: 1) высоководные низкотемпературные и, как правило, натровые гранитоиды, 2) сухие высокотемпературные калиевые гранитоиды (чарнокитового типа) и 3) низкотемпературные калиевые фтористые лейкограниты (вплоть до онгонитов). Естественно существуют и переходные виды, в частности накопление фтора может проявляться лишь в заключительных лейкократовых фазах.

Упрощенные подходы с выделением только двух типов гранитов (водных и высокотемпературных сухих) и попытка на этой основе по составу гранитов и фемических минералов (биотита, амфибола) оценивать температуру и «сухость» расплава [Ферштагер и др., 1975] могут привести к ошибочным результатам. В частности, многие заведомо низкотемпературные (но обогащенные F) пегматиты и лейкограниты попадают, по диагностике Г. Б. Ферштагера, в высокотемпературные сухие расплавы.

Происхождение высокофтористых гранитов и онгонитов представляет особую проблему. По мнению И. Д. Рябчикова, такие граниты могли возникнуть при анатексисе биотитовых (безамфиболовых) метапелитов и последующей дифференциации возникшего расплава, либо при кристаллизационной дифференциации трахиандезитового (латитового, монзонитового) расплава. Поскольку биотит — единственный из породообразующих минералов, избирательно концентрирующий фтор, то начальное плавление пород с разложением биотита (по модели В. С. Шкодинского или сходной с ней) приведет к возникновению водно-фтористого анатектического расплава. Но такой расплав будет способен лишь к ограниченному вертикальному перемещению. Кроме того, многие фтористые граниты орогенного этапа или зон активизации не сопровождаются одновременным региональным метаморфизмом в этой же или соседних зонах и их трудно связать с анатексисом. Но они, как правило, сопровождаются габброидными интрузиями или дайками (предшествующими или последующими). В этом случае проще предположить обогащение фтором под воздействием габбро. Такой чисто флюидный «синтексис» (например, под воздействием глубинных очагов, не соприкасающихся с зоной вторичного кислого расплава) представляет переходный случай и к чисто анатектическим гранитам (см. табл. 7, тип 5), и к моделям «интрателлурических потоков» [Кузнецов, Изох, 1969].

Другим примером (диаметрально противоположным) флюидного синтексиса является образование лампрофировых даек в гранитоидных сериях. По мнению В. С. Соболева [1952, 1973], лампрофиры, отличаясь низкой железистостью, произошли из базито-

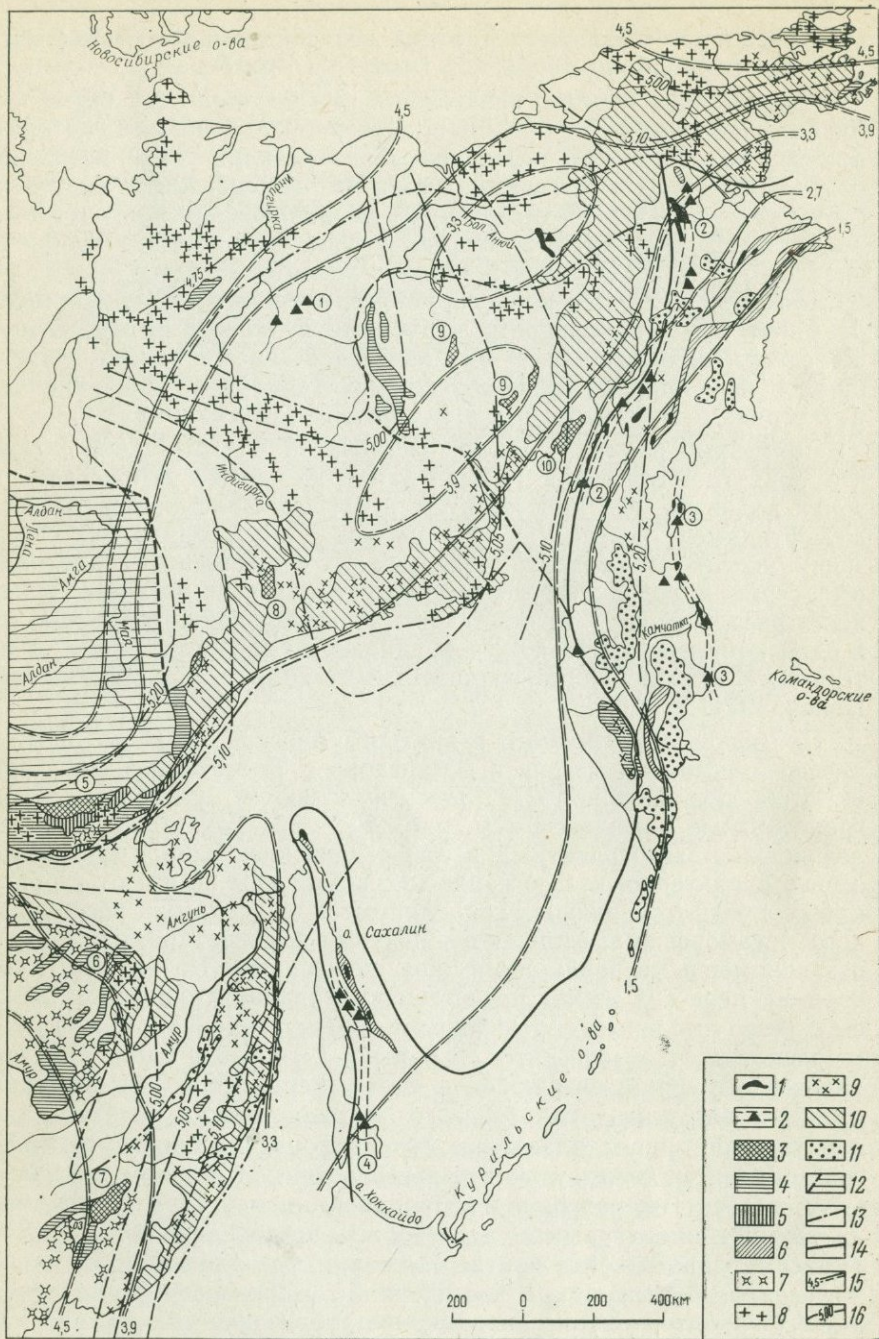
вого расплава, «щелочного» под воздействием постмагматических флюидов еще не остывшего гранитного массива.

Калиевость и нередко базитовость габбро-гранитных серий являются наиболее устойчивыми по латерали признаками, которые при переходе к другой магматической зоне или узлу меняются скачкообразно. С этим связано понятие о первичных очаговых структурах, по И. Н. Томсону и М. В. Фаворской, или очаговых ареалах [Изох, 1978]. Их площадь обычно 400—1500 км² или значительно больше. В среднем можно принять площадь очагового ареала ≥ 900 км². Это коррелируется со средним расстоянием между магматическими центрами (группами вулканов) в известково-щелочных (андезитоидных) вулканических зонах и свидетельствует об общей природе магмоподводящих каналов в габбро-гранитных сериях и андезитовых вулканических формациях.

Локальные вариации внутри складчатой области показывают, что роль гранитоидов в габбро-гранитных сериях возрастает в зонах поднятий, где присутствуют неглубоко залегающий гнейсовый фундамент и осадочно-вулканогенные образования. В таких зонах нередко многократно внедряются существенно гранитоидные серии и возникают полихронные гранитные массивы. Трудность расчленения таких массивов и произвольное объединение их в один комплекс приводят к неправильному представлению о длительности формирования гранитоидных комплексов [Добрецов, Попов, 1974].

Примером полихронного гранитного массива является Мунчурско-Арасанский массив в Джунгарии и Восточном Казахстане [Г. Добрецов, Попов, 1975]. Здесь выделяются разновозрастные гранитоидные комплексы (см. рис. 28) — два докембрийских, каледонский плагиогранитный и две герцинские габбро-гранитные серии. Характерно, что догерцинские комплексы не имеют габброидных предшественников, коррелируются с эпохами регионального метаморфизма, отличаются низкими температурами магмы и незакономерными вариациями типа щелочности (Na→K→Na). По крайней мере два из них представляют параавтохтонные комплексы с незначительным вертикальным перемещением анатектического расплава (т. е. относятся, вероятно, к типу 5 в табл. 7). Герцинские же серии, возникшие в эпоху герцинской активизации древнего байкальско-каледонского блока, можно считать как продукт повторного плавления ранее сформированных гранито-гнейсовых комплексов и остаточных очагов под прямым воздействием высокотемпературной габброидной магмы. С этим связаны их высокотемпературность и «сухость», повышенная фтористость (максимальная в конце койтасской серии, где наблюдаются очень железистые биотиты) при повышенной окисленности (кроме фтористых гранитоидов) и закономерное увеличение содержания калия к концу каждой серии (см. рис. 28).

По Э. П. Изоху, содержание калия (тип щелочности) в сериях, как правило, закономерно возрастает в пределах всех гомодром-



	1		9
	2		10
	3		11
	4		12
	5		13
	6		14
	7		15
	8		16

ных ритмов — от ранних основных к поздним кислым фазам одного комплекса, в гомодромной серии комплексов, в пределах данного мегаритма или магматического цикла от более ранних к более поздним сериям, от ранних мегаритмов к поздним мегаритмам в полициклических складчатых областях, т. е. по мере развития «зрелости» континентальной коры. Завершающие серии каждого мегаритма, как и последние субплатформенные мегаритмы, отличаются также повышенной щелочностью нередко с возвратным отклонением к натровому типу. Чем больше масштабы ритма, тем больше отклонений от этого правила, хотя каждое такое отклонение заслуживает специального внимания, так как свидетельствует о изменении режима магмообразования (прежде всего режима летучих) и о длительном перерыве и изменении тектонического режима.

Особое значение имеют крупномасштабная ритмичность и эволюция магматизма. В полициклическом развитии большинства складчатых областей ранние магматические циклы (мегаритмы) характеризуются подчиненной ролью гранитоидов и их повышенной натровостью, а роль гранитов и особенно калиевых гранитов закономерно возрастает по мере усиления «зрелости» континентальной коры. Поэтому советские тектонисты [Пейве и др., 1976] предложили массовое появление калиевых гранитов считать границей между «переходной» и «континентальной» стадиями развития коры.

Та же закономерность устанавливается в крупных латеральных вариациях содержания калия в гранитоидах. Например, на востоке Азиатского материка (рис. 29) калиевость позднемеловых — палеогеновых гранитоидов (близких по возрасту)* закономерно возрастает от островных дуг (границы с океаном) к Сибирской платформе и Буреинскому массиву, которые имеют максимальную мощность «гранитной» коры. Изолинии K_2O конформны изолиниям мощности коры и главным тектоническим границам. Примерно в этом же направлении возрастает и

* Для разновозрастных гранитоидов закономерности более сложные [Изох, 1978].

Рис. 29. Схематическая карта, иллюстрирующая особенности магматизма и метаморфизма Северо-Восточной Азии. По Н. Л. Добрецову, Б. М. Чикову [Dobretsov, Chikov, 1979] с изменениями.

1 — крупнейшие тела офиолитов; 2 — глаукофансланцевые пояса и отдельные выходы глаукофановых комплексов (1 — Колымский, 2 — Пенжинский и Прибрежно-Тайгоносский, 3 — Карагинский, 4 — Сусунайский); 3 — выходы докембрийских метаморфических комплексов гранулитового типа (5 — Чогарский, 6 — Буреинский, 7 — Ханкайский, 8 — Охотский, 9 — Омолонский, 10 — Тайганосский); 4 — докембрийские комплексы протит (дистен-силлиманитового, зеленосланцевого) типов; 5 — анортозиты; 6 — мезо-кайнозойские зеленосланцевые и офиолитовые пояса, включая зоны меланжа; 7—9 — ареалы гранитоидного плутонизма (7 — калеозойского, 8 — позднемезозойского J_3-K_1 и 9 — кайнозойского возраста); 10 — вулканы Катазиатского пояса (K_2-P_1); 11 — четвертичные и современные вулканы; 12 — Сибирская платформа и границы Алданского и Омолонского блоков; 13 — граница древней континентальной коры; 14 — граница коры переходного типа; 15 — изолинии содержания K_2O (вес. %) в молодых (J_3-K) гранитоидах; 16 — изолинии индекса основности в тех же гранитоидах (по А. Б. Вистелиусу и др., 1975 г.)

индекс основности, коррелирующий с глиноземистостью гранитоидов. Эти глобальные вариации в целом согласуются с моделью плавления коры в местах ее максимального утолщения и (или) прогрева под воздействием поднимающихся мантийных магм или астенолитов и зависимостью состава возникающего расплава от глубины плавления и состава летучих. Устанавливаются провинции, в которых все члены мегаритма и нескольких мегаритмов обнаруживают повышенную натровость (Урал) или калиевость (Северный Тянь-Шань) [Изох, 1978].

Следует отметить, что общее увеличение калиевости гранитов по мере роста «зрелости» континентальной коры в пространстве и во времени объясняется: 1) изменением валового состава коры в процессе длительной дифференциации и особенно в участках, сохранивших реликты раннедокембрийской «протокоры», 2) «осушением» коры за счет выноса H_2O при многократном метаморфизме и магматизме и затрудненности новых крупных прогибов или поддвигов, вовлекающих массы обводненных осадков в сферу «гранитизации», 3) остыванием коры и, как следствие этого — рождением гранитных расплавов на все более низких и более базитовых уровнях. Переход к платформенной стадии означает не только истощение мантии, но и невозможность генерации гранитных расплавов согласно пунктам 2 и 3.

Тип щелочности вулканитов и последующих габбро-гранитных серий достаточно часто коррелируется в двух случаях: при проявлении мощного андезито-базальтового вулканизма в последующих натровых габбро-гранитных сериях и в так называемых вулканоплутонических комплексах орогенных и наложенных вулканических поясов.

Первый случай можно объяснить выжиманием остатков андезитовой магмы и ее производных из промежуточных камер в начале сжатия и покровообразования. Второй случай представляет, по видимому, просто эрозионный срез промежуточных камер, дополняемый в ряде случаев опять же подъемом или выжиманием магмы этих очагов в процессе разогревания и (или) складчатости [Г. Добрецов, 1971].

Вопрос о сходстве и различиях плутонических и вулканических типов магматизма (см. табл. 7) является более общим. И андезито-базальтовые, и габбро-гранитные серии в современных структурах приурочены к зонам сжатия, трактуемым как зоны столкновения (дивергенции) плит. Например, в Альпийской складчатой области [Поле упругих... , 1972] центральная и восточная (гималайская) части пояса представляют зоны сжатия, где обнаружены почти все проявления андезитового вулканизма и гранитного плутонизма неоген-палеогенового времени (см. рис. 55). При этом восточная, гималайская часть, обладающая максимальным сжатием и утолщением коры (до 75 км), характеризуется наличием гранитного плутонизма и почти полным отсутствием вулканизма, а в центральной части интенсивно проявлен неогеновый андезитовый вулканизм и очень редки гранитоиды. В западной части

(Эллиниды, Динариды, Альпы) превалируют растягивающие напряжения, здесь характерны проявления молодого базальтоидного вулканизма. Даже в эпохи максимального сжатия и покровообразования, например в Западных Альпах, андезитовый вулканизм и гранитообразование проявились незначительно, по-видимому, вследствие того, что здесь удваивалась в мощности океаническая кора, неблагоприятная для гранитообразования. В тех же районах, где активные зоны продолжаются в районы с мощной континентальной корой, проявляется липарит-андезитовый вулканизм. Например, зона растяжения (?) Черного моря и Курильской депрессии с новообразованной океанической корой и слабым базальтоидным вулканизмом переходит по простиранию (особенно на западе) в зону интенсивного липарит-андезитового вулканизма с медным и полиметаллическим оруденением (рис. 30), причем возраст этих процессов (образование океанической впадины, проявления андезитового вулканизма и оруденение) примерно совпадает [Jančovič, 1977; Артюшков, 1979]. Эта зона и параллельная ей Вардарская — зоны проявления липарит-андезитового вулканизма, как и неогеновые андезиты Закавказья, никакого отношения к субдукции, конечно, не имеют.

В областях, где липарит-андезитовый вулканизм и гранитоидный плутонизм совмещены, последний проявляется несколько позже и в непосредственной связи с эпохой максимального сжатия и покровообразования. Эта корреляция наиболее отчетлива в фанерозое. В байкалидах начало образования покровов относится к раннему кембрию. Например, в Куртушибинском и других поясах Западного Саяна обломки офиолитов обнаружены в обломочной толще (олистостроме?) с фауной ленского яруса [Петрология..., 1977]. Широкое развитие меланжа и олистостромовых фаций раннекембрийского возраста в Туве и Западном Саяне установил Н. А. Берзин. Несколько позже на границе раннего и среднего кембрия в зоне, примыкающей к Куртушибинскому и Борусскому поясам, в массовом количестве появляются гранитоиды таннуольского и майнского комплексов, после чего раннекаледонский гранитный магматизм захватил огромные области Центральной Азии [Поляков, 1971]. Аналогичные соотношения устанавливаются в поздних каледонидах. С этой эпохой связано формирование огромного Ангаро-Витимского батолита площадью 60 000 км², в котором обнаруживаются переходы от мигматитов к параавтохтонным гранитоидам и далее к интрузивным гранитам [Литвиновский, 1978]. Здесь практически отсутствуют габброидные предшественники: либо они не могли преодолеть мощный слой мигматитов и гранитов, либо это вершина огромного гранит-мигматитового купола, аналогичного показанному на рис. 26 и не связанному с габброидами.

В герцинидах Казахстана, Монголии, Южного Тянь-Шаня наиболее интенсивные сжатия с образованием покровов и олистостромы произошли в напюре — начале среднего карбона [Зоненшайн и др., 1976; Полянский и др., 1979]. В это же время на больших

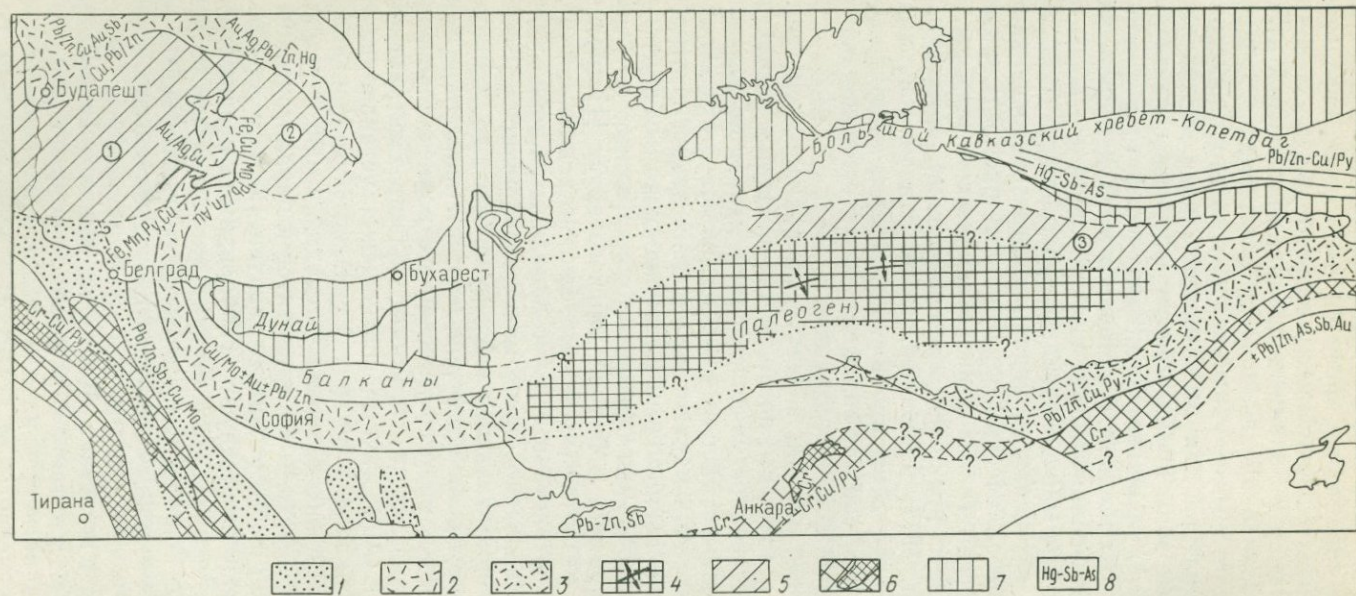


Рис. 30. Схематическая карта магматизма и тектоники обрамления Черного моря. По С. Янковичу [Jankovic, 1977] с изменениями.

1 — третичные вулканические и вулкано-плутонические комплексы (зоны активизаций); 2 — позднемиоценовые — неогеновые известково-щелочные вулканиты; 3 — юрско-меловые базальт-андезит-риолитовые (островодужные?) комплексы; 4 — молодая зона растяжения с океанической корой; 5 — молодые впадины (1 — Паннонская, 2 — Трансильванская, 3 — Рионско-Черноморская); 6 — офиолитовые зоны и крупнейшие офиолитовые массивы; 7 — Европейская плита и срединные массивы; 8 — важнейшие структурные и металлогенические линии

площадях внедрились натровые гранитные и габбро-гранитные серии, с которых началась эпоха массового проявления гранитного магматизма, продолжавшаяся до конца перми и захватившая и соседние области каледонской консолидации [Изох, 1978; Ермолов и др., 1977; Конников и др., 1977]. Эти габбро-гранитные серии были охарактеризованы выше (см. рис. 27 и 28). Аналогичные соотношения устанавливаются в герцинидах на Большом Кавказе и в других местах по северному обрамлению Альпийской складчатой области.

В самих альпидах выделяются три стадии сжатия и покровообразования, ведущие к скучиванию и утолщению земной коры — в конце мела (в маастрихте), в начале эоцена и начале миоцена, причем наиболее распространенной, захватившей огромные площади, является эоценовая [Книппер, 1975]. Именно с этими эпохами совпадают максимумы гранитообразования, датируемые возрастными 60—70, 30—40, 15—25 млн. лет [Метаморфические комплексы..., 1977; Бакиров, 1978]. В наибольших масштабах, как уже отмечалось, эти граниты внедрились в восточной части альпийского пояса и по его обрамлению — в Гималаях, на Памире, в Афгано-Бадахшанском секторе, где присутствуют древние гранито-гнейсовые блоки и устанавливаются максимальное сжатие и утолщение коры.

Подобные явления наблюдались в Тихоокеанском складчатом обрамлении. Например, многостадийные покровы и образование глаукофановых сланцев в Западной Калифорнии датируются цифрами 140—150, 115—125, около 90 и 60—70 млн. лет [Добрецов, 1978]. Такой же калий-аргоновый возраст имеют огромные массивы гранитов в соседней зоне Сьерра-Невада и андезиты Каскадного пояса (см. рис. 52). В западной части Тихоокеанского обрамления раскрытие Японского, Филиппинского и других окраинных морей (см. рис. 22, 29, 52), начавшиеся в конце мела, сопровождалось сжатием и фазой складчатости в соседних областях, а также формированием огромного Восточно-Азиатского вулканоплутонического (андезит-гранодиоритового) пояса, наложившегося на разновозрастные континентальные структуры. Развитие гранитного магматизма здесь началось также с появления верхне-меловых габбро-гранитных серий, за которыми следовали калий-натровые и калиевые гранитоиды [Изох и др., 1967]. Нарастание их калиевости по приближению к платформе было отмечено ранее (см. рис. 29).

Приведенная схема иллюстрируется примером Юго-Восточной Австралии (рис. 31). Здесь Д. Финлейсоном детально изучен сейсмический разрез, благодаря чему установлены горизонты пород низкой плотности в верхних 20 км коры, которые достаточно уверенно могут быть сопоставлены с осадочными толщами под надвинутыми пластинами более плотных пород (см. рис. 31). Там, где утолщение коры, созданное покровами, сходит на нет, исчезают и граниты типа S. Эти граниты приурочены к западной (приплатформенной) зоне Тасманской геосинклинали, характеризуются

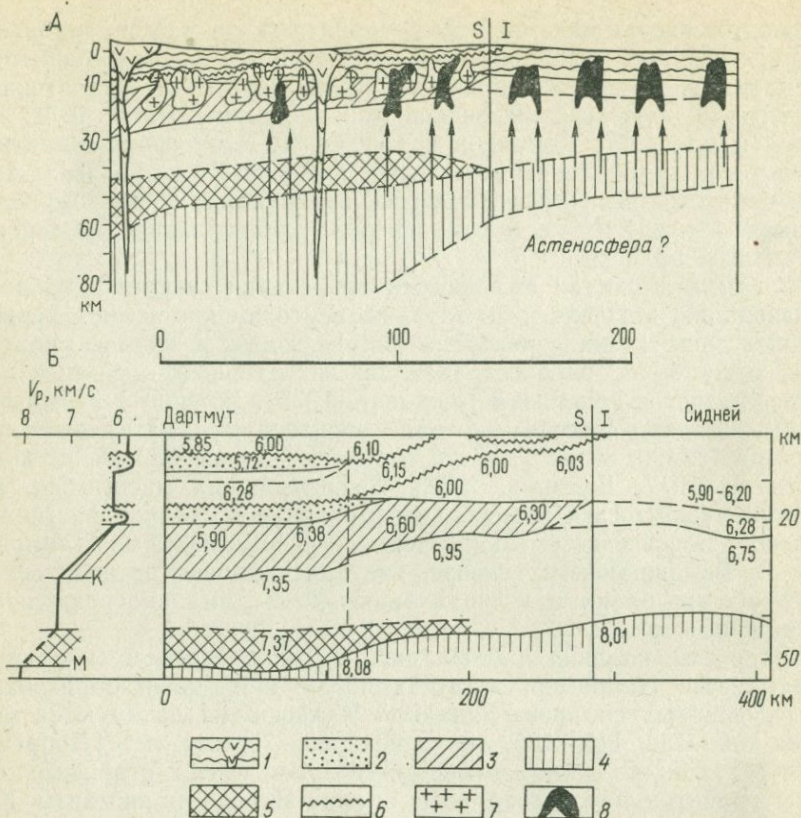


Рис. 31. Разрезы, иллюстрирующие два типа гранитов и утолщение сиалической коры в Лахланском поясе Юго-Восточной Австралии.

А — геолого-петрологический (по данным М. Рикарда и П. Вурда), Б — сейсмический (по данным Д. Финлейсона) [Crust and upper mantle..., 1979];

1 — вулканиты и осадки ордовика-девона и вулканиты силура; 2 — зоны разуплотнения на сейсмическом профиле; 3 — метаморфическая сиалическая кора; 4 — верхняя мантия; 5 — зона уплотнения в нижней части коры по сейсмическим данным; 6 — надвиги; 7—8 — граниты типа S и типа I (S—I — граница их распространения)

кальевым составом и наличием высокоглиноземистых минералов (граната, кордиерита). По экспериментальным и петрологическим данным [Crust and mantle..., 1977] эти граниты образуются при плавлении коры в условиях амфиболитовой фации ($T=700-750^{\circ}\text{C}$, $P_{\text{H}_2\text{O}}=0,3-0,5$ ГПа). В отличие от них граниты типа I распространены во внешней зоне Тасманской геосинклинали. Они несомненно более молодые, чем граниты типа S, представлены натровой умеренно кислой серией (диориты—гранодиориты) и обнаруживают по составу аналогию с мигматитовыми прожилками в зонах амфиболитизации, изученных Дж. Холмсом в глубинных ксенолитах из гранулитово-базитового слоя и верхней мантии. Эти и другие факты позволяют предполагать, что граниты типа I образовались при выплавлении в нижней части коры или пироксени-

товой мантии и затем интродировали в верхнюю часть коры. Возможно, на ранних стадиях они стимулировали плавление в коре и образование гранитов типа S, но прорвались через S-граниты и мигматиты только после их кристаллизации.

Следовательно, утолщение континентальной, или промежуточной, коры в результате сжатия и покровообразования приводит к ее плавлению и массовому внедрению гранитов. Там, где утолщается океаническая (симатическая) кора, массового появления гранитоидов не происходит, в частности именно поэтому многие крупнейшие офиолитовые пояса и прилегающие зоны лишены гранитоидов или бедны ими. Установлено, что первыми здесь внедряются, как правило, габбро-гранитные серии с большой ролью подкоровой магмы. Эти серии петрохимически сходны с предшествующими базальт-андезито-дацитовыми сериями в тех же или соседних зонах. Интрузивные серии как бы завершают длительную вулканическую активность островодужного типа. Поскольку габбро-гранитные серии внедряются во время сжатия и покровообразования, когда прекращается проявление предшествующего андезитового вулканизма, можно предположить, что находящаяся в выступах астеносферы и промежуточных очагах магма просто выдавливается в результате сжатия и прежние очаги перестают действовать. Возможны и другие модели, связанные с подтоком флюидов. Вероятно, магматическая «смазка» облегчает и возникновение покровов на глубинных уровнях. Новые очаги преимущественно гранитоидного состава появляются в результате расплавления корней сжатых сиалических блоков, глубоко погружившихся в мантию. После этого наступают остывание и прекращение активной магматической деятельности, исключая дайки и редкие излияния основной магмы из глубоких подкоровых очагов, куда отступает фронт магмообразования.

Конечно, это не единственная форма связи складчатости и интенсивного гранитообразования. Рост и частичное плавление гранито-гнейсовых куполов могут происходить во время складчатости, а полихронные массы возникают за счет многократного переплавления блоков фундамента и более древних гранитов вдоль унаследованных «магмоводов». Однако и эти случаи можно увязать с идеей утолщения коры.

Заканчивая характеристику глобальных магматических процессов, следует отметить:

1) важную роль стационарного глубинного просачивания магмы (паратексиса), сходного с «проникающей» конвекцией Элдера или рассеянной проницаемостью мантии, по В. В. Белоусову [1975], обеспечивающей устойчивый в пространстве и во времени толентовый базальтовый магматизм;

2) возникновение вторичных очагов плавления в коре и появление «синтексиса» при формировании габбро-гранитных и базальт-липаритовых серий, наиболее благоприятных в активных зонах при подъеме мантийных «астенолитов» и (или) в условиях

утолщения континентальной коры, созданного путем деформаций, крупных надвигов и вулканогенно-осадочной аккумуляции;

3) паратексис и синтексис дополняются и усложняются дифференциацией в промежуточных очагах, наиболее важной в остро-воджных и орогенных андезитовых формациях, представляющих типичные гетерогенные образования;

4) глобальную роль габбро-гранитного плутонизма, тесно связанного с коровым анатексисом и реоморфическими гранитами и характерного для континентальных сегментов с мощным гранитно-метаморфическим слоем на поздних этапах развития Земли.

Рудоносность магматических формаций

Образование рудных месторождений, связанных с магматическими породами и магматическими формациями, сводится к трем главным случаям:

1. Магматические породы как полезные ископаемые (нефелиновые сиениты и уртиты как алюминиевое сырье, сынныриты как комплексное калий-алюминиевое сырье, лабрадориты и т. д.).

2. Рудные месторождения, кристаллизующиеся внутри магматических тел в процессе их образования (хромитовые кумуляты, апатитовые руды агпаитовых нефелиновых сиенитов, титаномagnetит в габброндах, ликвационные сульфидные медно-никелевые руды, алмазы).

3. Рудные месторождения (постмагматические и др.), парагенетически связанные с магматическими формациями:

а) тесно ассоциирующие (многие типы оруденения в скарнах и вторичных кварцитах);

б) в отдаленной или неясной связи («телетермальное» месторождения Pb, Zn, Hg, Sb, As, многие месторождения Au, Ag и др.).

Первый случай очевиден и комментариев не требует. Здесь могут возникнуть только технологические проблемы обогащения и использования руд, например, для нефелиновых сиенитов или сынныритов.

Второй случай относится преимущественно к ультрабазит-базитовым формациям мантийного происхождения. Из гранитоидных формаций к этому типу можно, пожалуй, без оговорок отнести лишь редкометальное (Sn—W—Mo) оруденение в грейзенах и надинтрузивных зонах, генезис которых, как мы отмечали, связан преимущественно с фтористым типом калиевых гранитов (см. табл. 12).

Наконец, к третьему случаю относится, пожалуй, большая часть металлических полезных ископаемых, традиционно связываемых с магматизмом и, в частности, с габбро-гранитными сериями (см. табл. 14). Дискуссионных вопросов здесь более чем достаточно, особенно об источниках рудного вещества, формах и условиях его мобилизации. Одни исследователи большую часть эндогенных месторождений предполагают магматогенными [Текто-

носфера... , 1978]; другие считают рудное вещество преимущественно осадочным или вулканогенно-осадочным, которое может лишь переотлагаться в ходе магматического процесса. В последнее время большое значение придается метаморфогенным месторождениям, многие из которых относились ранее к магматогенным или осадочным.

Корреляция рудных месторождений с типами магматических формаций и стадиями тектоно-магматической эволюции, по В. И. Смирнову [Тектоносфера... , 1978], включающая основные положения более ранних схем Ю. А. Билибина и коллектива ВСЕГЕИ (Г. С. Лабазин, А. И. Семенов, В. И. Серпухов, Т. И. Билибина и др.), приведена в табл. 13. Объяснение эмпирических закономерностей (см. табл. 12 и 13) обычно ищут в рамках гипотезы (или модели) вертикальной миграции фронта магмообразования (из подкорового уровня в кору).

По В. И. Смирнову, большинство эндогенных рудных месторождений связано с подкоровой базальтоидной магмой и возникает в условиях растяжения, которое лучше всего проявляется на раннегеосинклинальной стадии в трогах эвгеосинклиналей, и во время платформенной активизации в рифтовых зонах. Рудное вещество может сепарироваться из ювенильной магмы еще в первичных подкоровых очагах (например, алмаз в кимберлитах), но преимущественно концентрируется во вторичных промежуточных очагах на путях подъема базальтоидной магмы либо в виде рудоносных расплавов, либо рудоносных растворов. Первичные и вторичные рудоносные расплавы, кристаллизуясь в верхних частях коры, образуют раннемагматические и часть позднемагматических месторождений Сг, Pt, Ti, Fe, Cu, Ni и др.

Рудоносные растворы, отделившиеся в промежуточных очагах при кристаллизации первичной мантийной магмы, могут взаимодействовать с вышележащими гранитоидными очагами или даже стимулировать образование их. Такой случай назван выше «флюидным синтексисом». «Флюидный синтексис» сходен с идеей сквозьмагматических [Коржинский, 1952] или интрателлурических [Кузнецов, Изох, 1969; Изох, 1978] потоков флюидов. Но по этой модели поток флюидов возникает очень глубоко в мантии, например за счет разложения гидридов металлов и последующего окисления восстановленных газов [Маракушев, Перчук, 1971], и сам регулирует образование расплавов как в мантии, так и в коре и обуславливает их рудоносность.

В частности, по Э. П. Изоху [1978], интрателлурические потоки, возникающие в нижней или низах верхней мантии, эволюционируют от натровых к калиевым и щелочным в течение одного мегаритма и определяют тип щелочности магматических ассоциаций, с которыми согласно данным табл. 12 более всего коррелируется их рудоносность. Развитие магматических очагов и перемещение фронта магмообразования из верхней мантии в нижнюю и затем верхнюю кору обуславливают признаки основности — кислотности, сложности и контрастности, а также завершенности магмати-

Корреляция типов магматических и рудных формаций.
По В. И. Смирнову, с изменениями

Этап	Стадия	Тип магматических формаций	Тип рудных месторождений
Геосинклинальный (подвижного пояса, активных зон)	Ранняя (океаническая)	Гарцбургитовая (офиолиты I типа) Габбро-пироксенит-дунитовая (офиолиты II типа) Спилито-кератофировая (офиолитовая) Плагиигранит-сиенитовая* (натровая)	Хромиты Титаномагнетиты, платиноиды Колчеданный $Cu \pm Zn, Pb$ Скарновый железа и меди
	Средняя	Гранодиоритовая* (K, Na) Гранитная* (высокофтористая, калиевая и алюминиевая)	Скарновый, цветных и редких металлов Грейзеновые и альбититовые Sn, Mo, W, Be и др.
	Поздняя	Андезит-диоритовая наземная* Субвулканическая (порфировая)	Гидротермальные цветных, редких, радиоактивных и благородных металлов
Платформенный	Ранняя	Без магматизма и эндогенного рудообразования	
	Поздняя (активизационная)	Гранодиорит-гранитная* (высокофтористая?) Нефелиновых сиенитов Ультраосновная щелочная Кимберлитовая Дифференцированных траппов Расслоенная габбро-перидотитовая	Гидротермальные Sn, W, Zr, Ta, Nb, TR, Au, U Апатит и редкие металлы Карбонатитовый, редких и цветных металлов Алмазов Сульфидный Cu—Ni Хромиты, Cu—Ni, Pt

Примечание. Формации, отмеченные звездочкой, более детально рассмотрены в табл. 12.

ческих ассоциаций (см. табл. 12). Наконец, в верхней части коры происходят кристаллизация плутонов и рудоотложение (чаще всего в надинтрузивных зонах) — «разгрузка» флюидов, изменение которых имело место во всей протяженной по вертикали магматической колонне (системе очаги — интрузивы — вмещающая среда).

Поток флюидов может быть только прерывистым — прерываюсь в зонах анатексиса в астеносфере и мигматизации в нижней

части коры из-за ограниченного количества флюидов и высокой растворяющей способности силикатных расплавов. Кроме доказательств этого положения, приведенных выше, объяснить рудоносность магматических формаций с помощью гипотезы сквозь-магматических потоков трудно по следующей причине. Накопление рудного компонента в расплаве или флюиде определяется коэффициентами распределения его между твердыми фазами и расплавом и между расплавом и флюидом. Чтобы объяснить корреляцию рудоносности с первичным составом флюида — его натровость или калиевоствость, согласно схеме Э. П. Изоха, следует предположить, что K_d для соответствующего компонента (например, Sn или W в калиевых сериях или Au в натровых сериях) существенно не менялся в ходе длительной эволюции состава расплава и флюида, что маловероятно.

Более обоснованной выглядят схемы, в которых флюид отделяется в ходе кристаллизации магматического расплава и рудный компонент накапливается в остаточном расплаве или остаточном флюиде в зависимости от его K_d , определяемом составом магмы и составом флюида, особенно в отношении S, F и Cl.

При рассмотрении физико-химических закономерностей таких систем [Рябчиков, 1975] установлено, что все возможное разнообразие ситуаций может быть сведено к следующим случаям:

1) исходная магма близка к состоянию насыщения в отношении рудного минерала, минерал накапливается на раннемагматической стадии путем осаждения (кумуляции) или ликвации (алмаз, хромит, платина, апатит, Cu-Ni-сульфидные месторождения). Все они относятся к базит-ультрабазитовым или щелочно-базитовым магмам, высокая температура и низкая вязкость которых способствуют сепарации и накоплению соответствующих минералов. Как правило, повышенный кларк соответствующего элемента благоприятен для прогнозной оценки таких массивов, хотя возможны и исключения, связанные с синтексисом;

2) термодинамическая активность (концентрация) рудного компонента в исходной магме низка, но возрастает в ходе кристаллизационной дифференциации вплоть до состояния насыщения и кристаллизации собственных минералов из магмы, накопление которых и определяет появление рудоносных пегматитов и лейкогранитов; это относится к Be, Li, Sn, W, Ta, Nb, в ряде случаев к P, Th, U и др.;

3) возрастание термодинамической активности рудного компонента в ходе кристаллизации способствует переходу его в постмагматические растворы, накопление и рудоотложение из которых зависят также от состава растворов (т. е. состава летучих, растворенных в магме или привнесенных извне при синтексисе). В случаях 2 и 3 благоприятными являются повышенные кларки рудного элемента в поздних фазах и коэффициенты распределения $K_d^{T_v-L}$ не более 0,4—0,5, а для случая 3 — также низкий K_d^{Fl-L} , т. е. высокая экстрагирующая способность флюида. Для литофильных элементов (Li, Be, Ta, Nb), а также Sn, W (?) это определяется

Месторождения в офиолитовых и габбро-перидотитовых формациях

Оруденение	В офиолитах		В расслоенных плутонах		
	I тип	II—III типы	Габбро-перидотитовых (пикритовых)	Дифференцированных траппах	Габбро-анортзитовых
Хромиты	Крупные и средние (Кимперсай, Троодос, Греция, Турция, Филиппины и др.)	Второстепенные	Крупнейшие (Бушвельд, Великая Дайка, Стиллоутер)	—	—
Платиноиды	—	Крупные (Колумбия, Калифорния)	Крупные (Бушвельд, Стиллоутер)	Второстепенные (в сульфидных Cu-Ni рудах)	—
Титаномагнетит (\pm апатит)	—	Второстепенные (Урал, Корсика, Байкало-Муйский комплекс)	—	Второстепенные	Крупные (Адирондак, Норвегия и др.)
Медно-никелевое (\pm Co)	Силикатный Ni	Второстепенные сульфидные (Чайский и др. комплексы)	Крупные сульфидные (Бушвельд, Сёдбери, Печенга, Монче-Тундра, Стиллоутер)	Крупные сульфидные (Норильск, Талнах)	—
Медноколчеданное (\pm Pb, Zn)	а) в дайковом комплексе (Троодос, Турция), б) в пиллоу-лавах и зеленокаменных породах (Урал, Троодос, Оман и др.)	Редко	—	—	Второстепенные (Чинейский, Коростеньский и др.)

преимущественно наличием F, для халькофильных элементов, частично Sn, W, это могут быть также Cl, S, B;

4) активность рудного компонента в магме низка и существенно не возрастает в ходе кристаллизации, но может возрасти во флюиде за счет термальной или химической эволюции раствора. Сюда относятся прежде всего Au и халькофильные элементы (Fe, Zn, Pb, Cu и др.), накопление которых возможно не только в магматогенных системах. В рудных формациях для этих элементов благоприятен не повышенный кларк, а повышенная дисперсия компонента в интрузии и особенно в надинтрузивной зоне, свидетельствующая об изменении активности элемента во флюидах в соответствующей обстановке.

В качестве примера, характеризующего накопление рудного вещества непосредственно при магматической кристаллизации (случай 1), в табл. 14 рассмотрена рудоносность офиолитовых и перидотит-габбровых формаций. Первые отнесены в табл. 13 и большинству других схем к ранней (раннегеосинклинальной или океанической) стадии развития складчатой области, вторые — преимущественно к платформенному этапу, причем наиболее крупные габбро-перидотитовые и габбро-анортозитовые комплексы относятся к раннему докембрию (древнее 2—2,5 млрд. лет).

Как видно из табл. 14, при общем спектре рудных элементов (Cr, Pt, Ni, Cu, Ti) рудоносность всех выделенных типов базит-ультрабазитовых формаций заметно различается. Потенциальная рудоносность всех базит-ультрабазитовых формаций определяется близостью исходной магмы к насыщению в отношении Cr, Ni, Pt (пикритовые расплавы), или Cu, Ni, S (пикриты и оливиновые базальты), или Ti, Fe (габбро-анортозиты). Непосредственной причиной, вызывающей раннюю кристаллизацию или ликвацию, служит синтексис — взаимодействие с вмещающими породами или вторичной гранитоидной магмой, или с просачивающейся морской водой (для офиолитов) [Рябчиков, 1975; Irvine, 1974; Wolery, Sleep, 1976; International, 1979].

ТИПЫ МЕТАМОРФИЗМА И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Фациальный и формационный анализы метаморфических толщ

Глобальное значение метаморфизма определяется тем, что, во-первых, метаморфические породы преобладают в объеме коры, и, во-вторых, большая часть геологической летописи (более 3 млрд. лет) запечатлена в докембрийских метаморфических породах. Правда, распространено мнение, что метаморфические породы являются «вторичным» продуктом метаморфизма «первичных» осадочных и магматических пород. Но аналогично этому и большая часть осадочных пород является продуктом разрушения «первичных» магматических и метаморфических пород (терригенные и вулканогенно-терригенные осадки) или продуктом, сопутствующим магматизму (значительная часть хемогенных осадков). Значительная часть кислых магматических пород, как видно из предыдущего изложения, образовалась в процессе метаморфизма и анатексиса «первичных» осадочных и метаморфических пород (+воздействие глубинной магмы). Благодаря анатексису и метасоматозу (особенно на контакте разных сред) метаморфические породы также испытывают дифференциацию. Другими словами, процесс образования и дифференциации земной коры обусловлен многократно повторяющимися циклами осадочной, магматической и метаморфической дифференциации [Ярошевский, 1976], и в этом круговороте вещества роль метаморфизма занимает важное и нередко ведущее положение.

В верхней мантии метаморфические процессы еще труднее отделить от магматических, как видно из изучения глубинных ксенолитов. Поскольку в мантии роль флюида нередко выполняет пленочный расплав с растворенными в нем летучими компонентами, то перекристаллизация и фазовые реакции в таких условиях в равной мере можно относить к метаморфическим и к магматическим (анатектическим) процессам.

Современное учение о метаморфизме опирается на принцип и схему метаморфических фаций. В основе современного выделения фаций метаморфизма лежит идея «петрогенетической решетки», высказанная в 30—40-х годах Д. С. Коржинским и Н. Боуэном. Петрогенетическая решетка для построения схемы фаций в мантии была рассмотрена выше вместе с определением понятия «фация» (см. рис. 4 и 5).

Применительно к картируемым метаморфическим объектам в коре схема метаморфических фаций должна удовлетворять дополнительным требованиям; фациальные подразделения должны картироваться и однозначно определяться по минеральному составу [Фацин. . . , 1970]. Поэтому границы между ними должны отвечать

маловариантным* (или близким к ним) минеральным превращениям, которые прослеживаются в наиболее распространенных составах пород, причем должна быть предусмотрена возможность параллельной диагностики фаций по разным классам пород (метапеллитам, метабазитам, мраморам). В качестве границ фаций должна быть использована группа сближенных линий, характеризующих минеральные реакции в разных породах; границами более мелких подразделений (субфаций) могут быть отдельные линии реакций.

На рис. 32 приведена схема фаций метаморфизма, разработанная с учетом этих требований на основе природных и экспериментальных данных [Добрецов, Соболев, Ушакова, 1974; Фацин... 1970]. Кроме фаций и субфаций показаны также минералогически различимые типы метаморфической зональности, картируемые по появлению или исчезновению «индекс-минералов» или «индекс-ассоциаций» с использованием других геотермобарометров.

Мы рассмотрим только фации и типы регионального метаморфизма (В и С на рис. 32), не связанного с контактами интрузии, и образующие протяженные зоны или ареалы. Основное подразделение на группы фаций В и С базируется не на формальном признаке — абсолютной величине давления, а на положении Р-Т-полей различных фаций относительно главных минеральных реакций, позволяющих фиксировать вариации давления наиболее уверенно и в широко распространенных породах. Это линии перехода Сил→Дис, Аб+Не→Жд, Лав+Кв→Пир+Цо, кальцит→арагонит, линия устойчивости пиропы и пироповых перидотитов и др. (см. рис. 4, 5). Поскольку реперные линии имеют положительный наклон, то верхний предел давления для группы В возрастает к высокотемпературным фациям. Реальные вариации Т и Р, фиксируемые по минеральной метаморфической зональности и показанные на рис. 32, могут пересекать границы группы фаций В и С.

С этим связано выделение трех фациальных серий [Miyashiro, 1961], принятое и в легенде международных карт метаморфизма, — андалузит-силлиманитовой, дистен-силлиманитовой и жадеит-глаукофановой. Первая серия соответствует группе фаций В, жадеит-глаукофановая — группе С, а дистен-силлиманитовая фациальная серия занимает промежуточное положение. Соответственно в нашей схеме фаций (см. рис. 32) мы выделили промежуточную дистен-мусковитовую (BC₃) и гранат-глаукофановую С₃ фации, которые соответствуют С₃ а—г и С₃д ранее опубликованной схемы [Добрецов, Соболев, Ушакова, 1974]. В каждом типе фациальных серий выделяются подтипы, которые соответствуют на рис. 32 стрелкам: 1 — ставролит-кордиерит-гранатовый (или бахенский); 2 — ставролит-биотит-андалузитовый (или тонгулакский), 3 — ставролит-дистен-андалузитовый (или южночуйский), 4 — дистен-силлиманитовый (или барроуский), 5 — дистен-хлори-

* Понятие вариантности и правило фаз см. в первом разделе.

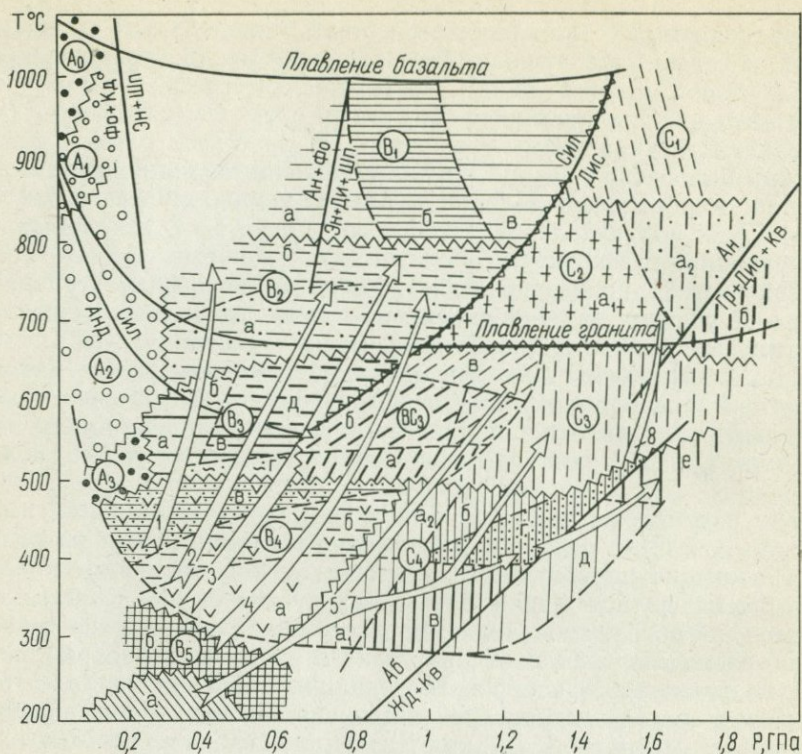


Рис. 32. Схема фаций метаморфизма. По Н. Л. Добрецову и др. [1974] с изменениями.

$A_0 - A_3$ — фации контактового метаморфизма (A_0 — спуррит-мервинитовая, A_1 — пироксен-роговиковая, A_2 — амфибол-роговиковая, A_3 — мусковит-роговиковая); $B_1 - B_5$ — фации регионального метаморфизма (B_1 — двупироксеновая, B_2 — биотит-силлиманитовая, B_3 — андалузит-мусковитовая, B_4 — зеленосланцевая, B_5 — пренит-пумпеллитовая); BC_3 — дистен-мусковитовая фация, переходная по давлению; $C_1 - C_4$ — фации высоких давлений (высоких P/T отношений) (C_1 — эклогитовая, C_2 — дистен-гнейсовая, C_3 — гранат-глаукофановая, C_4 — глаукофансланцевая). Для большинства фаций буквами а-г показаны субфации, стрелками 1-7 — типы метаморфической зональности (см. в тексте)

тоидный (или макбальский). Название, данное в скобках, — типичный пример зональности метаморфизма.

Указанные подтипы примерно соответствуют подтипам A_2 , A_3 , А-Б, B_1 и B_2 В. А. Глебовицкого [1973] фациальных серий А (андалузит-силлиманитовой) и Б (дистен-силлиманитовой). Подтип A_1 В. А. Глебовицкого представляет переходный случай к контактовому метаморфизму, а подтип B_2 (5 на нашей схеме) — переходный к фациям С или жадеит-глаукофановой фациальной серии. В последней нами выделяется также три типа зональности: 6 — эклогит-гнейсовый (или норвежский), 8 — эклогит-глаукофановый (или полярно-уральский), 7 — жадеит-глаукофановый (или калифорнийский).

Реально наблюдаемая метаморфическая зональность, как правило, не превышает интервал $300-700^\circ\text{C}$, часто значительно

меньше. Высокотемпературная область (фации V_1 и C_1) в типичных зональных метаморфических комплексах не достигается. Фация C_1 наблюдается только в мантии. Породы фации V_1 (двупироксеновой) распространены в фундаменте докембрийских платформ в виде протяженных монофациальных комплексов, часто с наложенным диафторезом фации V_2 . Наблюдаются также сравнительно однородные монофациальные комплексы зеленосланцевой фации V_4 , реже фаций C_3 и C_2 . Поэтому наряду с различными типами зонального метаморфизма в табл. 15 выделены монофациальные (слабозональные) типы метаморфизма. Каждому из них соответствует своя геологическая обстановка и вероятная модель метаморфизма. Другими словами, термином «региональный метаморфизм» объединяются разнородные явления, без типизации которых невозможны их корреляция с тектоникой и магматизмом и построение моделей.

Эмпирическая типизация метаморфизма и преимущественная их приуроченность к крупным элементам земной коры (см. табл. 15) основаны на данных по фациям [Добрецов, Соболев, Хлестов, 1969; Фации..., 1970; Добрецов и др., 1974] и обзорных картах метаморфизма [Фации..., 1966; Бакиров, Добрецов, 1972; Metamorphic..., 1978; Метаморфические комплексы..., 1977].

Как и для типов магматизма, 10 типов метаморфизма в табл. 15 можно объединить в четыре группы, которые назовем в соответствии с их генетической природой (А, Б — монофациальные, В, Г — полифациальные типы): А — нуклеарный метаморфизм (типы 1—3), Б — метаморфизм погребения (типы 4—6), В — термодинамометаморфизм (типы 7, 8), Г — высокобарический метаморфизм зон Заварицкого—Беньофа (типы 9, 10). «Океанский» метаморфизм рассмотрен совместно с метаморфизмом погребения, хотя по ряду признаков он является промежуточным между группами метаморфизма Б и В.

Эмпирическая типизация процессов регионального метаморфизма предпринималась многими авторами, начиная со схемы Г. Ридда, которая была использована Б. Я. Хоревой [1966] при выделении двух типов регионального метаморфизма — монофациального и полифациального (или плутоно-метаморфизма). Наша классификация в принципе близка к последней, но мы постарались учесть, во-первых, лишь однозначно определяемые признаки (см. табл. 15), во-вторых — модельный подход, вынося тектонические и генетические вопросы в построение и обсуждение моделей, и, в третьих — типы метаморфизма как основу формационного подхода.

Фациальный подход в изучении метаморфических толщ позволяет реконструировать физико-химические условия (обстановку) минералообразования, а формационный подход — особенности состава толщ и геологических условий их формирования.

Переход от типов метаморфизма к метаморфическим формациям такой же, как и для магматических формаций, — каждому типу метаморфизма в зависимости от состава толщ соответствует не-

Классификация типов прогрессивного метаморфизма
[Добрецов и др., 1969, 1974]

Пространственные признаки (градусы Р и Т)	Режим давления	Фашия	Тип метаморфизма		Вероятная модель	Тектоническая обстановка
			Номер и название типа	Подтип (а — поясовый, б — ареальный)		
родный метаморфизм (преимущественно моно- в эрозионном срезе)	Промежуточные $P_{фл} = P_{лит}$	$B_1 \pm B_2$	1. Двупроксеновый (гранулитовый)	б	Ранне(?) докембрийский нуклеарный метаморфизм	Щиты и фундаменты платформ
	Умеренное $P_{фл} = P_{лит}$	$B_2 \pm B_3$	2. Мигматит-гнейсовый («ультраметаморфизм»)	б		
	Повышенное $P_{фл} > P_{лит}$	$C_2 \pm B_2$	3. Эклогит-дистен-гнейсовый	б	?	Фундамент срединных массивов
	Умеренное или промежуточное $P_{фл} > P_{лит}$	$B_3 (+B_1)$ $B_1 \pm C_3$ $C_3 \pm B_4$	4. Начальный 5. Зеленосланцевый	а, б а, иногда б (?)	Доскладчатый метаморфизм погружения	Складчатые пояса (4а — б), платформенный чехол (4б), океаническая

«Зональный» метаморфизм (полифашиальный)	Одно фашиаль		6. Дистен-сланцевый (типа Кейв)	а, иногда б (?)		кора (4б)	
	Умеренное $P_{фл} < P_{лит}$	$\pm B_1 + B_2 + B_3 + B_4$	7. Андалузит-силлиманитовый	Тонгулак (а) Бахен-Абакума (б)	Постскладчатый и синскладчатый метаморфизм, обусловленный дополнительным тепловым потоком	Преимущественно зоны относительных поднятий	Складчатые пояса
	Повышенное $P_{фл} = P_{лит}$	$C_2 + C_3 \pm B_4$	8. Дистен-силлиманитовый	Барроу (а) Уральский (б)			
	Высокое $P_{фл} > P_{лит}$	$\pm B_3 + B_4 + C_1 \pm C_3$ $B_4 + C_4$	9. Глаукофансланцевый	Санбогава (а) Пенжинский (б)	Сложный механизм (обдукция + автоклавный + тектонический)	Зоны глубинных надвигов, в том числе зоны Заварицкого—Беньофа под глубоководными желобами	
Высокое $P_{фл} > P_{лит}$	$C_1 + C_3$	10. Эклогит-глаукофансланцевый	Максютовский (а) Калифорнийский (б)				

Метаморфические формации и связанные с ними метаморфогенные
полезные ископаемые

Тектоническая структура	Метаморфическая формация	№ типа метаморфизма в табл. 15	Фация	Состав	Рудная ассоциация	Вид полезного ископаемого	Примеры
Срединные массивы	Гранулито-базитовая Эндербитовая	1 1	B_1 B_1	$B+Ч+П$ $A+Ч+П$	Не характерна	—	Антарктида, Алданский и Анабарский щиты
	Эвлизит-кварцитовая	1—2	$B_1 \pm B_2$	$Kp+Ж \pm B+K$	Эвлизитовая, пироксен-магнетитовая	Fe	Индия, Судан, Алданский щит
	Железисто-гнейсовая			$П+Ж \pm K$	Кодуритовая	Mn	Швеция, Анабарский щит
	Кондалитовая	1	B_1	$П+Ч+B+M$	Графитовая	Графит	Украинский и Алданский щиты, Шри Ланка, Мадагаскар, Индия
					Корундовая Редкоземельных пегматитов	Сапфир Редкие земли	
Карбонатно-гранулитовая	1	$B_1 \pm B_2$	$K+П \pm B, Ч, M$	Глубинных магнетизальных скарнов	Флогопит, шпинель, лазурит, Fe, Mg	Алданский щит, Мадагаскар, Юго-Западный Памир	
Щиты и	Карбонатно-мигматитовая	2	B_2	$K+П+M \pm B$	Глубинных известковых скарнов	Fe, B, апатит	Алданский и Канадский щиты
	Амфибол-плагиогнейсовая	2	B_2	$B \pm П, M$	Рутил-ильменитовая	Ti	Бразилия, Канада, Урал
	Эклогит-гнейсовая	3	C_2	$B+П \pm K, M$	Рутиловая, пироповая	Ti, алмазы (?), абразивы, пироп	Урал, Норвегия, Чешский и Кокчетавский массивы
Складчатые пояса	Зональная андалузит-филлитово-гнейсовая	7	$B_2 \pm B_3$	$T+П$	Силлиманитовая	Al	Прибайкалье (Кяхта)
			$B_3 \pm B_2$		Редкометалльных пегматитов	Be, Mo, Li	Забайкалье
			$B_1 \pm B_3$		Кордиерит-антофиллит-медноколчеданная	Cu	Финляндия, Швеция
	Зональная дистен-филлитово-гнейсовая	8	$C_3 \pm B_1$	$T+П$	Дистен-корундовая	Al (дистен)	Становая зона, Кольский полуостров
					Мусковитовых пегматитов	Мусковит	Байкальская, Бирюсинская, Кольская провинции
Гранат-слодяная					Абразивы, слюда	Урал, Прибайкалье	

Тектоническая структура	Метаморфическая формация	№ типа метаморфизма в табл. 15	Фашия	Состав	Рудная ассоциация	Вид полезного ископаемого	Примеры
Складчатые пояса	Железисто-мета-базитовая (джеспилитовая)	5, 7, 9	$V_1 \pm V_3 + C_3$	$Ж + Б + Т \pm Кр$	Гематит-магнетитовая Амфибол-магнетитовая	Fe	КМА, США, Канада (гуронская формация)
	Марганцево-железисто-сланцевая	5, 8	$V_1 \pm V_3, C_3$	$Ж (\pm М) + Т \pm К$	Спессартин-окисная (гондитовая)	Mn	Индия
					Окисно-родохрозитовая		Анабарский и Бразильский щиты
Кварцито-черносланцевая (\pm метакогломераты)	5	V_1	$П + Т + Гр$	$П + Т + Гр$	Золотоносных конгломератов	Au, U, Th	Витватерсранд
					Золото-кварцевая	Au	Ленско-Бодайбинская провинция, Средняя Азия

Зоны глубоких разломов и крупных надвигов

Офиолитовая	4	$V_1 + V_5$	$Б + Г \pm Т, К$	$Б + Г \pm Т, К$	Тальк-серпентинитовая	Тальк, асбест, серпентин	Урал, Западные Саяны
					Колчеданная	$Cu \pm Au, Pb, Zn$	Урал, Норвегия
					Магнетитовая	Барит, магнетит	Динариды
Зональная глаукофансланцевая	96	$C_1 + V_1$	$Т + Б \pm Г, Кр$	$Т + Б \pm Г, Кр$	Окисно-родонитовая	Mn	Япония
					Пирротин-медно-колчеданная	Cu	о. Сулавеси, Альпы
Эклогит-глаукофансланцевая	10	$C_1 + C_3$	$Т + Б + Кр \pm Г$	$Т + Б + Кр \pm Г$	Глаукофан-рутиловая	Ti	Калифорния, Урал
					Колчеданно-полиметаллическая (?)	Zn, Pb, Cu, Au	Альпы

сколько метаморфических формаций*. Детальность подобного расчленения по составу зависит от целей и масштаба исследований [Добрецов, Соболев, Хлестов, 1969; Добрецов и др., 1974; Добрецов, Пономарева, 1979].

Примеры подобного выделения крупных (глобальных) типов метаморфических формаций приведены в табл. 16. В таблице показана корреляция метаморфических формаций с формациями определенного вида метаморфогенных полезных ископаемых. Метаморфогенные месторождения образуются или видоизменяются в процессе метаморфизма и зависят как от особенностей состава толщ, так и характера (типа) метаморфизма [Добрецов и др., 1974; Добрецов, 1974]. Эта зависимость проявляется, по-разному в трех основных типах метаморфогенных месторождений — прометаморфических (метаморфизованных), реометаморфических (переотложенных) и синметаморфических (новообразованных).

Разработка учения о метаморфических и магматических формациях принадлежит в основном советской школе петрографов. Но характерные типы метаморфических комплексов (формаций) выделялись давно самыми разными исследователями (например, чарнокитовая, кондалитовая, глаукофансланцевая и другие формации, или типы толщ).

Вероятно, это связано с большим объемом работ по геологическому картированию, проводимых в СССР, ибо выделение формаций тесно связано с проблемами геокартирования. Установлено, что упрощенный литолого-стратиграфический подход при картировании метаморфических толщ недостаточен [Методика картирования..., 1980]. Более обосновано выделение метаморфических комплексов (формаций). При этом часть из них, хорошо стратифицированная, может быть переведена в случае необходимости в ранг свиты или серии; для них, как считают некоторые исследователи, может быть использована двойная номенклатура — осадочная (магматическая) формация, метаморфизованная в соответствующей фации [Методика картирования..., 1980]. Некоторые исследователи полагают, что и в этих случаях целесообразно использовать специальные метаморфические формации, поскольку часть (или большинство) признаков исходных осадочных (магматических) формаций утрачена.

Другой распространенный класс метаморфических комплексов (формаций) плохо стратифицирован; сюда относятся комплексы с широким развитием мигматитов, метасоматитов, бластомилонитов или иных диафоритов. Для таких комплексов выделение специальных метаморфических формаций наиболее необходимо. Таким образом, при выделении и картировании конкретных метаморфических формаций важное значение приобретают их структура, история метаморфизма и деформаций и т. д.

* Можно сформулировать и иначе — одна и та же толща (комплекс) определенного состава, претерпевшая разные типы метаморфизма, будет соответствовать разным формациям.

Нуклеарный метаморфизм

Этим термином назван высокотемпературный, сравнительно однородный (монофациальный) метаморфизм раннедокембрийских (древнее 2,5 млрд. лет) толщ. Ранее было отмечено, что такие толщи слагают не менее 50% объема континентальной коры.

Нуклеарный метаморфизм сформировал древнейшие структуры континентальной коры, а именно ядра (нуклеи) раннеархейских пород [Павловский, 1970] или эогейские литоплиты по терминологии Ю. К. Дзевановского и В. И. Шульдинера. В частично преобразованном виде вместе с зеленокаменными прогибами позднеархейского возраста они образуют другой тип распространенных структур — активизированные блоки, или диаплиты. Например, на Сибирской платформе выделяются Алданский и Ангаро-Анабарский литоплиты (ядра) и обрамляющие их Тунгусский, Олекминский, Становой и Батомгский блоки (см. рис. 29 и 34). Для каждой из этих структур характерно сочетание хорошо стратифицированных формаций и гранито-гнейсовых и мигматитовых формаций (см. рис. 25), образующих купола и мигматит-плутоны.

Все породы в пределах ядер и сохранившихся глыб в диаплитах метаморфизованы сравнительно однородно в двупироксеновой фации B_1 . В пределах остальной части диаплитов эти древнейшие породы в разной степени диафторированы и превращены преимущественно в породы амфиболитовой фации B_2 , хотя встречаются отдельные участки фаций B_3 и B_4 (в зеленосланцевых трогах). Породы фации B_1 вместе с диафторитами фации B_2 слагают, как уже отмечалось, гранулито-базитовый слой земной коры континентов. Породы фации B_1 в более молодых комплексах встречаются в весьма ограниченном количестве или вообще отсутствуют. Другими словами, гранулитовый метаморфизм как характерная часть нуклеарного метаморфизма имеет возраст $\geq 3,5$ млрд. лет (в ядрах) или $\geq 2,2$ млрд. лет (в активизированных блоках).

На основании данных о высоких температурах, достигающих 1100°C (в среднем около 900°C , см. рис. 32), и относительной однородности Р-Т-условий метаморфизма на огромных расстояниях большинство исследователей этих толщ пришли к выводу о специфическом тепловом режиме в раннем архее. Однородный высокий тепловой поток в эти периоды обуславливал высокое стояние геозотерм в течение длительного времени. Это привело, в свою очередь, к специфике структурных преобразований (типа структур глубинного течения), а также к повышенной температуре у поверхности и к особенностям раннедокембрийского вулканизма и осадконакопления. Другая особенность формаций нуклеарного метаморфизма — глубокая их эродированность, следующая из оценок давления и условия о соответствии давления и глубинности формирования этих комплексов.

Сами оценки Т и Р нуклеарного метаморфизма, основанные на фациальной схеме и минералогических геотермометрах, достаточно близки у разных авторов. Один из последних вариантов

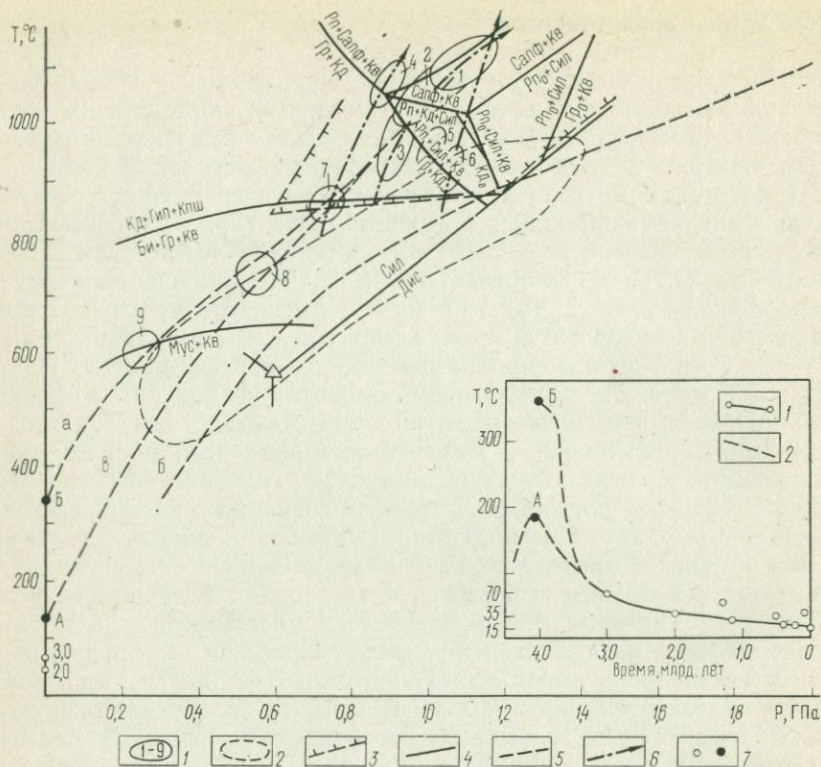


Рис. 38. Условия нуклеарного метаморфизма и архейские геотермы. Составил Н. Л. Добрецов (1979 г.) по данным разных авторов.

1 — условия метаморфизма катаархейских (зогеновых) комплексов, по В. И. Шульдинеру, 1976 г. (1—2 — Чогарский комплекс: 1 — прогрессивный и 2 — регрессивный этапы; 3 — Алданский, 4 — Земля Эндерби, 5 — Сутамский, 6 — Анабарский, 7 — Унгринский, 8 — Слюдянский, 9 — Чукотский); 2 — пределы метаморфизма в древних многоосинклинальных толщах, по Л. Л. Перчуку (1973 г.); 3 — границы фации V_1 (см. рис. 32); 4 — моновариантные линии равновесия (в фации V_1 , по В. И. Шульдинеру, 1976 г.); 5 — средние архейские геотермы: а — по В. И. Шульдинеру (1976 г.), б — по Л. Л. Перчуку (1973 г.), в — вероятное положение; б — вариации T и P в конкретных комплексах; 7 — температура поверхности Земли по данным, показанным во врезке. Rp_0 , Gr_0 , Kd_0 — минералы нулевой железистости. Во врезке — изменение температуры поверхности Земли с течением времени: 1 — по изотопным соотношениям в кремнистых породах, по Л. Кнауту и С. Эпштейну [Knauth, Epstein, 1976]. 2 — по петрологическим реконструкциям (см. в тексте)

этой схемы вместе с детализацией петрогенетической решетки для фации V_1 приведен на рис. 33.

Заслуживают внимания оценки T и P для некоторых типичных и хорошо изученных комплексов нуклеарного метаморфизма, в частности Северо-Восточной Азии (см. рис. 29). Здесь в восточной части Станового диаплита наиболее глубинным является чогарский комплекс, характерные ассоциации которого (в метапелитах) включают $Gr_{41} + Сапф + Рп + Сил + Пл + Кв \pm Би + Рут$, $Рп_{21} + Сил + Пл + Кпш + Кв + Би_{21} + Рут (\pm Кд)$, $Gr_{55} + Сил + Шп_{55-60} + Пл + Кпш + Кв + Мт (+Рп_{28})$, а в метабазитах — эколгитоподобные породы ($Гип + Мп + Рог + Gr_{59-75} + Пл_{33-45}$). Особенно харак-

терны ассоциации с кварцем и сапфирином, кварцем и шпинелью, в которых водные минералы (биотит) отсутствуют или находятся в незначительных количествах. Поэтому оценки T и P не зависят от состава флюида и равны 1,1—1,2 ГПа при $T=1050\text{—}1100^\circ\text{C}$. Наблюдаемые реакционные соотношения с участием кордиерита и глиноземистого ортопироксена указывают на проявления диафто-реза при снижении T и P .

Возникающие при диафторезе ассоциации аналогичны следующей, сутамской субфации глубинности ($\text{Gr}_{50-52} + \text{Rp}_{32-37} + \text{Kd}_{13-16} + \text{Сил} + \text{Кпш} + \text{Кв} + \text{Би} + \text{Рут}$, $\text{Gr}_{48} + \text{Rp}_{34} + \text{Сил} + \text{Би} + \text{Пл} + \text{Кв} + \text{Рут}$, $\text{Gr}_{51-54} + \text{Kd}_{19-20} + \text{Сил} + \text{Би}_{31} + \text{Кпш} + \text{Пл} + \text{Кв} + \text{Рут}$ и др.), в которой достаточно надежные оценки соответствуют $T=900\text{—}1000^\circ\text{C}$ и $P=0,9\text{—}1$ ГПа. Менее определенны оценки для алданской фации глубинности, наиболее распространенной на Алданском щите и большинстве других щитов древних платформ. По определению В. И. Кицула и В. С. Шкодзинского, здесь выделяется несколько субфаций глубинности с вариациями T от 800 до 960°C , а P от 0,5 до 1,0 ГПа (в среднем 850° и 0,8 ГПа), причем разные субфации характеризуют разные блоки и стадии тектоно-метаморфической эволюции (рис. 34 и 35). Независимые оценки по расплавленным включениям (см. табл. 11) и двупироксеновому термометру, по данным Н. В. Попова, свидетельствуют о более узком температурном интервале $900\text{—}950^\circ\text{C}$ (как и в сутамской фации), причем эта температура несколько снижается лишь по окраинам Алданского ядра. Однако эти оценки сами по себе не дают однозначного ответа о геотермическом режиме в архее. Это связано, во-первых, с тем обстоятельством, что трудно отделить вертикальные вариации T и P от латеральных, во-вторых — оценить T на поверхности и градиент T вблизи поверхности. Поэтому одни авторы предполагают температурные условия гранулитовой фации почти до самой поверхности [Хорева, 1966; Кирилук, 1977], другие — палеотемпературный градиент, сходный с современным ($20^\circ/\text{км}$), но температура у поверхности достигала 350°C [Шульдинер, 1976], третьи допускают заметно повышенный теплоток и больший градиент с нормальной или несколько повышенной у поверхности температурой [Хлестов, 1970; Глебовицкий, 1973]. При этом в первом случае допускается, что ранний метаморфизм был «сухим» и лишь в дальнейшем, по мере формирования гидроатмосферы и вовлечения обводненных осадков в зону метаморфизма, $P_{\text{H}_2\text{O}}$ повышалась [Кирилук, 1977].

Оценку T на поверхности Земли в раннем докембрии, от которой зависит и история гидроатмосферы, можно провести независимыми методами — по распределению изотопов в кремнистых породах [Knauth, Epstein, 1976] и расчетным способом по возможному «парниковому эффекту». По первой оценке 3,0 млрд. лет назад температура была 70°C , 3,5 млрд. лет назад — вряд ли много больше 100°C . Температура $100\text{—}200^\circ\text{C}$ согласуется и с теоретической оценкой, полученной из сопоставления Земли с Венерой и вероятной величины «парникового эффекта».

Существует мнение, что ранняя атмосфера Земли соответствует современной на Венере. Температура на поверхности Венеры, как показали измерения советских спускаемых аппаратов, составляет около 500°C , давление около 10^7 Па. Атмосфера состоит в основном из CO_2 , а колебания T и P близки к волластонитовой кривой равновесия ($\text{кальцит} + \text{Кв} = \text{Вол} + \text{CO}_2$), которая, по-видимому, и буферизирует состав и P - T -условия атмосферы Венеры. На Земле такие условия маловероятны, так как Земля удалена от Солнца вдвое дальше и в ее атмосфере преобладали вода или вода + водород* [Гаррелс, Маккензи, 1974]. Например, если испарить при 150°C всю гидросферу Земли, то давление на поверхности Земли составит около $2 \cdot 10^7$ Па. Конечно, можно допустить постепенное формирование водной оболочки, но если даже испарить половину ее массы, то давление составит 10^7 Па, а остальные 10^7 Па могут обеспечить добавки CO_2 , водорода, аммиака и т. д. Другими словами, условия на Земле не могут соответствовать волластонитовой кривой и существенное количество CO_2 в ранней ат-

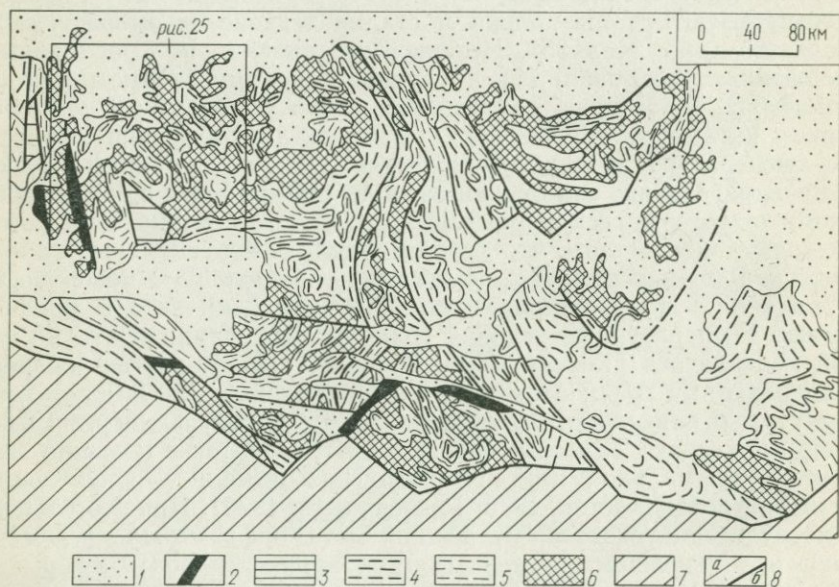


Рис. 34. Схематическая карта метаморфических формаций Алданского щита. По В. И. Кицулу и др. (1978 г.), Н. В. Попову и Н. Л. Добрецову (1979 г.).

1 — платформенный чехол; 2 — формации протерозоя андалузит-силлиманитового типа (Субганский и другие «грабены»); 3 — амфиболит-плагинейсовые формации позднего архея (Унгринский клин и др.); 4–5 — формации тимптоно-желтулинской серии (4 — гранулит-базитовая и эндербитовая, 5 — карбонатно-гранулитовая и кондалитовая); 6 — ингресская серия и гранито-гнейсовый «фундамент» (см. рис. 25); 7 — формации Становой области; 8 — границы формаций (а) и крупнейшие разломы и надвиги (б)

* Другие модели с участием аммиака или других азотистых соединений для создания высокоплотной атмосферы и «парникового эффекта» еще менее подходящие, так как азот из атмосферы Земли не мог теряться, а существующее его количество слишком мало.

мосфере Земли (при наличии кварца на ее поверхности) маловероятно. Скорее условия на Земле буферировались кривой H_2O (жидкость) $\rightarrow H_2O$ (пар). При 10^7 Па это $170^\circ C$, что соответствует меньшему теплотокоту от Солнца и «парниковому эффекту» в три раза меньшему, чем на Венере.

Рассмотренные модели нуклеарного метаморфизма по существу соответствуют модели метаморфизма погребения при специфическом высоком теплотокоте в архее. Как уже отмечалось, нуклеарный метаморфизм можно объяснить повышенной теплогенерацией Земли. Но такой простой модели все же, по-видимому, недостаточно, чтобы объяснить реальные вариации T и P в пространстве и во времени, сложную и длительную историю метаморфизма и закономерное изменение состава толщ от гранито-гнейсовых комплексов фации B_2 к гранулитобазитовой фации B_1 .

Примером таких соотношений и сложной истории метаморфизма является Алданский щит Сибирской платформы (см. рис. 34 и 35). По данным В. А. Глебовицкого [1973], В. И. Кицула и др. [Дук, Кицул, 1975], метаморфизм и деформации древнейших толщ Алданского щита проявлялись неоднократно, а в период, следовавший за отложением карбонатсодержащей иенгской сери, отличались заметной неоднородностью. На западе щита, где структуры формировались на фоне периодического вздымания Верхнеалданского купола, проявляется метаморфизм в условиях пониженного давления (0,6—0,8 ГПа на всех этапах эволюции), образуются масса гранитоидов и гранито-гнейсовые купола. Юго-восточная, Сутамская зона отличается повышенными давлениями

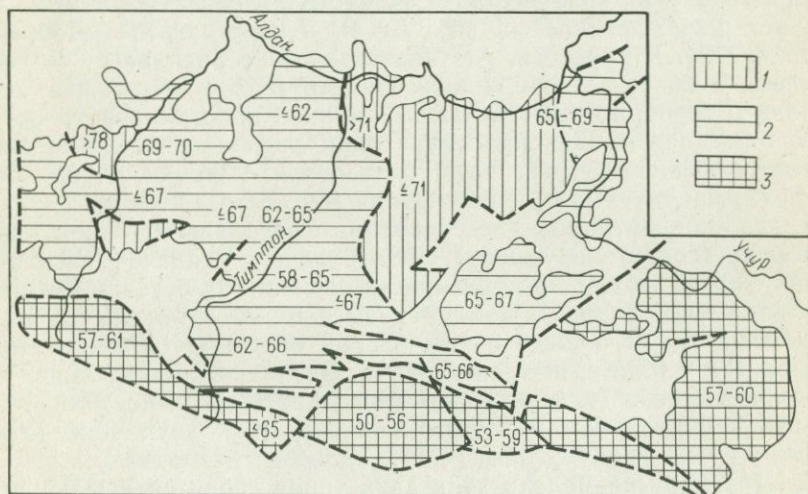


Рис. 35. Схематическая карта распространения метаморфических субфаций нуклеарного метаморфизма (иенгского и тимптоно-желтулинского тектоно-метаморфического циклов). По В. И. Кицулу и др. (1975 г.) с изменениями.

1 — умеренных давлений; 2 — повышенных давлений алданской субфации; 3 — высоких давлений сутамской субфации. Цифрами показана железистость граната в дивариантных кордиеритсодержащих парагенезисах

($\geq 1,0$ ГПа), другими особенностями складчатых структур и эндебито-базитовым составом толщ. Вместе с тем метаморфизм на каждом этапе носил ареальный характер с малыми градиентами T и P , а неоднородность по давлению, возможно, отражает только вертикальную зональность [Глебовицкий, 1973]. Широкое использование дупироксенового термометра, по данным Н. В. Попова, позволяет утверждать, что температура метаморфизма на всей территории Алданского щита, не затронутого интенсивным диафторезом, была примерно одна и та же $900-950^\circ\text{C}$.

Многочисленность и длительность процессов в раннем докембрии, как правило, недооцениваются из-за искажения масштаба времени. Анализируя данные по другим щитам и платформам [Добрецов и др., 1972; Метаморфические комплексы..., 1977], приходили к выводу, что однородность метаморфизма и обособление гранито-гнейсового и гранулитобазитового слоев в раннедокембрийских комплексах представляют суммарный результат многократного метаморфизма и (или) большой длительности каждого этапа, а также интенсивного перераспределения анатектических расплавов. Длительность эпох, выделяемых как этапы метаморфизма в раннедокембрийских комплексах, составляет 200—300 млн. лет и сопоставима с длительностью целых тектоно-метаморфических циклов (каледонского, герцинского и др.) в фанерозойских складчатых областях.

Перемещение анатектических расплавов создает не только наблюдаемое закономерное изменение состава толщ, соответствующих фациям B_1 и B_2 , но и отчетливый диафторез фации B_2 , наложенный часто на гранулитовую фацию B_1 , и связанное с этим мозаичное распределение фаций B_1 и B_2 в пространстве [Добрецов и др., 1972]. В участках, где анатектические расплавы не были удалены в более высокие этажи, фиксируются минеральные ассоциации и температуры, отвечающие полной кристаллизации оставшихся расплавов. При кристаллизации расплавы отделяют воду, обеспечивающую регрессивный метаморфизм фации B_2 на этих этапах. Аналогичные условия (фация B_2) достигаются в тех участках, где сконцентрировались удаленные расплавы (составы таких участков «гранитизируются»). Чем больше удалено расплавов вверх, тем выше температура кристаллизации их оставшихся масс, тем ближе ассоциации и температуры в толще к максимуму метаморфизма и тем больше состав толщи обогащается реститами и становится глиноземисто-базитовым. Различия в интенсивности этого процесса и (или) глубины эрозионного среза позволяют выделить в нуклеарном метаморфизме два типа: дупироксен-гнейсовый (или гранулитовый) и гнейсово-мигматитовый (см. табл. 14). Другие модели этих двух типов сводятся к флюидным гипотезам [Добрецов, 1980].

Особое положение, но уже в складчатых областях, занимают дистен-гнейсовые комплексы фации S_2 . Они формируют раннедокембрийский фундамент большинства срединных массивов, подобно тому как породы фации B_1 ($\pm B_2$) слагают основание плат-

формы [Армориканский, Чешский, Кокчетавский, Беломорско-Лапландский и другие массивы и блоки в разновозрастных складчатых областях]. Блоки, как правило, ограничены разломами и имеют преимущественно плагногнейсовый состав (бедны K_2O) и содержат тела эклогитов или эклогитоподобных пород. Возможно, они отражают раннюю дифференциацию континентальной коры и мантии с пониженным тепловым потоком и представляют собой особый тип метаморфизма (см. табл. 15). Неистощенная мантия и кора в складчатых областях с таким фундаментом позволяют им длительно развиваться. Во всяком случае, тенденция, свидетельствующая об неоднократной активизации и длительном развитии, для таких областей намечается отчетливо в отличие от области платформ с фундаментом, соответствующей метаморфизму пониженных давлений.

Для всех высокотемпературных типов нуклеарного метаморфизма, сопровождавшегося обширными областями анатексиса, любые сверхдавления маловероятны, т. е. $P_{\text{фл}} = P_{\text{расплав}} \approx P_{\text{лит}}$. В этих случаях не только резко повышается пластичность пород, но вышележащие толщи как бы «плавают» на массе расплава с останками твердых пород. Сказанное дает основание утверждать правомочность выделения нуклеарного метаморфизма (см. табл. 15, типы 1—3).

Формации нуклеарного типа метаморфизма, как уже отмечалось, характерны только для архейских щитов. Гранулитобазитовая формация присутствует на всех щитах, но наиболее распространена она в Восточной Антарктиде, где слагает около 80% площади выходов фундамента [Равич, Каменев, 1972]. Кондалитовая формация очень характерна для щитов, примыкающих к Индийскому океану (Индия, Шри Ланка, Австралия, Мадагаскар). Карбонатно-гранулитовая формация наиболее специфична и распространена на Алданском щите (часть иенгской серии), а также на Бразильском и Канадском. Появление этих карбонатных (преимущественно доломитовых, иногда даже магнезитовых) осадков в архее фиксирует, по мнению многих исследователей, изменение состава гидратмосферы в связи с общим остыванием Земли [Гаррелс, Маккензи, 1974]. Специфическими, преимущественно раннепротерозойскими являются также железисто-метабазитовая, железисто-сланцевая и гондитовая формации, вмещающие главную массу докембрийских железорудных и марганцевых месторождений. Распространение этих формаций также свидетельствует об изменении состава гидратмосферы, о ее заметном окислении на рубеже архея и протерозоя (около 2,5 млрд. лет назад).

На основании детального анализа нуклеарных формаций Алданского щита и Северо-Восточной Азии установлено вверх по разрезу общее уменьшение основности, увеличение количества метасадочных (кондалитовой, карбонатно-гранулитовой) формаций и наличие трех крупных мегаритмов, соответствующих примерно кабактинской серии, зверевской+иенгской серии, тимгтонской+джелтулинской серии. Каждый мегаритм начинается гранулитобазитовой

Химический состав метаморфических формаций нуклеарного метаморфизма
Северо-Восточной Азии. По В. И. Шульдинеру (1980 г.)

Формация (оболочка)	Серия	Мощность (км)	Объем (%)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Легучие	Сумма
Гранулитобазитовая	Кабактинская (нижняя часть)	6,4	16,0	49,02	1,28	14,27	4,96	7,83	0,16	9,17	9,54	2,09	0,84	0,11	0,66	99,93
Эндербитовая*	То же (верхняя часть)	1,3	3,3	63,55	0,71	14,32	3,10	4,52	0,16	3,89	4,73	2,46	1,92	0,27	0,58	100,21
Гранулитобазитовая (+эндербитовая)	Зверевская (амазарская свита)	5,5	13,7	57,21	0,51	14,83	2,12	7,15	0,23	4,73	7,53	2,55	1,49	0,20	1,03	99,58
Эндербитовая	Зверевская (чадарская и аянинская свиты)	2,7	6,75	66,64	0,43	13,00	1,70	3,72	0,15	2,41	4,27	2,90	2,69	0,08	2,02	100,01
Кварцито-кондалитовая	Верхнеалданская	2,5	6,25	71,95	0,52	11,74	3,25	3,43	0,19	2,09	2,38	1,74	1,92	0,14	0,65	100,00
Гранулитобазитовая (+эндербитовая)	Тимптонская	8,0	20,0	55,91	0,68	12,08	3,67	4,84	0,15	6,04	10,40	2,95	1,65	0,15	1,69	91,21
Карбонатно-гранулитовая	Федоровская	4,0	10,0	56,57	0,53	13,37	3,37	3,59	0,11	5,44	9,52	2,69	2,00	0,19	2,61	99,99
То же	Кюриканская	2,0	5,0	58,08	0,51	12,81	2,23	3,33	0,12	4,24	8,86	2,65	2,25	0,33	4,60	100,01
Чарокиит-гранитовая	Гнейсо-граниты**	7,6	19,0	71,35	0,28	14,23	1,41	1,29	0,02	0,76	2,17	3,35	4,37	0,12	0,70	100,05
Гранулитобазитовый слой	В целом***	33,4	100	59,9	0,61	13,63	2,96	4,6	0,15	4,67	7,00	2,60	2,17	0,16	1,70	100,15
По всем континентам****	То же	—	100	58,2	0,8	16,0	2,8	4,8	0,15	5,3	6,00	3,20	2,00	—	—	99,25
Земная кора континентов*****	В целом	43,6	65	59,37	0,71	15,0	2,4	5,67	0,14	4,77	7,28	2,50	2,00	0,16	(3,40)	100,00
Земная кора*****	То же	20,0	100	55,36	0,86	14,61	2,42	5,37	0,15	5,38	8,00	2,42	1,63	0,7	3,20	100,10

Примечание. * — эндербитовая — гнейсо-гранулитовая, по В. И. Шульдинеру; ** — [Рудник, 1975]; *** — по В. И. Шульдинеру, включая слюдяную серию и включая гранито-гнейсы; **** — [Лутц, 1975]; ***** — [Тектоносфера. ..., 1978].

базитовой формацией примерно постоянной мощности (5,5—8,0 км). В табл. 17 сопоставлены объем и состав формаций сводного разреза древнейших толщ Северо-Восточной Азии (на примере Алданского литопланта и Станового диапланта). Крупные этапы метаморфизма и деформаций (иенгрский, тимптоно-джелтулинский и становой), выделенные на основании детального петрологического и структурного анализа этих структур, подтверждают наличие здесь трех мегаритмов.

Несмотря на ориентировочный характер некоторых оценок, общие закономерности в табл. 17 показаны правильно. В частности, средневзвешенный состав гранулитобазитового «слоя» коры Северо-Восточной Азии довольно точно соответствует составу этого слоя для всех континентов, по Б. Г. Лутцу [1975], и, что особенно важно, составу всей континентальной коры (см. табл. 17), по данным А. Б. Ронова и А. А. Ярошевского [Тектоносфера..., 1978], за исключением летучих компонентов. При удалении 1,7% летучих компонентов из объема всей коры в результате процессов высокотемпературного метаморфизма могло сформироваться около половины современной массы гидротатмосферы Земли. Следовательно, весь объем и идентичный состав коры был создан уже в архее и в дальнейшем только перераспределялся по поверхности коры в результате тектонических движений, осадконакопления, метаморфизма и анатексиса.

Собственно гранулитобазитовые формации составляют около 50% сводного разреза древнейших толщ Северо-Восточной Азии, причем только самая нижняя гранулитобазитовая формация кабактинской серии соответствует толеитовому (и среднеземному) базальту, а более верхние гранулитобазитовые формации — андезитобазальту. Судя по тимптонской серии, в эту формацию включено и большое количество эндербитов. Суммарный объем гранулитобазитовой и эндербитовой формаций 60%. К последним близки по среднему составу и карбонатно-гранулитовые формации, которые по сравнению с неметаморфизованными терригенно-эффузивно-карбонатными формациями потеряли по весу более 15% CO_2 и H_2O . Без учета чарнокито-гранитовой формации их состав соответствует андезитобазальтовому составу всей земной коры (андезитовой континентальной + оливин-базальтовой океанической). В низах этого разреза или в тех участках, где гранитоидные выплавки удалены в наибольшей степени, состав гранулитобазитового слоя также соответствует андезитобазальту (зверевская серия — см. табл. 17). Кажущееся соответствие по геофизическим характеристикам и плотности этого слоя «базальтовому слою» объясняется тем, что он сложен более плотными породами и минералами, включая гранат, силлиманит и др. [Ringwood, 1975].

Сопоставление состава и строения нуклеарных формаций иллюстрирует выше рассмотренный механизм разделения первичной андезитовой коры на гранулитобазитовый и гранитный (или гранито-метаморфический) слои.

Метаморфизм погребения и «океанский» метаморфизм

Метаморфизм погребения — процесс, при котором прогрев пород обусловлен только накоплением (погребением) осадочно-вулканогенных толщ, ранние (нижние) горизонты опускаются относительно постоянных (или слабо меняющихся) геоизотерм в соответствии с геотермическим градиентом. Никакого существенного перемещения нагретых масс флюида или расплава нет. Эта модель предполагается для монофациальных низкотемпературных типов (4—6, см. табл. 15). Обязательным признаком этих типов служит близкое совпадение низкотемпературных изоград и стратиграфических границ.

В модели простого погребения [Добрецов и др., 1970] нагревание пород происходит очень медленно и 50 млн. лет недостаточно, чтобы распределение температур приблизилось к стационарному. При постоянной температуре в мантии (например, 1200°C на глубине 60 км) и постоянной скорости осадконакопления (1 км за 1 млн. лет) осадки останутся практически неметаморфизованными до глубины 20 км, а граница распространения фаций зеленых сланцев (500°C) будет располагаться на глубинах ниже 35—40 км (рис. 36), что в обычных осадочных толщах нереально. При больших скоростях прогибания и осадконакопления границы сместятся вниз от полученных значений (см. рис. 36), при более медленных — вверх, к начальному распределению температур. Расчеты, результаты которых отражены на рис. 36, относятся к модели с океанической корой и относительно холодной мантией; при ином составе коры или в условиях более нагретой мантии (например, 1800°C на глубине 60 км) эти границы сместятся вверх примерно на треть глубины.

Рассматриваемая модель метаморфизма наиболее характерна для толщ, не подвергшихся складчатости, например при начальном метаморфизме в платформенном чехле, в миогеосинклинальных и наложенных прогибах (см. табл. 15, тип 4) или зеленокаменного доскладчатого метаморфизма вулканогенных толщ [Добрецов и др., 1972]. В случае складчатости, а тем более внедрения мантийных магм условия метаморфизма смещаются в сторону термодинамометаморфизма (см. ниже).

В молодых прогибах — Т—J (Новая Зеландия), С—Р (Австралия), С—Р (Верхоянье) [см. Добрецов и др., 1972] заметные метаморфические изменения фиксируются лишь на глубинах свыше 15 км. В верхней зоне (до 10—15 км) они очень небольшие и им подвергается только глинистый или туфогенно-глинистый цемент и наиболее реакционно-способные продукты (обломки стекла, основного плагиоклаза). Эта зона выделяется советскими литологами (А. Г. Коссовская, В. Д. Шутов, Н. В. Логвиненко и др.) как зона эпигенеза; причем глубинный эпигенез (на глубинах в среднем свыше 2,5—5,0 км) соответствует ломонитовой зоне в вулканогенно-граувакковых толщах, кварц-альбит-гидрослюдистой — в

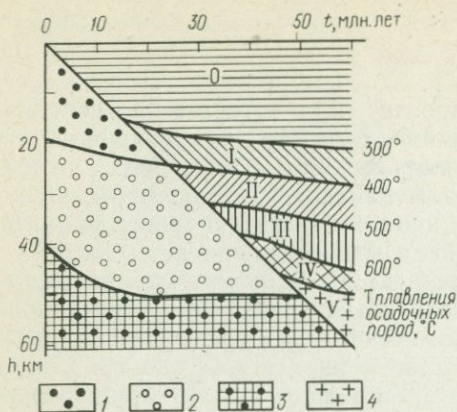


Рис. 36. Динамика перемещения границ метаморфических фаций для метаморфизма погружения при $T_0=1200^\circ\text{C}$ и $h=60$ км. По Н. Л. Добрецову, В. Г. Меламеду, В. Н. Шарапову [1970] с изменениями.

1 — базальты и габброиды (частью зеленокаменные); 2 — амфиболиты; 3 — эклогиты; 4 — граниты. Штриховкой и цифрами показаны осадки неметаморфизованные (O) и метаморфические зоны в них (I—V)

ная скорость погружения и осадконакопления — максимальная в молодых межгорных прогибах (см. рис. 36); однако необходимо учесть возможность размыва толщи и различия геотермического градиента. Температура в этой зоне достигает $250\text{--}300^\circ\text{C}$.

В еще более глубинной зоне (свыше 300°C) в глинистых породах появляется пирофиллит, в терригенных породах — ассоциация мусковит (фенгит) + хлорит + стильпномелан + альбит, в вулканитах — пумпеллит и (или) пренит. Эти ассоциации соответствуют фации B_5 и низкотемпературной субфации зеленосланцевой фации B_4 . В случае отсутствия сильных деформаций и кристаллизационной сланцеватости такие изменения в породах, сохранивших осадочный облик, относят к метагенезу; при наличии деформаций и кристаллизационной сланцеватости — к региональному метаморфизму. Нередко здесь выделяют переходные породы («полусланцы»), и вся зона оказывается переходной от эпигенеза к региональному метаморфизму. Несомненно, что деформация и просачивание отделяющегося флюида способствуют завершенности минеральных реакций и установлению равновесия [Добрецов, и др., 1972], хотя при метаморфизме погребения в «чистом виде» деформации могут отсутствовать.

Во многих складчатых областях начальный метаморфизм погребения оказывается одновременным или непосредственно сменяется синскладчатым зеленосланцевым метаморфизмом. Такая закономерность устанавливается, в частности, в зеленокаменных прогибах Урала [Метаморфические пояса..., 1971;

терригенных толщах и кварц-диккитовой — в глинистых. В последних наблюдаются региональная альбитизация обломочных плагиоклазов и замещение обломков калишпата гидрослюда или фенгитом за счет реакции их с цементом и захороненными рассолами (региональная спилитизация вулканитов). Условия образования родусита в мергелистых толщах и хризолитизации ультрабазитов также соответствуют этой зоне.

В рифейском складчатом чехле древних платформ (Русской, Сибирской) зона эпигенеза располагается уже на глубине $1,0\text{--}1,5$ км, тогда как в наиболее молодых прогибах (Куринском, Ферганском) — на глубине более $5\text{--}10$ км. Очевидно, здесь сказывается раз-

Метаморфические комплексы... , 1977], складчатых областях Тянь-Шаня, Казахстана [Бакиров, Добрецов, 1972; Метаморфические комплексы... , 1977]. Это подтверждается также хорошо известным фактом, что стадия максимального прогибания миегосинклиналей, которой соответствует максимум метаморфизма погребения, сменяется главной фазой складчатости, включая крупные надвиги. Синскладчатый зеленосланцевый метаморфизм называется, как и начальный, «догранитным» и мало отличается от него по фациальным условиям. В палеозойских зеленокаменных прогибах Урала, по данным В. М. Нечеухина, Е. И. Логинова и других исследователей, доскладчатое зеленокаменное изменение (начальный метаморфизм) варьирует от ломонитовой и пумпеллитовой до хлорит-эпидотовой и актинолит-эпидотовой субфаций, а синскладчатый региональный метаморфизм соответствует чаще двум последним субфациям и сопровождается зонами регрессивного метаморфизма — кварц-пумпеллитовой или серицит-карбонатной. Возраст этого метаморфизма ограничивается средним девоном, главная масса гранитов появляется позже. В Северном Тянь-Шане начальный и зеленосланцевый метаморфизм проявляется в разных зонах в пределах фаций B_5 и B_4 и охватывает главным образом рифейские отложения (550—600 млн. лет), граниты появляются позже (в основном $S-D_1$). В Южном Тянь-Шане начальный и зеленосланцевый метаморфизм силур-раннедевонского возраста, а гранитные интрузии — каменноугольного — пермского, они одновременны с региональным метаморфизмом в расположенной южнее Северо-Памирской зоне [Бакиров, Добрецов, 1972].

Таким образом, начальный и зеленосланцевый метаморфизм, связанный с растяжением и инверсией в геосинклинальной области, совпадает с максимумом гранитоидного магматизма в соседней сжатой и утолщенной области.

Интенсивность и характер складчатости, как правило, не коррелируются с температурой зеленосланцевого метаморфизма. Например, в Таласско-Каратауской миегосинклинальной зоне Северного Тянь-Шаня, несмотря на большую мощность отложений рифея (свыше 12 км) и интенсивную дислоцированность, породы метаморфизованы очень слабо, в основном соответствуют зоне глубинного эпигенеза (как и в молодых прогибах) и лишь вдоль краевых разломов переходят в типичные зеленые сланцы [Бакиров, Добрецов, 1972]. Соседние эвгеосинклинальные зоны метаморфизованы сильнее, хотя деформированы меньше.

Для метаморфизма, связанного с крупными покровами, в частности глаукофансланцевого, характерны признаки повышенного давления, однако последние уничтожаются последующим зеленосланцевым метаморфизмом, проявляющимся более однородно на огромных пространствах. Такие примеры хорошо известны в Альпах [Fery et al., 1975], Тянь-Шане, Алтае-Саянской области, Японии [Метаморфические комплексы... , 1977] и в других регионах.

Таким образом, зеленосланцевый метаморфизм в значительной мере нивелирует (в пределах крупных зон) различия, созданные

в результате проявления предшествующих начального и глаукофан-сланцевого метаморфизма. Этому способствуют рассланцевание и усиление фильтрации отделяющихся флюидов, благодаря чему выравниваются Р-Т градиенты и могут возникать даже конвекционные системы. Но общего заметного возрастания теплового потока при этом не происходит в отличие от термодинамометаморфизма. Такие процессы проявляются в складчатых областях на фоне преобладающего зеленосланцевого метаморфизма и связаны с локальным и общим усилением теплопотока, обусловленным, как правило, перемещением расплавных масс.

Зеленокаменные пояса на древних платформах формируются при особых условиях начального и зеленосланцевого метаморфизма. Породы этих поясов метаморфизованы преимущественно в фациях зеленых сланцев и пренит-пумпеллитовой (V_4 — V_5), что соответствует более молодым областям, в частности зеленокаменным поясам Урала. Отличием является отсутствие слабо метаморфизованных пород зоны диагенеза и эпигенеза, что трудно объяснить только эрозией. Кроме того, эти пояса «погружены» в массу гранито-гнейсовых толщ, причем нередко переход к ним в фациальном отношении постепенный (через относительно узкие зоны фаций $V_3 \pm V_2$), а радиологический возраст тех и других оказывается близким.

Формирование зеленокаменных поясов относится к верхнему архею (2,5—3,1 млрд. лет) и фиксирует особый этап развития Земли. Как уже отмечалось, в этот период возможны повышенный тепловой поток на всей Земле и высокая температура на поверхности, достигающая 150—200 или 300—350°C. Однако и эти факторы не могут объяснить в полной мере особенностей метаморфизма, состава и структуры зеленокаменных поясов. Метаморфизм толщ нередко оказывается сравнительно однородным при огромных мощностях (до 20 км), однообразны и Р-Т-условия метаморфизма на огромных площадях гранито-гнейсовых куполов между зеленокаменными поясами, а высокие Р-Т-градиенты устанавливаются только на границе между ними. Например, надсерия Киватин в провинции Сьюперior Канадского щита, слагающая интенсивно дислоцированные субширотные пояса, представлена четырьмя формациями общей мощностью 18—20 км. Базальная часть нижней коматинит-офиолитовой формации (мощностью 3,5—4,0 км) представлена основными эффузивами и туфами, по составу близкими к современным океаническим базальтам, а также коматинитами, пластообразными телами ультрабазитов, габбро, гранитоидов. В ее верхней части появляются кислые эффузивы, сменяющиеся метафлишондой (до 3 км) и далее метаандезито-дацитовой (островодужной?, от 5 до 13 км) и железисто-метаграувакковой (до 5 км) формациями. В западных районах провинции Сьюперior разрез зеленокаменных толщ венчается щелочно-метаграувакковой серией Тимискаминг, содержащей трахиты и лейцититы. Между формациями устанавливаются перерывы и несогласия, а общая их последовательность соответствует полному или сокра-

щенному (в провинции Слейв) ряду формаций развития складчатых поясов неогей, хотя аналоги орогенных формаций (серия Тимискаминг) распространены незначительно, что может свидетельствовать о глубокой эродированности. В то же время наличие коматитов и широкое распространение железистых пород (особенно в железисто-метаграувакковой формации) говорят о своеобразии этого этапа — повышенной температуре в мантии и повышенном теплотоке, изменении степени окисленности и состава атмосферы.

В структурном отношении зеленокаменные пояса не представляют правильных поясов или рифтов. Это довольно прихотливые лентообразные полосы и пятна между преобладающими гранито-гнейсовыми куполами и блоками «супракрустальных» толщ. Разрезы отдельных полос не всегда соответствуют друг другу, контакты толщ по простираанию полос нередко срезаются, толщи тектонически перемешаны. Наличие офиолитов в основании этих толщ, сходных с разрезом современной океанической коры, позволяло предполагать здесь остатки древней океанической коры, своего рода «зияния», неполностью закрытые при сжатии и сближении древних микроконтинентов. Однако на основании исследований (в том числе бурения) установлено, что все эти пояса подстилаются гранито-гнейсовым фундаментом, обломки которого попадают в состав верхних формаций (начиная с флишоидной).

Особенности метаморфизма, состава и структуры зеленокаменных поясов довольно трудно объяснить в рамках обычных представлений о троговой или рифтовой природе этих поясов. Одним из возможных объяснений [Condie, 1976] является гипотеза крупных горизонтальных перемещений и скучивания коры, причем древняя параокеаническая кора в основном обдуктирована (надвинута) на древние сиалические массы, которые позже были частично расплавлены и «проткнули» в виде диапиров вышележащие граувакково-метабазитовые толщи и затем эродированы. Продукты их эрозии накапливались здесь же в межкупольных пространствах. Особенности метаморфизма в такой модели иллюстрируются рис. 26, причем однородность метаморфизма куполов объясняется конвекцией, а относительно резкие градиенты в их обрамлении и пограничной зоне зеленокаменных толщ — переходом к кондуктивному теплопереносу и дополнительным диапиризмом. Сравнительно однородный «зеленокаменный» метаморфизм надвинутых толщ был проявлен еще в океанических условиях и сходен с современным «океанским» метаморфизмом или представляет метаморфизм погребения древних прогибов, сформировавшихся на «параокеанической» коре.

«Океанский» метаморфизм, характерный для метаморфизованных пород океанского дна и их аналогов — офиолитов, по ряду признаков является промежуточным между метаморфизмом погребения и термодинамометаморфизмом. С одной стороны, здесь отсутствуют заметные деформации и изменения носят, как правило, «псевдоморфный» характер. С другой стороны, установ-

ливаются пятнистость и неоднородность проявления этого метаморфизма, иногда высокие температурные градиенты с переходом к фации В₃ и далее В₂, объясняемые фильтрацией океанской воды, нагреваемой близко расположенным магматическим резервуаром. Специфической особенностью «океанского» метаморфизма является низкое общее давление флюида ($P_{\text{фл}} \leq 0,2$ ГПа) и особенно низкое давление углекислоты ($P_{\text{CO}_2} \leq 5-20$ МПа), фиксируемое по широкому распространению кальциевых цеолитов, пренита, брусита (в серпентинитах) и отсутствию, или редкостью карбонатов [Miyashiro, 1973; Coleman, 1977].

Находки метаморфизованных пород на дне океанов относятся в основном к срединноокеаническим хребтам (преимущественно Атлантического океана) [Miyashiro, 1973; Грачев, 1977 и др.]. Именно здесь образование метаморфических пород (зеленокаменные базальты, спилиты, амфиболитизированные и пренитизированные габбро, серпентиниты) согласовано с моделью циркулирующей морской нагретых вод [Wolery, Sleep, 1976] и наблюдаемым тепловым потоком [Сорохтин, 1974, 1977]. Более детально аналогичные изменения установлены во многих офиолитовых комплексах, например Троодос на Кипре, Семайл в Омане и др. [Coleman, 1977]. Они отмечаются в пиллоу-лавах, дайковом комплексе и самой верхней части слоя габбро и варьируют от ломонитовой зоны (верхние 1,0—1,5 км), пренит-пумпеллитовой и зеленосланцевой фаций В₄—В₅ (до 2,0—3,0 км) и до эпидот-амфиболитовой фации в верхней части слоя габбро (до 500°С на глубине 3—4 км). Границы фаций примерно параллельны «стратиграфическим» границам офиолитового разреза (рис. 37), хотя наблюдается неоднородность метаморфических изменений, а отдельные «струи» гидротермальных изменений пересекают эти границы. Наблюдаемый градиент 150—250°/км согласуется с измеренным теплотокотом в срединноокеанических хребтах. Прямым доказательством, что эти изменения вызываются циркулирующей морской воды, является изотопный состав кислорода в метаморфизованных породах (см. рис. 37) [Coleman, 1977; International..., 1979]; косвенным — характер минеральных реакций, свидетельствующий о высоком потенциале Na, Ca и Mg и низком — CO₂. В частности, для зеленосланцевой зоны характерны «спилитовая» ассоциация (альбит+хлорит+кальциевый силикат), а также концентрация этих минералов в виде отдельных линз и жил (альбититы, хлориты, эпидот-пумпеллитовые и пренитовые породы); для эпидот-амфиболитовой зоны — ассоциация кальциевого плагиоклаза (вплоть до анортита) с актинолитом или актинолитовой роговой обманкой [Miyashiro, 1973; Coleman, 1977].

Циркулирующая морская вода растворяет серу и рудные компоненты из базальтов и диабазов, и на обратном движении к поверхности нагретый сернистый раствор окисляется за счет перемешивания с новой порцией морской воды вплоть до образования H₂SO₄ и гипса, вызывая интенсивные гидротермальные изменения и оруденение кипрского типа вдоль зон разгрузки, а также, веро-

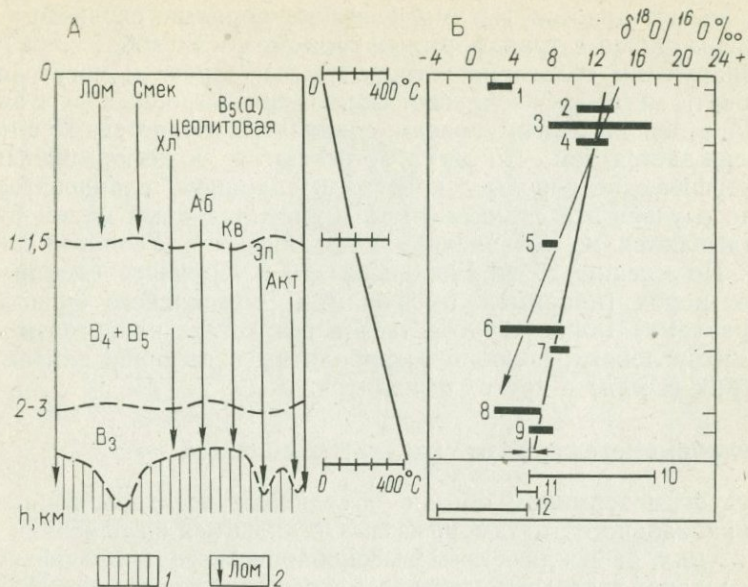


Рис. 37. Особенности «океанского» метаморфизма. По Р. Колману [Coleman, 1977] с изменениями.

А — минеральная зональность (с глубиной) в идеализированном разрезе офиолитов; 1 — «сухие» неметаморфизованные габбро; 2 — глубина распространения индекс-минералов; Б — распределение температуры в просачивающихся водах по тому же разрезу и изотопия кислорода ($\delta^{18}O$ ‰ по отношению к среднему содержанию в современной морской воде). 1 — сульфидные руды (Кипр); 2—4 — пиллоу-лавы (2 — Лигурия, 3 — Калифорния, 4 — Кипр); 5 — нижние пиллоу-лавы (Кипр); 6—7 — дайковый комплекс (6 — Кипр, 7 — Калифорния); 8 — габбро (Кипр); 9—12 — океанические базальты (Калифорния), 10 — выветрелые, 11 — свежие, 12 — гидротермально измененные

ятно, рудоотложение непосредственно на океанском дне [Coleman, 1977 и др.].

Особенностью «океанского» метаморфизма является региональное распространение на больших площадях при отсутствии деформаций и высоком геотермальном градиенте. Зеленокаменные изменения в вулканических прогибах складчатых областей и в нижней части разреза островных дуг имеют аналогичный характер, но отличаются меньшими градиентами, а гидротермальные изменения вдоль зон разломов в островных дугах и других вулканических системах — локальным распространением и контрастностью. Тем не менее общие минералогические и петрохимические особенности всех этих пород свидетельствуют о циркуляции морских вод при их формировании; в частности, региональная спилитизация и альбитизация объясняются реакцией с захороненной морской водой или остаточным рассолом [Добрецов и др., 1972].

Многие офиолиты, характеризующиеся «океанским» метаморфизмом, образовались не в срединноокеанических хребтах, а в окраинных, средиземных морях или рифтах, где существуют те же условия растяжения, повышенный тепловой поток и циркуляция нагрываемых вод. В современных океанах за пределами срединно-

океанических хребтов метаморфические породы сходного типа встречаются также в трансформных разломах и желобах. Эти породы обнаружены только на островодужном склоне и могут характеризовать метаморфизованный фундамент островных дуг, аналогичный зеленокаменным поясам складчатых областей. Последнее подтверждается тем, что здесь встречаются и деформированные метаморфические породы с кристаллизационной сланцеватостью. В ряде случаев эта сланцеватость и синскладчатый метаморфизм накладываются на «океанский» метаморфизм [Геология дна..., 1979]. По мнению Н. А. Богданова (1979 г.), часть деформированных пород (например, амфиболиты Элтонинского трансформного разлома) могут образоваться в результате надвигов в океанических условиях, подобно амфиболитам в подошве покрова семайлских (Оман) и других офиолитов.

Термодинамометаморфизм складчатых областей

Под этим термином обычно объединяют все типы зонального (полифациального) метаморфизма. Остановимся на описании каждого из них, за исключением высокобарического (глаукофансланцевого) типа, который будет рассмотрен ниже отдельно. Наличие разнообразных типов метаморфической зональности нельзя связывать только с различиями палеогеотермического градиента и глубинности, как считают многие авторы [Miyashiro, 1961; 1973; Zwart, 1967; Маракушев, 1965; Глебовицкий, 1973].

На примере глаукофансланцевого метаморфизма мы пытались доказать, что давление при метаморфизме — далеко не однозначная функция глубинности и что осложнения, создаваемые флюидным сверхдавлением и стрессом тектонического происхождения, могут быть достаточно велики. Стресс тектонического происхождения ведет к «усадке» и «закупориванию» пород за счет переотложения вещества с постепенным повышением $P_{фл}$ [Хлестов, 1970; Добрецов и др., 1974]. Поэтому в общем случае $P_{общ} \approx P_{фл} \geq P_{лит}$.

Даже в пределах единой зональности значение названных осложняющих факторов неодинаково на разных уровнях и для литологически различающихся участков. Наибольшие колебания будут наблюдаться при быстрой скорости прогресса и кратковременности метаморфизма. По этой причине кривые на схеме фаций (см. рис. 32) показывают усредненные и приблизительные вариации P и T во время прогрессивного метаморфизма. Как показано В. В. Хлестовым [Добрецов и др., 1974], реальные вариации P и T , соответствующие конкретным разрезам зональных метаморфических толщ в период максимума метаморфизма, могут быть разнообразной и сложной формы (рис. 38). В случае, когда нет сверхдавления ($P_{фл} \approx P_{лит}$), форма такой траектории зависит только от геотермического градиента, а следовательно, связана со скоростью прогресса и с положением источника нагрева. По модели прогревания (за счет наращивания осадочного слоя) кривизна этой

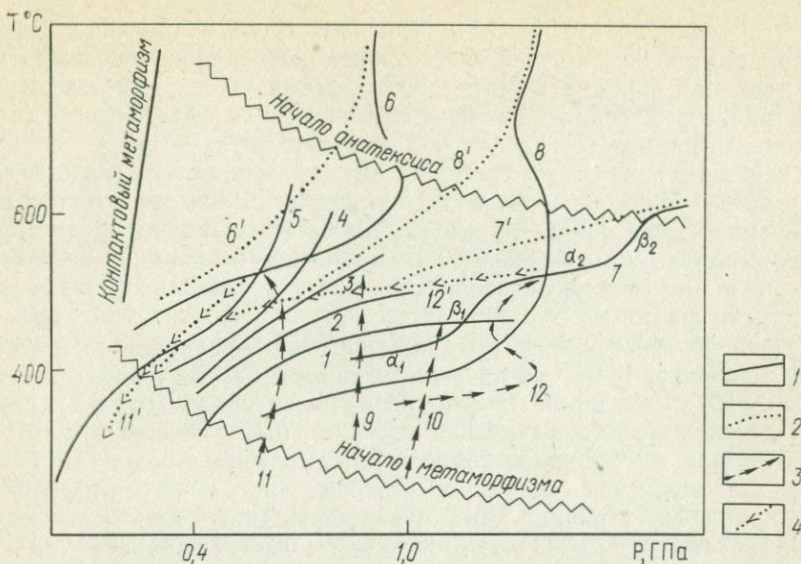


Рис. 38. Траектории изменения P и T в регионально-метаморфизованных толщах. По Н. Л. Добрецову и др. [1974].

1 — P - T — кривые для вертикальных разрезов, отвечающие максимуму метаморфизма (1—5 — для случая $P_{\text{фл}} \approx P_{\text{лит}}$ в порядке увеличения роли мантийного теплопотока и скоростей нагрева, 6—8 — для случая $P_{\text{фл}} > P_{\text{лит}}$, на линии 7 интервалы α_1 и α_2 — с интенсивной дегидратацией, β — менее значительной); 2 — кривые без избыточного флюидного или тектонического давления ($P_{\text{фл}} \approx P_{\text{лит}}$) для случаев 6'—8'; 3 — изменение P - T условий во времени для фиксированных участков толщи (9—11 — для случая $P_{\text{фл}} \approx P_{\text{лит}}$, 12 — возможный случай при $P_{\text{фл}} > P_{\text{лит}}$); 4 — регрессивные траектории изменения P и T для случаев 11 и 12

линии $\partial^2 T / \partial P^2$ всегда отрицательная, значительная при низких температурах и убывающая с ростом T (линия 1 на рис. 38). Это следует из уравнения теплопроводности

$$c \frac{\partial T}{\partial t} = \lambda \cdot \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + q. \quad (26)$$

Если нагрев идет снизу, из мантии, то с увеличением скорости прогрева до величин порядка 10 — 20°C за 1 млн. лет кривизна приближается к нулю и становится положительной (см. линии 2—4 на рис. 38). Однако в приповерхностной области, где температура и скорость нагрева минимальные, кривизна P - T -траектории остается отрицательной (линия 5 на рис. 38).

При флюидном сверхдавлении форма траектории зависит от скорости прогрева, проницаемости пород и положения «буферных» линий дегидратации. Поскольку флюидное сверхдавление возможно только при относительно быстрых прогревах и (или) низкой проницаемости, то в этом случае P - T -траектория всегда имеет положительную кривизну, смещена в область более высоких P и более пологая, чем линия 1—5, причем ее наклон минимальный на отрезках α_1 и α_2 , отвечающих «буферным» линиям дегидрата-

ции (см. линию 7 на рис. 38). Противоположный случай возникает при анатексисе, когда может происходить падение «избыточно» давления флюида за счет «отсасывания» воды расплавом: линии траекторий становятся крутыми или даже приобретают отрицательный наклон (см. линии 6 и 8 на рис. 38).

Сверхдавление за счет стресса также смещает траектории в область более высоких давлений, но форма линий при этом может быть аналогична форме линий 2—5 и 6—8. Из разнообразия кривых линий на рис. 38 следует, что мы не можем ограничиться прямолинейными «фациальными» сериями, а должны учитывать всю «мозаику» фаций на рис. 32.

Эволюционные кривые, отражающие для фиксированного участка изменение P и T во времени, в общем случае сильно отличаются от P - T -траекторий максимума метаморфизма. При отсутствии сверхдавления они практически вертикальны, отклоняясь в ту или иную сторону, если часть периода метаморфизма совпадала либо с продолжающимся осадконакоплением, либо с этапами эрозии (см. линии 9—11 на рис. 38). При флюидном или стрессовом сверхдавлении ($P_{\text{общ}} > P_{\text{лит}}$) могут быть быстрые нарастания или спады давления при малом изменении температуры (линия 12 на рис. 38).

На регрессивных этапах путь P - T -изменений не повторяет прогрессивную последовательность (см. линии 6', 7', 8' на рис. 38). Спад температуры сопровождается более существенным снижением давления за счет эрозии, «утечки» флюида на прогрессивной стадии, невозможности флюидного сверхдавления (кроме особых случаев локального регрессивного метаморфизма высокотемпературных «сухих» пород, контактирующих с прогрессивно дегидратируемыми осадками).

На основании обобщения материалов при составлении обзорных карт метаморфизма [Добрецов, Лепезин, Хлестов, 1976; Бакиров, Добрецов, 1972; *Metamorphic...*, 1978; *Метаморфические комплексы...*, 1977; Лепезин, 1977] установлено, что наиболее отчетливо выделяются четыре типа зональных комплексов (см. 7—10 в табл. 15): андалузит-силлиманитовый, дистен-силлиманитовый, глаукофансланцевый и эклогит-глаукофансланцевый. В ряде случаев выделяется также тип, переходный между андалузит-силлиманитовым и дистен-силлиманитовым типами. Последние примерно соответствуют трем фациальным сериям и переходным между ними, по А. Мияширо [Miyashiro, 1961, 1973]. Типы 7, 8 (и переходный) лучше соответствуют понятию «термодинамометаморфизм» [Винклер, 1969; Добрецов и др., 1974, 1976], тогда как глаукофансланцевый и эклогит-глаукофансланцевый (9 и 10 в табл. 15) — особым моделям с флюидным сверхдавлением.

Проявления термодинамометаморфизма часто образуют протяженные метаморфические пояса согласно первоначальному определению А. Мияширо. Поясовый тип особенно характерен для Тихоокеанского [Miyashiro, 1961] обрамления. В других регионах присутствуют цепочки метаморфических «куполов» с повторяю-

щимся типом зональности, например на Урале [Кейльман, 1974], или отдельные, часто изометричные ареалы. Во многих случаях поясовое распределение андалузит-силлиманитового и дистен-силлиманитового типов обязано более позднему тектоническому перемещению [Лепезин, 1978].

Андалузит-силлиманитовый, переходный и дистен-силлиманитовый зональные комплексы развиты во всех складчатых областях начиная с позднего архея до кайнозоя, однако наибольшим распространением пользуются докембрийские и ранне-среднепалеозойские. Четкая возрастная приуроченность разных типов для крупных регионов, как предполагал Г. Зварт для Европы [Zwart, 1967], не установлена. Так, в Европе и Азии андалузитовый тип известен в карелидах, свекофенидах, байкалидах, каледонидах, герцинидах, мезозоидах, альпидах [Добрецов и др., 1976; Метаморфические комплексы..., 1977]. В то же время для каждой складчатой области намечаются свои закономерности сочетания фациальных серий.

Примеры андалузит-силлиманитового и дистен-силлиманитового типов приведены на рис. 39—42. Туркестанский комплекс (рис. 39) представляет предельный случай высокоградиентной (до 100° на 1 км) метаморфической зональности очень низких давлений (0,1—0,15 ГПа), формировавшийся на глубинах не более 5 км за короткий промежуток времени — в течение среднего силура [Бакиров, Добрецов, 1972; Бакиров, 1977]. Близкий характер имеет зональность в Пиренеях (рис. 40) и в районе Бахен в Шотландии [Добрецов и др., 1972], но она отличается от туркестанского комплекса более изометричным ареалом метаморфизма и тесной связью с гранитоидами (на рис. 32 она соответствует стрелке 1). Шотландия и Южно-Чуйский хребет в Горном Алтае (рис. 41) интересны тем, что здесь в одних районах сочетаются андалузитовый и дистеновый типы; они трактуются либо как полиметаморфизм — наложение более позднего андалузитового типа на дистен-силлиманитовый тип [Добрецов и др., 1972], либо как одновременные переходы одного типа в другой за счет вариации давления [Chinner, 1966; Кебезинскас, 1977 и др.]. Аналогичные примеры известны в Альпах (см. рис. 50), Аппалачах (юго-западная часть — дистеновый тип, северо-восточная часть — андалузитовый) и в других складчатых областях. Подобные проблемы возникают и при интерпретации соотношений дистенового (барроуского) и глаукофанового типов метаморфизма в Новой Зеландии (рис. 42) и в других местах.

Сопоставление этих и других многочисленных примеров позволяет сделать следующие выводы:

1) в центральной части андалузитовых, переходных и реже дистен-силлиманитовых комплексов (в силлиманитовой зоне), как правило, присутствуют тела гранитов; часть из них несколько более поздние (хотя и близкие по возрасту) и отчетливо секут границы метаморфических зон (см. рис. 39—40), другие конформны с границами метаморфических зон. Большая мощность метамор-

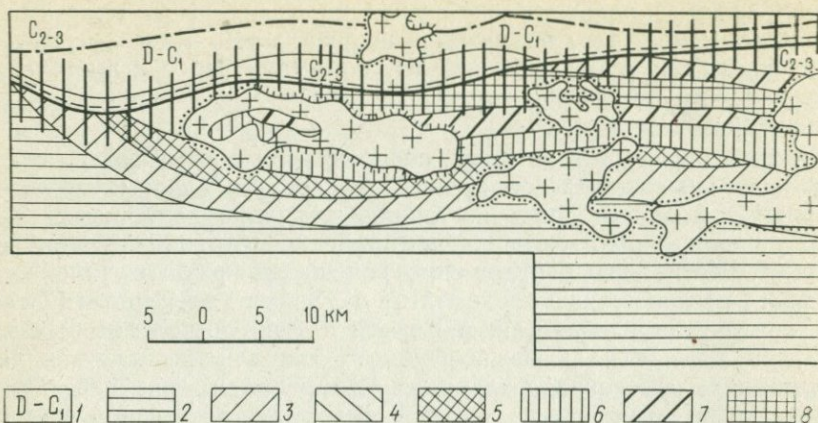


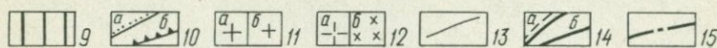
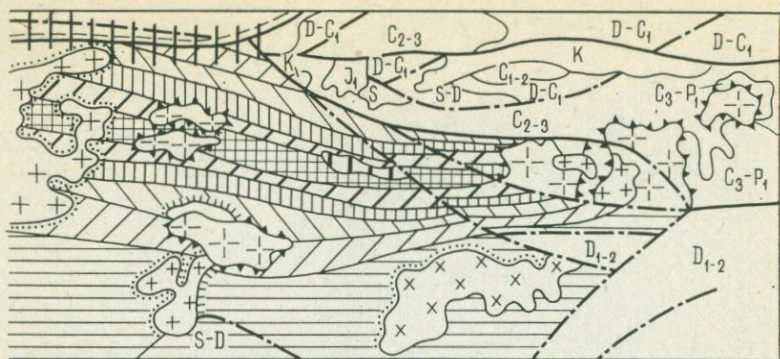
Рис. 39. Схематическая карта туркестанского метаморфического комплекса ан-1 — неметаморфизованные породы; 2—3 — породы фации зеленых сланцев В₂ мусковит-хлорозит-гранат-биотитовая (4), хиалотит-кордиерит-биотитовая (5), андалузит-гранат-кордиерит-биотитовых гнейсов В₂; 9 — зоны расщепления фации зеленых сланцев (регрессивные контакты с ороговикованием (а) и щелочным метасоматозом (б)); 11 — интрузии второй (б) фазы; 13 — границы метаморфических зон; 14—15 — разломы (14а — главные,

фических зон и малая мощность типичных роговиков на контактах секущих тел свидетельствуют не о простом контактовом воздействии, а об усилении теплопотока в местах концентрации гранитных расплавов за счет усиления конвективной составляющей;

2) в ядре многих комплексов, особенно дистен-силлиманитового типа (на Урале, Памире, Средиземноморской области и в других регионах), устанавливаются блоки и пластины более древних, повторно метаморфизованных пород; в андалузитовом типе древние блоки (если они присутствуют) относятся к дистен-силлиманитовому типу, и в таких случаях устанавливается общая тенденция к снижению давления (или Р-Т-градиента) в последующих этапах метаморфизма. Противоположная тенденция (например, Кейвский комплекс на Кольском полуострове), по данным И. В. Белькова, наблюдается относительно редко;

3) в комплексах дистен-силлиманитового типа и в их обрамлении нередко устанавливаются крупные надвиги и лежащие складки; изограды, как правило, пересекают границы покровов и лежащих складок (Новая Зеландия, Альпы, Южные Аппалачи, Урал и др.), т. е. метаморфизм происходит после надвигов и соответствующего утолщения коры, хотя действительное соотношение этапов деформации и метаморфизма, как выясняется при детальном анализе, может быть достаточно сложным [Johnson, 1963; Study..., 1969]. Нередко постнадвиговый метаморфизм сопровождается или наследуется диапиризмом и куполообразованием [Судовников, 1964; Кейльман, 1974 и др.];

4) подобные (1—3) закономерности повторяются и в масштабе целых складчатых областей: андалузит-силлиманитовый и переходный типы более характерны для складчатых областей с широ-



далузит-силлиманитового типа. По А. Б. Бакирову [1978].

ритовой (2) и биотитовой (3) субфаций; 4—7 — породы андалузит-мусковитовой фации В, эрит-биотитовая (6), андалузит-фибrolит-гранат-биотитовая (7); 8 — породы фации силлиманитов для зонального комплекса и прогрессивные для пород D-C₁ и C₂₋₃; 10 — интрузивы (P-T₁) сиенитов (а) и лейкогранитов (б); 12 — интрузии гранитоидов (P₁) первой (а) и 14 б — второго порядка), 15 — прочие разломы

ким распространением гранитов, блоковым строением и малой ролью надвигов и лежачих складок (Западная Европа, Алтае-Саянская область, свекофениды Финляндии и Швеции и др.); дистенсиллиманитовый тип более развит в складчатых областях с подчиненным количеством гранитоидов, линейной складчатостью и большим количеством надвигов (Урал, Альпы, Гималаи и др.).

С учетом перечисленных эмпирических закономерностей рассмотрим вероятные модели формирования андалузитового и дистенсового типов термодинамометаморфизма. Наиболее дискуссионным является вопрос о теплоисточниках или причинах локального теплопотока, обуславливающего высокоградиентную зональность, и о возможной роли флюидного потока. Поскольку вышерассмотренные типы зонального метаморфизма тесно связаны с образованием гранитных магм, то и вероятные модели сводятся к тем же трем схемам: 1) локальный флюидный поток из мантии, 2) очаги базитовой магмы в нижней части коры, 3) надвиги, утолщение коры, плавление и метаморфизм нижней ее части (рис. 43).

Проблемы мощных флюидных потоков, способных вызвать высокотемпературный метаморфизм и плавление коры, были рассмотрены выше. Динамика метаморфизма и плавления под воздействием мантийного потока флюидов, суживающего и увеличивающего свою скорость вверх, была изучена В. Н. Шарповым, А. С. Калининым и др. [1977]. Эта модель (см. 1 на рис. 43) не способна объяснить массовое появление гранитов и гранитно-метаморфического слоя в целом, но может быть применима для локальных условий зон глубинных разломов и некоторых высокоградиентных метаморфических комплексов андалузит-силлиманитового типа. Одним из критериев для такого механизма должен быть

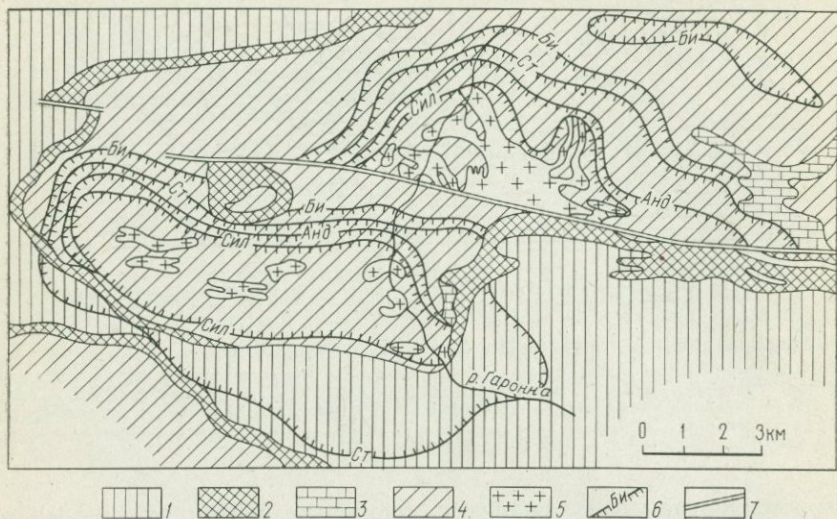


Рис. 40. Схема массива Босост (Пиренеи). По Х. Цварту [Zwart, 1967].

1 — девонские сланцы и известняки; 2 — углистые сланцы силура; 3 — известняки верхнего ордовика; 4 — филлиты и сланцы кембро-ордовика; 5 — граниты и пегматиты; 6 — изограды; 7 — зоны разломов

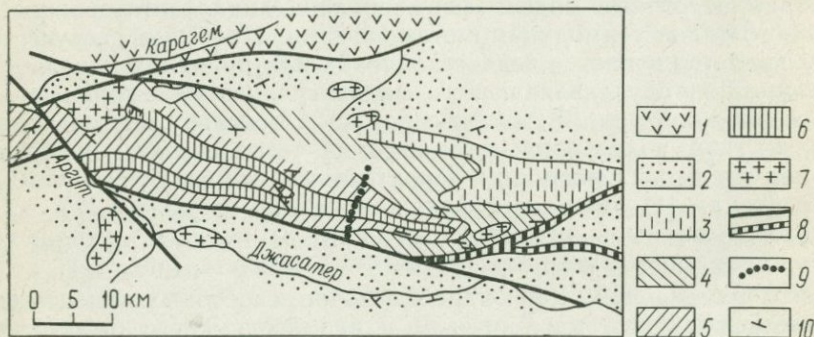


Рис. 41. Соотношение дистен-силлиманитового (дист-сил) и андалузит-силлиманитового (анд-сил) типов метаморфизма в Южно-Чуйском хребте в Горном Алтае. По К. Б. Кежежинскому [1977].

1 — неметаморфизованные отложения (D); 2—6 — метapelиты (E—O), зоны: 2 — хлорита, 3 — биотита, 4 — кордиерита, 5 — ставролонта, 6 — силлиманита и граната; 7 — граниты; 8 — зоны разломов; 9 — примерная граница областей дист-сил (на западе) и анд-сил типов метаморфизма; 10 — элементы залегания пород

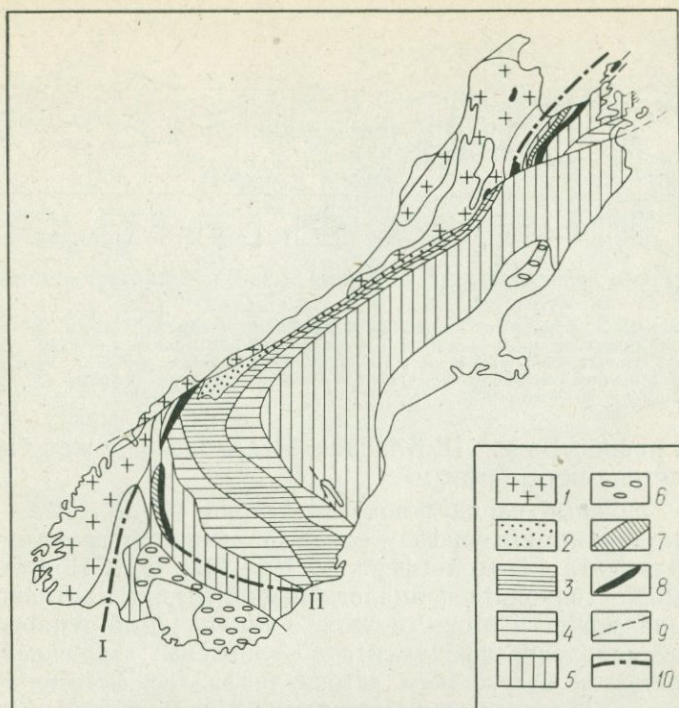


Рис. 42. Метаморфическая зональность на южном острове Новой Зеландии. По Д. Лэндису, Д. Кумбсу [Добрецов и др., 1972].

1 — палеозойские граниты и гнейсы Тасманского пояса; 2 — альмадиновая и олигоклазовая зоны Альпийского пояса; 3—5 — зоны в сланцах Отаго (3 — биотитовая, 4 — хлоритовая, 5 — пумпеллитовая); 6 — цеолитовая зона в породах P—T; 7 — лавсонитовая и альбит-глаукофановая зоны; 8 — ультрабазиты (офиолиты); 9 — разломы; 10 — сдвиг Скиперс (I) и надвиг Ливингстон (II)

явно неизохимический характер метаморфизма. Однако он не подтверждается в большинстве случаев (в том числе и для случаев на рис. 39—42).

Очаги базальтовой магмы, вызывающие локально повышенный тепловой поток над ними и плавление коры, предполагались как главная причина рождения габбро-гранитных и контрастных липаритовых серий. Реконструкция палеотемпературного поля на глубину позволяет установить, что в ряде случаев (см. рис. 39) источники тепла должны располагаться на небольшом расстоянии от поверхности — не более 4—5 км. Это могут быть плитообразные или клинообразные плутоны, уходящие основаниями в мантию. В глубинной части это мантийные интрузии, в верхней части — вторичные очаги кислых и средних магм (см. 2а на рис. 43). Интенсивный прогрев, значительно превосходящий контактовый метаморфизм за счет тепла конкретного интрузивного тела, достигался в результате развитой двухъячейстой конвекции. Пространственная связь и с мантийными габбро, и с гранитоидами хорошо

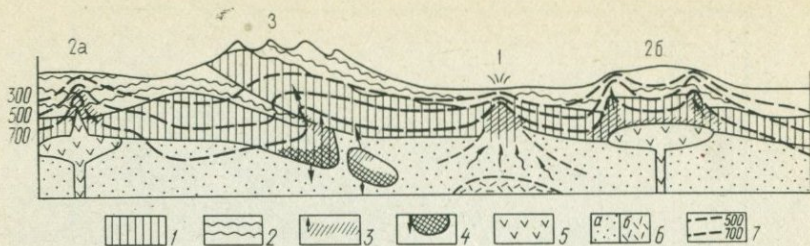


Рис. 43. Схема, иллюстрирующая разные модели термодинамометаморфизма (1, 2а, 2б, 3 — см. в тексте).

1 — кристаллический фундамент континентального или переходного типа; 2 — деформированные и метаморфизованные вулканогенно-осадочные отложения; 3 — зоны плавления и направления перемещения расплавов; 4 — эклогитизированные блоки и направления их погружения; 5 — очаги габброидной магмы; 6 — верхняя мантия твердая (а) и частично расплавленная (б); 7 — изотермы

видна в районе Бахен, Шотландия. Эта модель может быть названа «плутоно-метаморфизм».

Более сложный вариант показан на рис. 43, 2б. Здесь зональный термодинамометаморфизм связан с выступом гранито-гнейсового фундамента [Тектоносфера..., 1978, рис. 52]. Под этим выступом может находиться аналогичная интрузия мантийной магмы, но она может и отсутствовать, а повышенный теплоток и повторное плавление фундамента обусловлены: а) лучшей теплопроводностью и отсутствием «стока тепла» на метаморфизм по сравнению с осадочным обрамлением; б) наличием конвективной составляющей, появляющейся за счет повышенной фильтрации флюидов (особенно вдоль контакта выступа фундамента) и усиливающихся с началом анатексиса, опять же прежде всего вдоль контакта. Несмотря на дискуссионный характер этого вопроса, очевидно, образование параавтохтонных гранитов вдоль контакта и объемные эффекты при частичном плавлении «сухого» гнейсового ядра могут приводить к явлениям диапиризма этого ядра и возникновению «окаймленных» гнейсовых куполов [Добрецов и др., 1972, 1974; Кейльман, 1974].

Большая однородность силлиманитовой зоны, наличие так называемого «силлиманитового плато» (см. рис. 40) могут быть объяснены тем, что в ней существовал расплав, благодаря которому устанавливаются конвективный теплоперенос и буферный режим кристаллизации.

В последнее время сформулирована флюидно-магматическая модель зонального метаморфизма, в которой сочетаются локальный теплоток от глубинного базитового тела, внедрившегося на глубину 20 км, и флюидный поток, представляющий сумму магматогенного флюида с расходом Q_1 (его величина не более $3 \cdot 10^{-10}$ г/см²·с при содержании $H_2O + CO_2$ в магме 1—3 вес. %) и мантийного флюида с расходом Q_2 . Влияние последнего существенно, если $Q_2 \geq Q_1 \sim 5 \cdot 10^{-9}$ г/см². При отсутствии мантийного потока продолжительность существования анатектического расплава 3—6 млн. лет, верхняя граница анатексиса 16—17 км, период

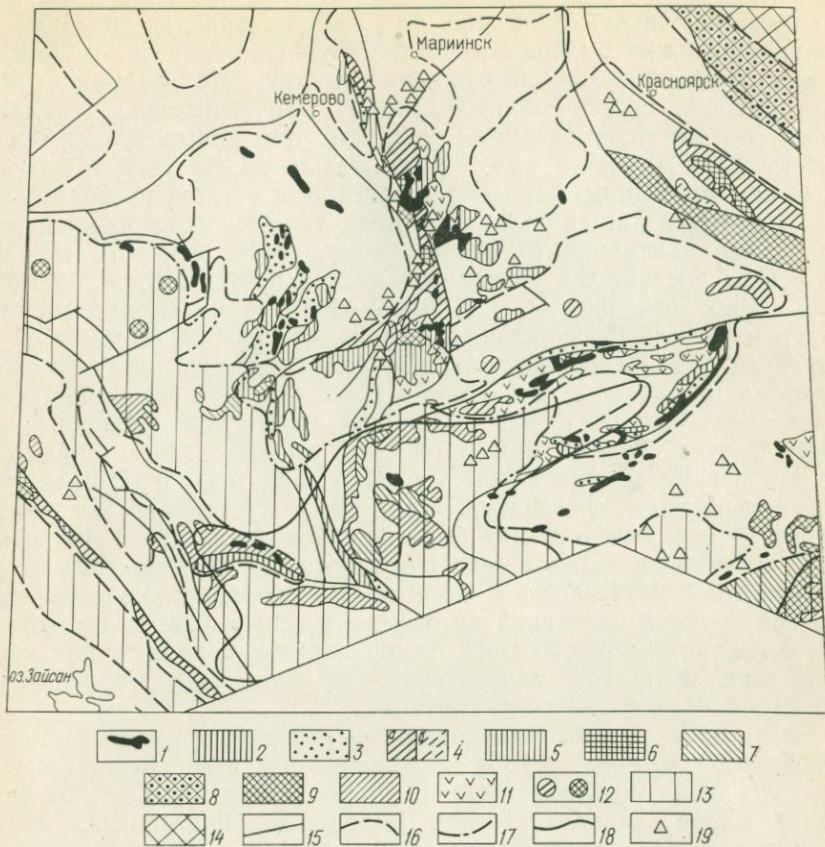


Рис. 44. Схематическая карта метаморфических формаций и типов фундамента Алтае-Саянской области. По Н. Л. Добрецову и Л. Г. Пономаревой [1979].

1 — офиолитовые габбро и гипербазиты; 2 — глаукофансланцевые пояса; 3 — кремнисто-базальтоидная (верхняя) часть офиолитов; 4-11 — формации (4а — плагиогнейсово-амфиболитовая и 4б — дупироксен-гнейсовая, 5 — сланцево-карбонатная, 6 — гранито-гнейсовая, 7 — зональная филлит-сланцево-гнейсовая, 8 — карбонатно-метабазитовая, 9 — карбонатно-гнейсовая, 10 — филлитовая, 11 — метабазит-зеленосланцевая); 12 — метаморфические формации, вскрытые в скважинах; 13 — область распространения гранито-гнейсового фундамента; 14 — фундамента Сибирской платформы; 15 — разломы; 16 — граница «мафических» зон внутри области с гранито-гнейсовым фундаментом; 17 — граница с гранито-гнейсовым фундаментом; 18 — изолиния мощности коры 42 км; 19 — главнейшие железорудные месторождения

стабильного высокого положения этой границы не превышает 2 млн. лет (в зависимости от $L=3-5$ км и $T=1120-1300^{\circ}\text{C}$). Эта модель соответствует нашей модели синтексиса. Добавление мантийного потока флюидов не слишком существенно, хотя и уменьшает период существования анатектического расплава до 10-14 млн. лет, а положение верхней границы — до 15-16,5 км. Но самое неясное в этой комбинированной модели — как мантийный поток флюида может добавляться к постмагматическому, проходя через магму, недосыщенную флюидом.

Наконец, случай 3 на рис. 43 предусматривает погружение континентальных блоков вследствие крупных надвигов, их прогрев и плавление наиболее погруженных частей. Этот вариант чаще соответствует дистен-силлиманитовому типу, поскольку градиент здесь соответствует среднеземному или чуть повышенному теплотокоту ($20\text{--}30^\circ/\text{км}$) и может уменьшаться за счет некоторого повышения флюидного давления с переходом к глаукофановому типу. Поэтому в дистен-силлиманитовом типе часто не наблюдается признаков мантийных интрузий, градиентность в целом меньше, не всегда достигается уровень плавления и отсутствуют мигматитовые зоны (см. рис. 41, 42). Часто этот тип метаморфизма проявлен в миогеосинклинальных толщах, что свидетельствует об их поддвиге под эвгеосинклинальные зоны. Естественно, возможны комбинации случая 3 со случаями 1 и 2 (см. рис. 43), в частности дополнительные внедрения мантийной магмы или флюидные потоки. В этих случаях можно ожидать «нормальную» эволюцию метаморфизма со снижением давления (при той же температуре) или повышением температуры (при том же давлении или уменьшении за счет исчезновения флюидного сверхдавления). Но могут быть и противоположные явления, когда толща, испытывавшая андалузитовый метаморфизм перед надвижением, оказывается перекрытой крупной пластиной литосферы и испытывает метаморфизм дистен-силлиманитового типа. Такой вариант возможен для кейвской серии Кольского полуострова, где очень часто наблюдаются параморфозы дистена по андалузиту.

Формации, соответствующие разным типам термодинамометаморфизма (см. табл. 16), могут варьировать в конкретных регионах, как было показано нами на примере метаморфических формаций Алтае-Саянской области [Добрецов, Пономарева, 1979]. Эту область по распространению формаций фундамента и зональных комплексов можно разделить на три зоны (рис. 44). В северо-западной зоне (Кузнецкий Алатау, Минусинская впадина, Салаир) преобладают плагиогнейсово-амфиболитовая и зонально-мигматитовая контрастная формации, в южной зоне (Сангилен, Горный и Рудный Алтай) — проявление термодинамометаморфизма андалузитового или переходного типа в терригенных и карбонатно-терригенных толщах (зональные сланцево-гнейсовая и карбонатно-сланцево-гнейсовые формации); между ними располагается широтная зона, в которую входят Западный Саян, Северо-Западная Тува, часть Салаира, где вышеназванные формации отсутствуют и распространены глаукофансланцевая и офиолитовая. Здесь «фундаментом» могли быть сами офиолиты, тектонически «выдвинутые» в зонах крупных надвигов (Куртушубинский пояс). Распространение формаций «фундамента» в значительной мере контролирует размещение других эндогенных формаций, в частности зеленосланцевых геосинклинальных, сининверсионных раннепалеозойских гранитоидных и некоторых рудных (например, месторождения железа встречаются только в северной и промежуточной зонах фемического профиля — см. рис. 44).

Высокобарический (глаукофансланцевый) метаморфизм в зонах Заварицкого—Беньофа

Проблема глаукофановых сланцев, образующихся при низких температурах (250—500°С) и очень высоких давлениях (до 1,0—1,5 ГПа, см. рис. 32), тесно связана с моделями глобальной тектоники, в частности с моделью субдукции [Ernst, 1970, 1974; Miyashiro, 1973 и др.]. Более того, исходя из модели субдукции (рис. 45) можно сделать вывод о необходимости образования пород с аномально высоким Р-Т-отношением в субдуцируемой плите, поэтому наличие таких пород рассматривается как доказательство реальности самого процесса субдукции. Ниже мы постараемся показать, что возможно объяснение в рамках модели обдукции, учитывающее особенности геологии глаукофансланцевых поясов [Добрецов, 1974, 1978]; высказываются и иные предположения, связывающие образование глаукофановых сланцев с натровым метасоматозом, продолжающим сплитизацию «океанского» метаморфизма [Маракушев, 1965, 1973], или с особыми термодинамическими условиями, далекими от истинного равновесия. Эти объяснения отвергают оценки Т и Р, приведенные на рис. 32 и 49 и согласованные с экспериментальными и геологическими данными.

Как уже было отмечено, глаукофановые сланцы часто обнаруживаются в подошве крупных надвигов офиолитов. Но чаще они образуют самостоятельные протяженные пояса (до 200—2000 км), сопоставимые по морфологии и составу пород с древними глубоководными желобами [Добрецов, 1974].

Важнейшие пояса глаукофансланцевого метаморфизма в северо-западной части Тихоокеанского складчатого обрамления были показаны на рис. 29, в зоне перехода от континента к океану, с корой переходного, или океанического, типа. Пояса имеют разный возраст от раннего палеозоя до позднего мезозоя включительно [Добрецов, 1974], но в целом они конформны современным дугам и желобам, за исключением Колымских (Олойской зоны Верхояно-Чукотской складчатой области) и зоны Сусунай-Камуикотан на Сахалине и на Хоккайдо. Последняя примечательна также тем, что она располагается с внутренней (континентальной) стороны от разновозрастной островодужной структуры — зоны Хидака, для которой характерны андезитойды, граниты и термодинамометаморфизм андалузитового типа.

Глаукофансланцевые пояса западной части Тихого океана от Чукотки до о-ва Сулавеси и о-ва Новой Гвинеи (т. е. в области развития современных островных дуг и окраинных морей) отличаются почти полным отсутствием эклогитов, кроме комплекса Хигаши-Акаиши в поясе Санбагава и Пекульнейского пояса, где присутствуют тела гранатовых пироксенитов (не типичных эклогитов) в ультрабазитах. На противоположной стороне Тихого океана, от Аляски до Южной Калифорнии, среди глаукофановых сланцев и в зонах меланжа постоянно встречаются блоки и тела

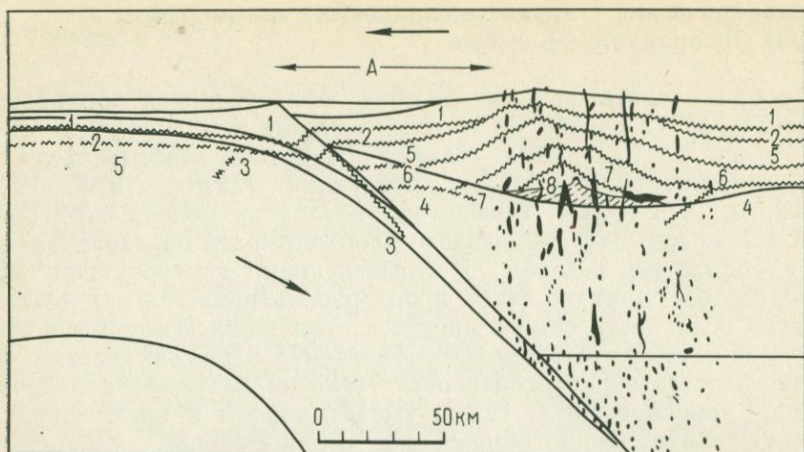


Рис. 45. Распределение метаморфических фаций в зонах субдукции и вулканической дуги. По Г. Эрнсту и Р. Колману [Ernst, 1974; Coleman, 1977].

A — расстояние между желобом и вулканической дугой (преддуговой бассейн); черное — поднимающиеся капли и струи магмы; стрелками показано относительное движение плит. 1—8 — метаморфические фации: 1 — цеолитовая (B_{3a}), 2 — пренит-пумпеллитовая (B_2b), 3 — глаукофансланцевая (C_4), 4 — эклогиты (фации C_3-C_2), 5 — зеленосланцевая (B_4), 6 — низкотемпературная амфиболитовая (B_3+BC_3), 7 — высокотемпературная амфиболитовая (B_2), 8 — гранулитовая (B_1). P-T — условия фаций см. рис. 32

эклогитов. В западнотихоокеанском типе поясов нет мощных зон меланжа (за исключением Корякского нагорья и узких, предположительно меланжевых зон Маизуру и Куросегава в Центральном Хоккайдо), отсутствует связь глаукофановых сланцев с крупными надвигами офиолитов (особенно в Японии и на Сахалине); эти и другие их особенности позволяют говорить о двух типах метаморфизма — глаукофансланцевом западнотихоокеанском и эклогит-глаукофановом калифорнийском. В южной части Тихого океана распространение двух типов поясов прямо противоположное — в Восточной Австралии и Новой Каледонии известны проявления эклогит-глаукофанового метаморфизма, а пояс Курепто в Чили ближе соответствует глаукофансланцевому западнотихоокеанскому типу.

Проявления эклогит-глаукофанового метаморфизма характерны также для Урала и Альп (см. рис. 41 и 53). В поясах этого типа отсутствуют параллельные зоны термодинамометаморфизма, и, как видно на примере Западной Калифорнии и Альп, нет необходимости предполагать островную дугу, параллельную поясу эклогит-глаукофанового метаморфизма. В Альпах, например, проявления термодинамометаморфизма (Тицино-Лепонтинский купол) накладываются на эклогит-глаукофансланцевый метаморфизм (рис. 46). Для обоих районов характерны крупные надвиги офиолитов и несколько стадий обдукции (или субдукции) и метаморфизма; для Альп, в частности, доказательство этого следуют из геологических, минералогических и геохронологических данных (Frey et al., 1975; Ernst, 1977, 1974).

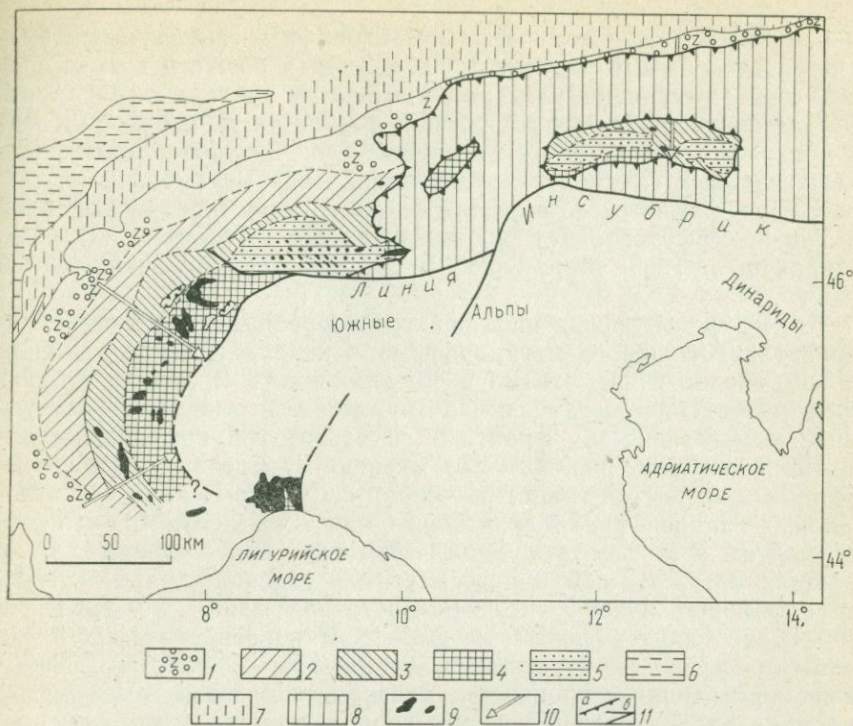


Рис. 46. Зональность глаукофансланцевого метаморфизма в Альпах. По Г. Эрнсту [Ernst, 1977] с изменениями.

1—4 — метаморфические зоны (1 — цеолитовая, 2 — пренит-пумпеллиитовая, 3 — глаукофансланцевая с наложением зеленосланцевой, 4 — эклогит-жадеитовая с наложением эпидот-амфиболитовой); 5 — зональный термодинамометаморфизм в куполах Тицино-Лепонтинском (слева) и Тауэри (справа); 6—8 — неметаморфизованные отложения (6 — юрские, 7 — третичные молассовые, 8 — карбонатные австралийского покрова); 9 — ультраосновные породы; 10 — направление движения Европейской плиты; 11 — надвиги (а) и разломы (б)

Для западнотихоокеанского типа метаморфизма, напротив, очень характерны парные контрастные пояса глаукофансланцевого и андалузитового типов, которые сопоставляются с современными желобами и зонами субдукции, с одной стороны, и андезитовыми островными дугами, с другой. Соответствующая модель парного метаморфизма и андезитового вулканизма в этих структурах, согласованная с гипотезой субдукции, показана на рис. 45 [Ernst, 1970, 1974]. Аналогичные модели были предложены А. Мияширо [Miyashiro, 1973, 1977]. Правда, в новом варианте [Miyashiro, 1977] модель усложнена и на примере зон Камуикотан и Хидака приведена в соответствие с автономным раскрытием окраинных морей и последующей полистадийной субдукцией — сначала к западу под континент, затем к востоку под островную дугу [Miyashiro, 1977, рис. 5].

Следует отметить [Добрецов, 1974; Dobretsov, 1975], что и в западнотихоокеанском типе метаморфизма парные пояса формируются неодновременно. Глаукофансланцевые пояса образуются

на ранней стадии, а термодинамометаморфизм, андезитовый вулканизм и гранитный плутонизм проявляются позже и в ряде случаев соответствующие зоны накладываются на глаукофансланцевые (северная часть пояса Сусунай, южная часть пояса Санбагава и др.). В более общем виде раннее, «догранитное» образование глаукофановых сланцев и других проявлений метаморфизма натрового или фемического профиля (спилитизация и зеленокаменное изменение эффузивов и т. д.) признавалось многими авторами [Маракушев, 1965; Маракушев и др., 1971; Глебовицкий, 1973 и др.].

Тем не менее иногда наблюдается корреляция времени проявления глаукофанового метаморфизма и начала гранитного (или вообще кислого) магматизма в соседних зонах. В модели субдукции это объясняется глубоким погружением и плавлением плиты, ранее испытавшей (во фронтальной части) глаукофансланцевый метаморфизм (см. рис. 45). По мнению К. Блейка, совпадение изотопных возрастов гранитных пород в Сьерра-Неваде и глаукофановых сланцев францисканской толщи также служит важным аргументом в пользу субдукции. Возможно, это соответствие не является столь точным и повсеместным, поскольку во многих глаукофановых поясах в Северо-Восточной Азии, на Урале и Тянь-Шане глаукофановый метаморфизм не сопровождался заметными проявлениями кислого магматизма в соседних зонах. И наоборот, мощное проявление кислого магматизма в мелу — палеогене в Катаазиатском поясе не сопровождается глаукофановым метаморфизмом. Известные же случаи корреляции проявления глаукофанового метаморфизма и кислого магматизма хорошо объясняются моделью утолщения сиалической коры, одновременной с попластинчатой обдукцией в периокеанических или рифтовых зонах.

Как уже отмечалось, с помощью модели субдукции трудно объяснить многие закономерности андезитового вулканизма и термодинамометаморфизма в парном поясе. Что касается самих глаукофансланцевых поясов, то их понимание в рамках модели, показанной на рис. 45, представляется многим авторам наиболее естественным. Действительно, при достаточно большой скорости субдукции температура в субдуктируемой плите остается низкой (400—500°С) до глубины 60—80 км. На такой глубине давление, создаваемое весом перекрывающей литосферы, составляет 1,4—1,8 ГПа, и никаких дополнительных условий для объяснения высоких давлений и низких температур не требуется. Но этой моделью трудно объяснить такие факты, как хорошее сохранение глаукофановых сланцев при их выведении на поверхность, а также обычное нахождение недеформированных или слабо деформированных жадентовых и глаукофановых пород, наличие блоков эклогитов, зон меланжа и другие особенности, характерные главным образом для эклогит-глаукофансланцевого типа метаморфизма.

Механизм выведения глаукофановых сланцев на поверхность — серьезное звено проблемы, обсуждавшееся многими авторами. Для

сохранения ассоциаций глаукофановых сланцев, особенно арагонита, жадеита, лавсонита с глаукофаном, требуется быстрое снижение P и T (закалка), так как при медленном снижении давления или сохранении высокой температуры должны происходить регрессивные процессы превращения арагонита в кальцит, жадеита — в альбит, глаукофана и лавсонита — в хлорит, альбит, эпидот (или кальцит) и т. д. Кинетика этого процесса, исследованная пока только для арагонита [Brown et al., 1962], позволяет дать оценки порядка 0,1—1,0 млн. лет для снижения P от 1,0 ГПа до 0,1 МПа и T от 400 до 25°С. Другими словами, скорость выведения глаукофановых сланцев на поверхность должна быть соизмеримой (10 см/год, или 100 км/млн. лет) или на порядок выше скорости субдукции. Подобная схема — быстрая субдукция и столь же быстрые обратные движения (надвиги или обдукция) — предполагалась для зоны Сезия-Ланцо в Альпах [Dal Piaz et al., 1972]. Но в этом случае можно обойтись без субдукции — достаточно предположить обдукцию или вообще крупные надвиги островодужной или континентальной коры на желоб и океаническую кору. О. Г. Сорохтин [1977] пытался связать механизм выведения глаукофановых сланцев и офиолитов с поперечными изгибами субдуцируемой плиты (как раз на глубине 40—80 км), но оценки скорости этого процесса, как и сопоставление с реальной геологией хорошо изученных поясов, не были сделаны.

Автор считает проявление метаморфизма глаукофановых сланцев как результат комбинации глубокого погружения, больших надвигов и специального флюидного сверхдавления. Эта модель в модифицированном виде лучше всего применима к эклогит-глаукофансланцевому (калифорнийскому) типу [Добрецов, 1978]. Основанием для построения модели многостадийной обдукции применительно к Западной Калифорнии (рис. 47) послужили геологические данные, обобщенные в работах Э. Г. Бейли, К. Блейка, Д. Джонса, Р. Коулмена и др. [Добрецов, 1978].

Повторяющиеся процессы метаморфизма и надвигания типичны при образовании многих комплексов офиолитов и ассоциирующих глаукофановых сланцев (Альпы, палеозойские комплексы Тринити в горах Клатат и Пенжинского пояса в Корякском нагорье) [Добрецов, 1974, 1978]. В комплексах Тринити и Пенжинском, кроме стадии «океанского» метаморфизма (480—440 млн. лет) выделяется первая стадия надвигания, с которой связаны метаморфизм голубых сланцев и амфиболитов (?), а также формирование девонского меланжа (380—330 млн. лет) и затем вторая стадия надвигов, с которой связаны слабый пренилпумпеллитовый метаморфизм, окончательное остывание офиолитов и метаморфических пород, а также формирование позднепермской олистостромы (220—240 до 180 (?) млн. лет).

В целом в палеозойской и мезозойской истории северной части Тихого океана (Калифорния, Орегон, Аляска, Корякское нагорье, Камчатка, Япония) можно выделить несколько стадий крупных надвигов (обдукции) и проявления глаукофанового метаморфиз-

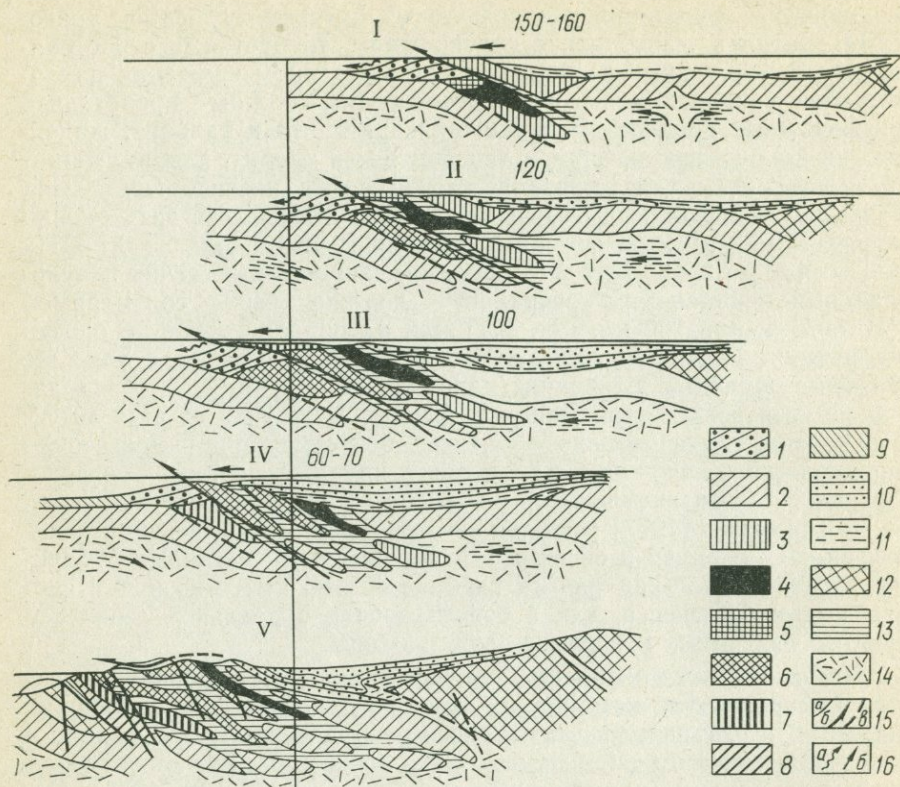


Рис. 47. Полистадийная модель формирования глаукофановых сланцев и меланжа францисканской формации.

1 — осадки типа олистостромы и граувакки, одновременные с надвигом; 2 — океаническая кора; 3 — остатки древней коры с эклогитом и глаукофановыми сланцами в основании; 4—5 — довершнеюрские осадки (5 — типа формации Галис, 4 — превращенные в течение стадии I в глаукофановые сланцы типа Сауз Форк Маунтинз); 6 — жадентовые метаграувакки, метаморфизованные в стадии II и III; 7 — лавсонитсодержащие метаграувакки; 8 — слабо метаморфизованная (K_2 -P?) часть францисканских отложений; 9 — кремнисто-базальтовые океанические (внешние) образования францисканской формации; 10 — меловые отложения Большой Долины; 11 — пелагические осадки формации Ноксвилл (J_3); 12 — континентальная палеозойская кора блока Сьерра-Невада; 13 — тектонизированная олистострома и меланж; 14 — верхняя мантия; 15 — тектонические линии: сдвиги типа Сан-Андреас (а), надвиги типа Большой долины (б), формирующиеся глубинные надвиги (в); 16 — направление океанических течений вдоль желобов (а) и течений в мантии (б)

ма, датируемых около 450, 350, 230, 180, 150, 125, 100 и 60—70 млн. лет.

Модель многостадийной обдукции (крупных надвигов) включает одновременное формирование больших надвигов, проявление глаукофансланцевого метаморфизма под надвинутой и относительно горячей плитой (со специальным режимом сверхдавления, см. ниже), образование олистостромы и граувакковых турбидитов, а затем повторение такого процесса с быстрой транспортировкой образовавшихся в предыдущую стадию голубых сланцев и их сохранение после метаморфизма. Таким образом, повторение об-

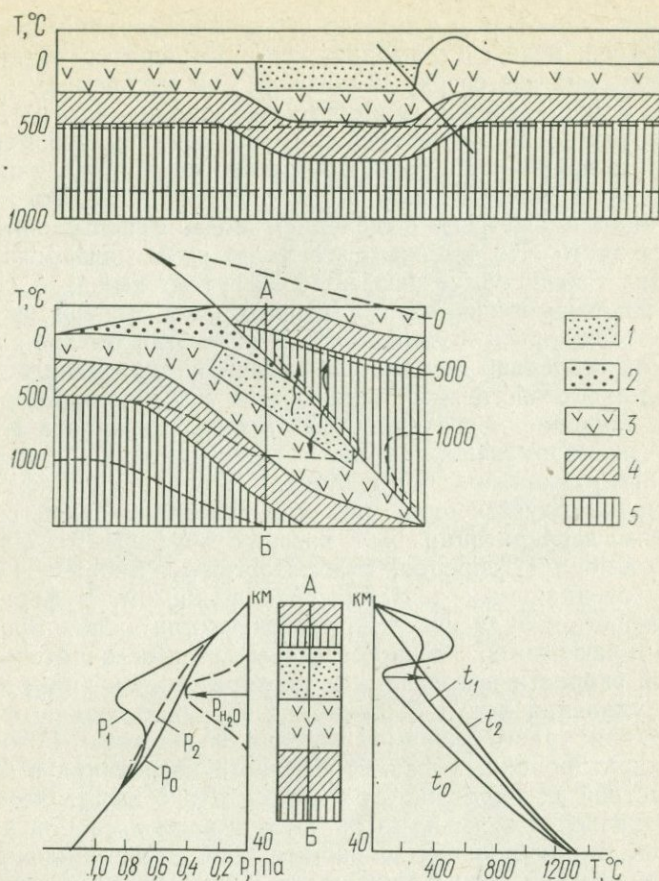


Рис. 48. Модель формирования глаукофановых сланцев при обдукции океанической литосферы. По Н. Л. Добрецову [1978].

Вверху — исходное состояние, внизу — схема после надвигания и разрез по линии АБ, на котором показано распределение в нем T и P в моменты времени t_0 , t_1 , t_2 ; P_{H_2O} — избыточное давление H_2O при быстрой дегидратации.

1 — осадки желоба или преддугового бассейна; 2 — вновь сформированные турбидиты и олистострома; 3–5 — слои океанической коры или офиолитового разреза (3 — базальтовый, 4 — габброидный, 5 — ультраосновной)

дукции — ключ не только к образованию, но и к сохранению голубых сланцев. Кроме того, их образование в нижней пассивной плите свидетельствует о слабой степени деформации, а глубокое погружение в комбинации с флюидным сверхдавлением — о низких температурах и высоких давлениях.

Для ориентировочной оценки физико-химических параметров рассмотрим упрощенную модель (рис. 48). На желоб и осадки, сформированные на океанической коре, быстро надвинута океаническая (или островодужная) литосфера. Под тяжестью надвинутой массы осадки и океаническая кора пассивно прогнулись и получился удвоенный разрез с осадками в средней части (сечение

А—Б на рис. 48). Как и в модели субдукции, верхняя плита будет более горячей, и за счет выравнивания температур осадки будут быстро прогреваться сверху и снизу. В момент времени t_0 (с наибольшим температурным градиентом в зоне надвига) давление создается только весом верхней плиты и осадков. По мере быстрого прогрева в толще осадков и погруженной осадочно-вулканогенной части океанической коры будут происходить реакции дегидратации с быстрым выделением воды и повышением $P_{фл.}$ Можно ожидать, что осадки и эта часть коры подверглись предварительно «океанскому» метаморфизму (см. выше) с образованием большого количества гидратированных минералов (цеолитов, пренита, хлорита, пумпеллита и др.). При быстрой дегидратации и относительно медленном удалении образующейся воды (чему будет способствовать, в частности, наличие экранирующего надвига) давление в системе будет быстро нарастать вдоль буферной — моновариантной кривой дегидратации (например, вдоль линии разложения пумпеллита—хлорита, см. рис. 32 и 38), пока не израсходуется один или оба минерала. Такой специальный режим дегидратации был назван «буферным флюидным сверхдавлением» [Добрецов, 1974; Dobretsov, Sobolev, 1975]. Он создается специальным тектоническим режимом. Буферный режим давления флюида может проявляться при любом прогрессивном метаморфизме, но обычно он сказывается незначительно из-за медленной скорости нагревания и дегидратации и (или) большой скорости удаления воды. В данном же случае создаются благоприятные для такого режима, условия вследствие: 1) большого запаса гидратированных фаз, 2) быстрого нагревания с двух сторон и быстрой дегидратации, 3) относительно медленного удаления образующейся воды из-за наличия экрана и слабой деформации пород. Экранирование в значительной степени определяется тем, что в верхней плите происходят регрессивная серпентинизация (гидратация) и «закупорка» пор.

Избыточное флюидное сверхдавление, судя по парагенезисам, минералогическим геобарометрам (рис. 49), могут достигать 0,5—1,0 ГПа, а суммарное давление ($P_{общ} = P_{лит} + P_{изб}$) в момент времени t_1 0,8—1,4 ГПа. Это давление может поддерживаться на том же уровне достаточно длительный период при благоприятном сочетании названных факторов и обеспечить проявление глаукофанланцевого метаморфизма. Но с течением времени (в моменты t_2, t_3, \dots) это давление начнет уменьшаться за счет выравнивания $P_{общ}$ путем просачивания флюида вверх и вниз.

В свою очередь, это будет вызывать серпентинизацию ультрабазитов верхней плиты и образование гранатовых амфиболитов или эклогитов в нижней плите, которые затем могут быть выдвинуты на поверхность вместе с глаукофановыми сланцами при повторном надвигании (обдукции). Этот же процесс обеспечит быструю транспортировку к поверхности глаукофанизированных пород, сохранение их ассоциаций после метаморфизма и неполный переход в обычные зеленые сланцы или амфиболиты. Снижение

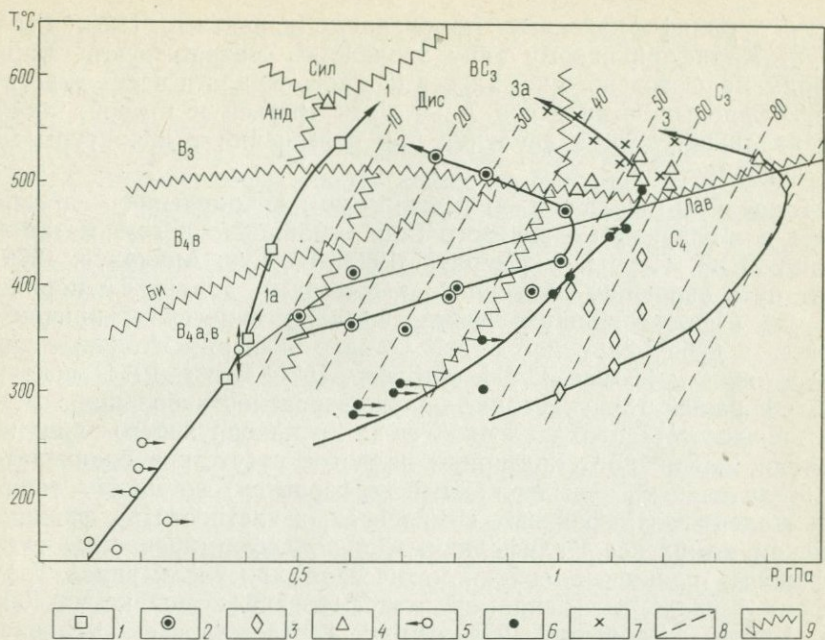


Рис. 49. Термобарометрия глаукофансланцевых комплексов и пути эволюции T и P для разных типов низкотемпературного метаморфизма. По Н. Л. Добрецову [1974], Н. Л. Добрецову, Ю. Г. Лаврентьеву [1978], Л. Л. Перчуку [1973], Л. Л. Перчуку, Л. Я. Аранович [1979], Brown [1977].

1–3 — параметры типов метаморфизма по геотермобарометру Н. Л. Добрецова (сланцы — амфиболы — пироксены); 1 — зеленосланцевого, 2 — глаукофансланцевого и 3 — эклогит-глаукофансланцевого; 4–6 — то же, по оценке Л. Л. Перчука и др.; 7 — параметры диафортирования эклогитов; 8 — изолинии содержания жадента [Currie, Curtis, 1976]; 9 — границы субфаций (обозначения фаций и субфаций см. рис. 39). Стрелками показаны пути эволюции P и T (см. в тексте); 1–3 — по данным Н. Л. Добрецова, 1а, 3а — по данным Л. Л. Перчука и др.

давления и деформации при выведении глаукофановых сланцев на поверхность могут привести лишь к частичному синкинематическому зеленосланцевому диафорезу. Обычные включения нижележащих гранатовых амфиболитов или эклогитов в глаукофановые сланцы и наличие слабо деформированных глаукофан- и жадентсодержащих пород указывают, что новая поверхность надвига располагается ниже глаукофанизированных осадков, которые в результате метаморфизма и деформации «свариваются» с надвинутой плитой. Предложенная модель объясняет также образование олистостромы, синхронное с надвижением, и последующее ее меланжирование.

Для глаукофансланцевого (западнотихоокеанского) и эклогит-глаукофансланцевого (калифорнийского) типов метаморфизма устанавливаются систематические отличия в эволюции P - T -условий (рис. 49). На рис. 49 показаны три линии, из которых первая соответствует обычному зеленосланцевому и начальному (пренит-пумпеллитовому) метаморфизму, вторая — западнотихоокеанскому,

третья — калифорнийскому [Добрецов, Лаврентьев, 1978; Ernst, 1977]. Калифорнийскому типу эволюции соответствуют также породы максютовского комплекса Южного Урала и часть эклогит-глаукофановых комплексов Альп. Для третьей и второй линий устанавливается спад давления при повышении температуры метаморфизма.

Такой путь эволюции — с максимумом по давлению — признавался для глаукофансланцевого (или «эмбрионального») метаморфизма Л. Л. Перчуком [Перчук, 1973; Перчук, Аранович, 1979]. Этот путь эволюции объяснялся избыточным давлением порядка 0,3—0,4 ГПа, возникшим вследствие тектонических причин — стресса в субдуктируемой плите. Однако экспериментальные данные и расчеты [Bruce, Ernst, Kallberg, 1970; Ernst, 1974] показывают, с нашей точки зрения, малую вероятность большой роли тектонического «сверхдавления» из-за релаксирующего влияния флюида; важнейшим критерием является отсутствие сланцеватости (или слабый, невыдержанный ее характер) во многих типичных жадеит-глаукофановых комплексах, в частности во французско-канском комплексе Калифорнии. Сильно деформированные глаукофановые сланцы с синкинематической кристаллизацией глаукофана и жадеита (например, максютовский комплекс на Южном Урале) [Добрецов, 1974] могут соответствовать условиям образования, когда движение (надвигание) продолжается во всей массе метаморфизируемых осадков (особенно в нижней краевой части призмы осадков или в зоне надвига). По нашей модели (см. рис. 48) избыточное давление создается буферным давлением флюида, возникающим при быстрой дегидратации и медленном просачивании флюида. В рамках этой модели отличие кривых 2 и 3 на рис. 49 объясняется тем, что в калифорнийском типе метаморфизма быстрые и крупные надвиги свидетельствуют о большой скорости нагревания, дегидратации и меньшей проницаемости из-за «экранирования» надвигом; этому способствуют также мощные граувакковые толщи, богатые водными минералами. Эклогиты возникают за счет метаморфизма базальтоидов или габбро из офиолитов глубинной части перекрывающей пластины. В последнем случае хорошо объяснима регрессивная направленность преобразований (метагаббро-амфиболиты → эклогиты → глаукофановые породы), отчетливо устанавливаемая в Альпах [Ernst, 1977], на Полярном Урале и в других местах.

Западнотихоокеанский (глаукофансланцевый) тип метаморфизма, вероятно, лучше объясняется моделью субдукции (см. рис. 45) или соответствует более медленной обдукции, нагреву и дегидратации и, соответственно, меньшей величине избыточного флюидного давления.

Таким образом, для барического метаморфизма (со сверхдавлением), как и для термодинамометаморфизма, возможно несколько модельных вариантов, каждому из которых эмпирически соответствует своя геологическая ситуация (см. табл. 15).

Образование глаукофановых сланцев не является, как видно из вышензложенного, прямым доказательством наличия субдукции. Более того, предложенная модель многостадийного надвигания островодужной литосферы на океаническую в сочетании с фактами о сложном распределении очагов землетрясений и поля напряжений в сейсмофокальных зонах Заварицкого—Беньофа позволяет считать последние зонами деформаций с иным характером движений, чем в модели субдукции. В свою очередь, это предположение вместе с другими фактами (особенности андезитового вулканизма, высокий тепловой поток в тылу островных дуг и др.) лучше согласуются с моделью автономного расширения окраинных морей.

Следовательно, в формировании континентальной коры наиболее важное значение имел нуклеарный раннедокембрийский метаморфизм, а в складчатых областях и современных активных зонах — разнотипный термодинамометаморфизм и высокобарический метаморфизм. Проявление зонального термодинамометаморфизма может быть связано с локальным флюидным потоком или очагами базитовой магмы в нижней части коры (\pm выступы гранито-гнейсового фундамента), или «удвоением» коры вследствие деформаций, или комбинацией этих причин. Высокобарический метаморфизм проявляется, вероятно, в зонах Заварицкого—Беньофа при флюидном сверхдавлении, создаваемом в специфической обстановке, и подразделяется на глаукофансланцевый (западно-тихоокеанский) и эклогит-глаукофановый (калифорнийский) типы. В каждом из них в зависимости от состава толщ можно выделить различные метаморфические формации, с которыми связаны определенные виды метаморфогенных полезных ископаемых.

Рудоносность метаморфических формаций

Важнейшим аспектом формационного подхода при изучении метаморфических формаций, как отмечалось, является прогнозирование полезных ископаемых, связанных с этими толщами. Метаморфогенные полезные ископаемые до последнего времени ограничивались только метаморфизованными месторождениями, полезные концентрации в которых созданы предшествующим осадочным или магматическим процессом, и лишь минеральный состав и частично форма тел изменились в процессе метаморфизма.

В последние годы многие месторождения (в том числе крупные) не только неметаллических, но и металлических полезных ископаемых получили новую трактовку как собственно метаморфогенные; были открыты новые типы оруденения [Белевцев, 1968; Особенности..., 1973; Добрецов, 1974], но дискуссионных вопросов осталось еще немало. Наиболее неясен вопрос об источниках рудного вещества и степень его перемещения при метаморфизме.

Такие проблемы не возникают лишь для неметаллических полезных ископаемых, которые изменили минеральную форму и свое назначение или созданы вновь в процессе метаморфизма. К их

числу относятся, например, графит, мусковит в метаморфогенных пегматитах, мелкочешуйчатая слюда в слюдяных сланцах, мраморы и т. д. Очевидна связь с метаморфизмом тех рудных концентраций, которые, будучи непромышленными или бедными, становятся промышленными или богатыми рудами вследствие изменения минеральной формы и степени обогатимости руд. Например, глинистые (каолиновые) породы при метаморфизме превращаются в дистеновые породы, которые благодаря обогатимости дистена могут быть алюминиевой или силуминовой рудой. Аналогично буроокисные или сидеритовые породы в результате метаморфизма превращаются в гематит-магнетитовые и магнетитовые руды и резко улучшают свое качество благодаря легкой обогатимости магнетита. При дальнейшей метаморфизации руды опять ухудшают свое качество, поскольку часть Fe переходит из магнетита в силикаты (пироксен, оливин, альмандин и др.).

Более сложно судить о генезисе большинства металлических полезных ископаемых метаморфических толщ. Например, сами железистые кварциты еще не являются хорошими рудами, богатые руды возникают в них при переотложении магнетита или как «остаточные» — при выносе SiO_2 и силикатов из руд [Белевцев, 1968; Добрецов, 1974]. Однако причины и факторы такого переотложения во многих случаях неясны.

Прогрессивный метаморфизм сам по себе не создает, за некоторыми исключениями, новых концентраций рудных компонентов, а анатексис иногда приводит к их рассеиванию. Исключением является случай, при котором региональный прогрессивный метаморфизм, изохимический в отношении главных компонентов, сопровождается растворением и заметным переносом второстепенных и аксессуарных компонентов, особенно находящихся в самородной форме (Au) или относительно легко растворимых окислов, карбонатов, сульфидов (U, Cu, Zn и др.). Как уже отмечалось, многие из этих компонентов (в частности, Au) заметно меняют коэффициент распределения и растворимость в процессе температурной эволюции и (или) при наличии геохимического барьера. Поэтому метаморфогенные растворы, отделившиеся при прогрессивной дегидратации и растворившие часть Au из вмещающих пород, по мере просачивания, остывания и встречи с геохимическими «барьерами» (например, углеродистыми сланцами) могут осаждать содержащееся в них золото. Эти процессы, как показывают эмпирические материалы [Особенности..., 1973; Добрецов, 1974], резко усиливаются на регрессивной стадии метаморфизма. Кристаллизующиеся анатектические расплавы отделяют дополнительные флюиды с содержащимися в них рудными компонентами; все флюиды по мере регрессивной гидратации и уменьшения массы флюида оказываются пересыщенными и в благоприятной обстановке из них также осаждаются руды. Оптимальными являются зоны повышенной проницаемости, куда устремляются остаточные флюиды при наличии в них геохимических барьеров.

Метаморфогенно-гидротермальные системы принципиально от-

личаются от трещинно-жильных и фильтрующихся магматогенно-гидротермальных систем [Добрецов, 1974]. Первые являются более глубинными, относительно медленно эволюционирующими системами с «местными буферами», т. е. состав флюида в отношении потенциала щелочей, H_2O , CO_2 и окислительно-восстановительных свойств (μ_n , μ_o , μ_s и др.) контролируется в основном ближайшими вмещающими породами или вмещающей формацией в целом, и лишь некоторые второстепенные «десорбированные» компоненты (например, Au) обладают большей автономностью. В отличие от них магматогенно-гидротермальные быстро фильтрующиеся системы могут быть названы системами с отдаленными и промежуточными буферами, так как состав раствора определяется преимущественно условиями его отделения и автономной температурной эволюцией и гораздо меньше зависит от вмещающих пород [Овчинников, 1965 и др.].

Поскольку метаморфогенные флюиды и анатектические расплавы появляются в основном в процессе самого метаморфизма, то их состав зависит и от общего режима метаморфизма, в частности от температуры и давления. Например, флогопитовые и железорудные метасоматиты, а также различные пегматиты приурочены к фациям B_2 , B_3 , BC_3 (см. рис. 32). Интенсивное выщелачивание, золотое и колчеданное оруденение контролируются зеленосланцевой фацией B_4 (часто регрессивного этапа). К комплексам низких и умеренных давлений андалузит-силлиманитового типа приурочены редкометалльные пегматиты, антофиллит-кордиеритовые метасоматиты и ассоциирующие медное и медно-свинцовое оруденение, а к комплексам повышенных давлений — мусковитовые пегматиты, ставролит-амфиболовые метасоматиты с цинково-свинцовым оруденением [Соколов, 1970; Особенности..., 1973; Добрецов и др., 1974]. Зависимость оруденения от T и P может быть связана с изменением доли H_2O во флюиде и его окислительно-восстановительных свойств. Но появление тех или иных месторождений в еще большей степени зависит от состава толщ, контролирующих состав растворов и источники многих рудных компонентов. Все эти признаки следует учитывать при выделении метаморфических формаций и корреляции их с типами метаморфогенных месторождений [Добрецов и др., 1974; Добрецов, 1974].

Таким образом, концентрации полезных ископаемых в метаморфических толщах могут быть либо дometаморфические (метаморфизованные или прometаморфические), либо созданные в процессе метаморфизма и сопутствующего метасоматоза путем перетолжения дometаморфических концентраций (перетолженные или реометаморфические), либо созданные вновь (синметаморфические), либо, наконец, наложенные (магматогенные). При их диагностике необходимо принимать во внимание всю совокупность контролирующих факторов (табл. 18). Стратиграфо-литологические факторы включают приуроченность к толще (формации) определенного состава и возраста и более узкую локализацию в «продуктивных» пачках, метаморфические — приуроченность к оп-

Классификация и диагностика месторождений, залегающих в метаморфических толщах [Добрецов, 1974]

Генетический класс	Контролирующие факторы					
	Стратиграфолитологические	Метаморфические	Геохимические	Тектонические	Магматические	Примеры
Прометаморфический (метаморфизованные)	Главенствующие	Подчиненные	При метаморфизме отсутствуют	Не обязательные	Отсутствуют	Железистые кварциты
Реометаморфический (перетолженные)	Отчетливые	Отчетливые	Отчетливые метаморфогенные	Отчетливые	То же	Сульфидные руды с кордиерит-антофиллитовыми метасоматитами
Синметаморфический	Не обязательные	Главенствующие	То же	Подчиненные, не обязательные	Слабые	Мусковитовые пегматиты
Магматогенный	Не обязательные	Отсутствуют	Отчетливые магматогенные	Отчетливые	Главенствующие	Редкометалльные метасоматиты

ределенным зонам и (или) РТ-условиями метаморфизма, тектонические — связь с определенными складчатыми или разрывными структурами внутри метаморфических формаций, геохимические — связь с определенными геохимическими барьерами (например, углеродистостью) и типам сопутствующего метасоматоза, а также наличие определенных первичных ореолов рассеивания, магматические — пространственную и (или) геохимическую связь с конкретными магматическими формациями.

Прометаморфические месторождения контролируются преимущественно литолого-стратиграфическими факторами и в меньшей мере (в отношении качества и структуры рудных тел) — метаморфическими. Из последних существенное влияние имеет только температура, поэтому прометаморфические месторождения подразделены только на низко-, средне- и высокотемпературные.

Рео- и синметаморфические месторождения контролируются как литолого-стратиграфическими, так и метаморфическими и метаморфогенно-геохимическими факторами. Разнообразие контролирующих факторов (включая тектонические) характерно для реометаморфических месторождений, поэтому именно их генезис вызывает большую дискуссию. Синметаморфические месторождения наиболее надежно выделяются для неметаллических полезных ископаемых, металлические (метаморфического генезиса) в большинстве своем являются реометаморфическими или дискуссионными по генезису, а нередко и полигенными. Последнее означает, что в месторождениях (особенно крупных) совмещены дометаморфические (например, вулканогенно-осадочные), реометаморфические (переотложенные во время метаморфизма) и наложенные магматогенно-гидротермальные концентрации; типичным примером являются крупные полигенные месторождения золота в черных сланцах.

Выделенные классы месторождений более подробно классифицируются по типам или фациям метаморфизма и видам минерального сырья. Для упрощения в табл. 18 рассмотрены только некоторые наиболее характерные типы месторождений и не учтены случаи полигенных и (или) полиметаморфических месторождений. Полиметаморфизм приобретает рудоконтролирующее значение в тех случаях, когда наложенные регрессивные стадии метаморфизма заметно отличаются по Р-Т-условиям [Особенности..., 1973]. Корреляция этих месторождений с метаморфическими формациями была охарактеризована в табл. 16.

Прометаморфические месторождения входят составной частью в стратифицированные метаморфические формации, например гиперстен-магнетитовые кварциты — в состав эвлизитовой, силлиманитовые кварциты — в состав кондалитовой формации, амфибол-магнетитовые кварциты — в джеспилитовую, дистен-сланцевая — в дистен-мусковит-сланцевую формацию (типа кейвских сланцев) и т. д. Сами эти месторождения, как уже отмечалось, являются бедными, а богатые руды возникают в результате переотложения в благоприятных условиях. Обычно это гнез-

дообразные или линзообразные залежи, приуроченные к определенным структурам (замки складок, кинк-зоны), определенным зонам метаморфизма и сопровождающиеся определенным типом метасоматоза, например для реометаморфических железных руд характерен вынос SiO_2 (остаточные руды) или натровый (карбонатно-натровый) метасоматоз. В первом случае на прогрессивной или ранней регрессивной стадии одновременно с деформацией происходит вынос SiO_2 с частичным восстановлением Fe_2O_3 в Fe_3O_4 , окварцеванием и выщелачиванием выщележащих пород (замещение плагиоклаза андалузитом или гранатом и кварцем). Во втором случае происходит образование натриево-железистых амфиболов, а во вмещающих породах — развитие альбита, карбонатов, слюд при общей последовательности альбит \pm эпидот \rightarrow натриевый амфибол \pm эгирин \rightarrow карбонат \pm слюда \rightarrow магнетит. Такие реометаморфические руды названы кроссит-магнетитовыми в отличие от карбонатно-магнетитовых в андалузитовом типе метаморфизма, в которых чаще встречаются карбонаты, а амфиболы и пироксены более железистые.

Указанные процессы характерны для гнейсово-сланцево-кварцитовых (джеспилитовой, эвлизитовой) формаций. В карбонатно-кварцовой зеленосланцевой формации на фоне фации B_4 характерна анкеритизация пород и руд. В карбонатно-гнейсовой и карбонатно-гранулитовой формациях образуются глубинные железорудные скарны биметасоматического и инфильтрационного типов [Коржинский, 1953]. Последние могут формироваться на регрессивной стадии под воздействием хлор-борсодержащих растворов, отделившихся при кристаллизации анатектитов и реоморфических гранитов. Различия в составе растворов и формаций определяют развитие бор-магнетитовой, флогопит-апатит-магнетитовой или чисто флогопитовой ассоциаций. Важную роль при этом должны играть подстилающие (или окружающие) гранитогнейсы, а особенности состава флюидов могут фиксироваться по содержанию F и Cl в биотитах и флогопитах. В metabазитовых формациях (гранулит-metabазитовой, плагиогнейсово-амфиболитовой) метасоматоз, проявленный одновременно с метаморфизмом, приводит к перераспределению Mg и Fe и обособлению пироксен-магнетитовых, фаялит-магнетитовых, амфибол-магнетитовых руд, обогащенных железом, и пироксеновых или амфиболовых зон, обогащенных Mg (\pm Ca). Для метаморфогенных месторождений других металлов существует своя специфика. Например, для золоторудных и колчеданно-полиметаллических месторождений характерны связь с сульфидизированными черными (углеродистыми) сланцами и определенные условия накопления и перераспределения рудных компонентов.

Синметаморфические месторождения неметаллических полезных ископаемых (флогопита, мусковита, асбеста) наиболее тесно связаны с условиями метаморфизма и особенностями метаморфических формаций. Мусковитовые пегматиты во всех районах (Мамский, Бирюсинский, Карельский, штат Бихар в Ин-

дин) приурочены к одной дистен-альмандиновой зоне метаморфических формаций сходного состава; преимущественно это зональная дистен-сланцево-гнейсовая формация (см. табл. 15) глиноземистого состава, но с повышенной известковистостью. В формациях аналогичного состава, но соответствующих андалузит-силлиманитовому типу, вместо мусковитовых присутствуют редкометалльные и керамические пегматиты. Приуроченность мусковитовых пегматитов к дистеновому типу метаморфизма объясняется либо повышенной активностью воды и интенсивным проявлением выщелачивания, либо инконгруэнтной позднемагматической кристаллизацией при повышенном P_{H_2O} , либо обеими причинами. Соответственно этому кроме раннего «пегматитоидного» мусковита большая часть промышленного мусковита образуется на регрессивной стадии при перекристаллизации и аутометасоматозе (выщелачивании).

Другой пример — асбестообразование в метаморфизованных офиолитах (гарцбургитах). В Западном Саяне и Туве установлено, что асбестообразование не связано с гранитами и тесно ассоциирует с региональным зеленосланцевым метаморфизмом вмещающих пород рамы [Петрология..., 1977]. Из вмещающих пород просачиваются серпентинизирующие водные флюиды, которые на заключительных стадиях при низком μ_{CO_2} , повышенной восстановленности и щелочности (?) вызывают асбестизацию. Это доказывается приуроченностью асбестонесных массивов к хлоритовой зоне метаморфизма и к бескарбонатным вмещающим породам, локализацией асбестовых залежей в бруситовых серпентинитах, содержащих восстановленные минералы (когенит, самородное железо и др.), определенным положением залежей в зональности — между вмещающими зелеными сланцами и приконтактовыми серпентинитами (с тремолитом, родингитами) и слабо серпентинизированными «ядрами».

Метаморфогенные месторождения в пространстве и во времени распределены далеко неравномерно. Большая их часть относится к докембрию, внутри которого выделяется несколько крупных эпох метаморфогенного рудообразования.

КОРРЕЛЯЦИЯ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ И ГЕОДИНАМИКА

Давно уже стало очевидным, что все геологические явления на поверхности и вблизи нее определяются глубинными эндогенными процессами. Но изучались эти процессы раздельно. Теория глобальной тектоники дала толчок к совместному их рассмотрению, и эта задача в настоящее время — одна из важнейших в геологии. Отсюда следует необходимость построения системы петрологических моделей глобальных эндогенных процессов. Желательно, чтобы в такой системе кроме общих петрологических принципов ее построения исходные предпосылки вытекали из сопряженных моделей, а следствия не противоречили им. Очевидно, и каждая модель должна быть по возможности «замкнута» в достаточной широких рамках исследования.

Первым шагом к построению такой системы моделей должна явиться тщательная корреляция процессов магматизма, метаморфизма и тектоники. Эмпирическая корреляция эндогенных процессов — исходный материал для построения системы моделей и одновременно важнейший критерий для ее проверки и усовершенствования.

Современные эндогенные процессы

При изучении современных активных зон мы можем использовать лишь сведения о приповерхностных явлениях (вулканизм, рельеф, осадконакопление, частично океанский метаморфизм) и косвенные геофизические данные о глубинном строении. Проявлений большинства вышеохарактеризованных типов магматизма и метаморфизма здесь не наблюдается. Данные об этих процессах используют применительно к современным активным зонам главным образом при ретроспективном анализе более древних активных зон (палеоаналогов). Но на этом пути существуют большие трудности из-за неполноты и неоднозначности информации.

Как уже было отмечено, в современной теории тектоники плит наиболее согласованной является «мгновенная» кинематика движения плит (см. рис. 11). Линейные скорости движения плит получены при определении возраста магнитных аномалий вблизи срединноокеанических хребтов, которые и являются, таким образом, основой модели современной кинематики плит, что подтверждается геодезическими данными только в очень грубом приближении [Ушаков, Галушкин, 1978]. Во многих моделях, например О. Г. Сорохтина (рис. 50), современные движения плит примерно согласованы с глубинными конвекционными течениями, но наличие и тем более геометрии этих течений непосредственно из геофизических или петрологических материалов не следует и скорее «подогнана» под кинематическую картину движения плит. Руково-

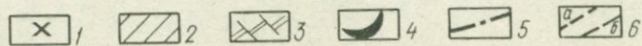
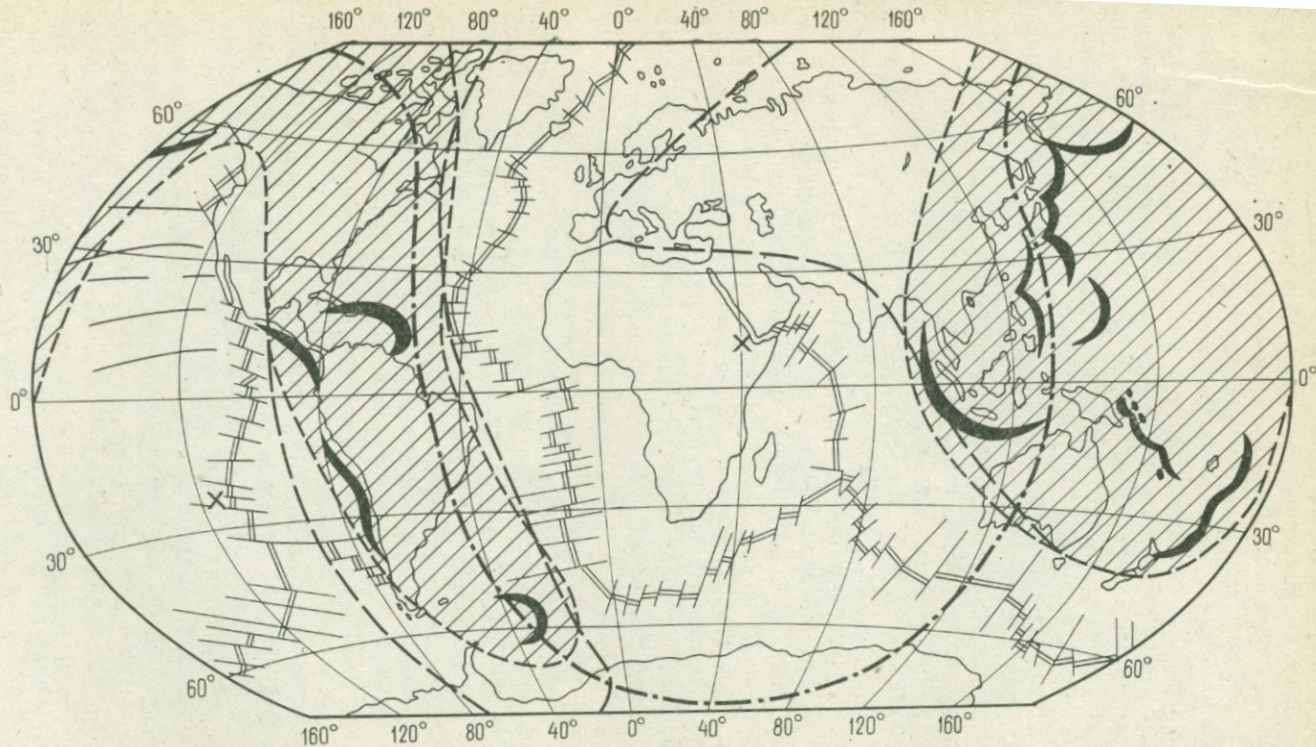


Рис. 50. Схематическая карта мантийных течений. По О. Г. Сорохтину [1974].

1 — центры восходящих потоков; 2 — области нисходящих потоков; 3 — океанические рифтовые зоны; 4 — современные желоба — зоны субдукции; 5 — экваториальная линия по отношению к центру восходящего потока в Африке; 6 — граница области восходящих и нисходящих потоков [а — по О. Г. Сорохтину (1974 г.), б — по О. Г. Сорохтину и А. С. Моинину (1979 г.)]

дящей идеей для объяснения этих движений являются гипотеза комбинированной конвекции между внешним ядром и астеносферой и смена одноячейстой конвекции в периоды объединения материков (например, Пангеи) на двухъячейстую (в современный момент). Возможность одноячейстой конвекции основана на системе палинспастических построений и ряде допущений [Океанология... , 1979], а современная двухъячейстая структура конвекции находится во многих случаях в противоречии с моделями тектоники плит. Например, в нисходящих ветвях астеносферных течений должны образовываться зоны сжатия и зоны субдукции, в частности Циркум-Тихоокеанского пояса (см. рис. 50). Однако Альпийский пояс сжатия на рис. 50 не связан с нисходящими ветвями двухъячейстой конвекции. Чтобы избежать этих противоречий в новом варианте конвективных течений [Океанология... , 1979, рис. 13] зона нисходящих потоков произвольно изогнута в сторону Альпийского пояса. Несмотря на то, что один из центров восходящего потока (см. рис. 50) расположен в Афаре, наблюдаемое раскрытие Красноморского и Эфиопского рифтов гораздо менее активное, чем Срединно-Атлантического, который местами подходит вплотную (см. рис. 50) к зоне нисходящих движений [Океанология... , 1979, рис. 13]. Раскрытие этих рифтов скорее может быть объяснено пассивным растяжением, связанным с вращением Африканской плиты.

В рамках модели О. Г. Сорохтина (см. рис. 50) не находит объяснения и формирование окраинных морей растяжения (?) в зоне глобального сжатия и нисходящей ветви конвективных течений.

В новом варианте схемы конвективных течений астеносфера и активные конвективные течения в ней показаны только (!) под океанами [Океанология... , 1979, рис. 12]. Это, несомненно, шаг вперед, лучше согласующийся и с фактами отсутствия астеносферы (как частично расплавленного слоя) под континентами, и с относительно медленным движением континентальных плит (см. рис. 11). Возможно, под континентами Евразии и Африки (?) располагаются «застойные» зоны и эти «плиты» не движутся (точнее, плиты здесь, аналогичные Тихоокеанской или Южноамериканской, отсутствуют). Можно привести и другие примеры несоответствия кинематической картины (см. рис. 11) и предполагаемой схемы глубинных конвективных течений (рис. 50). Не менее важно отметить, что вращение жестких недеформированных плит и ее обусловленность глубинной конвекцией не согласованы со многими петрологическими, геологическими и геофизическими данными [Добрецов, 1980; Тектоносфера... , 1978], а также с теоретическими моделями, основанными на законах гидродинамики [Артюшков, 1979].

Е. В. Артюшков [1979] считает, что замкнутая система конвективных течений маловероятна, а основной механизм, приводящий в движение геодинамику литосферы, заключается в периодическом (через 200 млн. лет) подъеме «блоков» легкого кристалли-

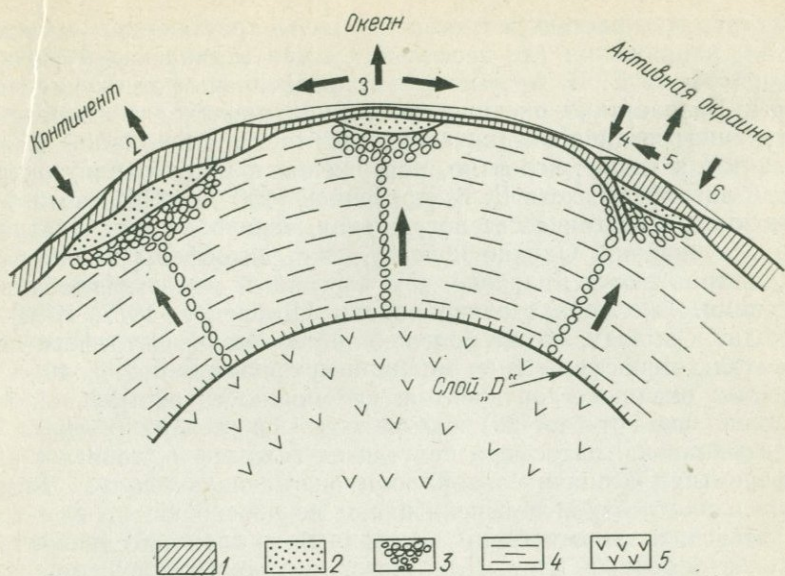


Рис. 51. Схема геодинамики. По Е. В. Артюшкову [1979].

1 — литосфера; 2 — аномальная мантия (астеносфера); 3 — легкое нагретое вещество; 4 — мантия; 5 — ядро. Стрелками показаны вертикальные и горизонтальные движения литосферы, цифрами — 1 — внутреннее море, 2 — крупное поднятие на континенте, 3 — срединноокеанический хребет, 4 — желоб, 5 — островная дуга, 6 — окраинное море

ческого вещества, отделившегося на границе ядро—мантия. Подъем этих блоков осуществляется в отдельных каналах, где благодаря трению температура повышена, а вязкость понижена (рис. 51). Диаметр каналов — не более 100 км, расстояние между каналами — тысячи километров. На существование правильной сетки каналов, по которым происходит всплывание горячего материала из нижних частей мантии, указывал также В. В. Белоусов [1975, 1978]. Максимальный диаметр каналов (100 км) лимитируется возможными гравитационными аномалиями [С. Соболев, 1979].

Поднимающееся легкое вещество тоже нагревается (или во всяком случае существенно не остывает) и на глубине 100—200 км частично плавится. Частично расплавленный материал растекается вдоль подошвы литосферы и создает здесь аномальную мантию (собственно астеносферные линзы). Поступление этого легкого материала в отдельные «ловушки», созданные локальными утонениями литосферы, обуславливает разнообразные вертикальные и горизонтальные движения. Течения в мантии сами по себе не создают значительных горизонтальных перемещений, поскольку вязкость в астеносфере, играющей роль смазочного слоя, понижена на несколько порядков, и вязкое взаимодействие литосферы с течениями в астеносфере очень слабое [Артюшков, 1979]. Локальные поднятия, вызванные поступлением нагретого легкого матери-

ала, стремятся растечься в стороны, и это «растекание» и созданные им напряжения (до нескольких сотен мегапаскалей) и обуславливают, по Е. В. Артюшкову, горизонтальные движения литосферы. Разрастание океанического дна происходит вследствие растекания срединноокеанических хребтов и аномальной мантии под ними, а также, вероятно, погружения в мантию плит океанической литосферы, хотя Е. В. Артюшков [1969, с. 250] считал, что возможно разрастание без погружения, только за счет сжатия в зонах скупивания. Однако и погружения литосферы в зонах субдукции трактуются им иначе, чем настоящей моделью глобальной тектоники. Так же как автор работы [Добрецов, 1977, 1980], он приходит к выводу, что на большей части океанов литосфера легче вещества астеносферы и не может погрузиться в нее. Только на активных окраинах континентов, где мощность аномальной мантии несколько сот (до 700) километров и она содержит много легких «выплавков», литосфера становится тяжелее и «тонет» в астеносфере (при незначительной роли сжимающих сил). Данный вывод о плотностной инверсии ничем не обоснован, но еще труднее объяснить относительно постоянный наклон пассивно «тонущих» литосферных плит. Для этого приходится допустить [Артюшков, 1969] «подпорку» в виде поднимающегося от ядра легкого материала как раз под погружающейся плитой (см. рис. 51). Кроме того, погружающаяся, разбитая разломами, разорванная тяжестью собственного веса плита, как отмечает Е. В. Артюшков, не способна передать значительные усилия остальной океанической плите и мало способствует (если способствует вообще) расширению океанического дна.

Нетрудно видеть, что в геодинамике Е. В. Артюшкова много общего с представлениями, изложенными автором [Добрецов, 1977, 1978, 1980]. В частности, для окраинных морей, как и для океанических и континентальных рифтов, предложен сходный механизм — автономное растяжение, созданное разрастанием аномальной мантии (астеносферы в нашем понимании).

В то же время представления о всплывании твердого кристаллического вещества (а не сопряженных движениях расплавов), о необходимости субдукции и механизме этой субдукции остаются весьма спорными. Еще больше это относится к образованию впадин внутренних морей (типа Черного моря), для объяснения которых Е. В. Артюшков привлекает не только образование легкой нагретой мантии, но и фазовый переход базальт—эклогит: «утяжеление» вследствие этого нижней части коры приводит к погружению эклогитизированных блоков в астеносферу. Здесь все с нашей точки зрения неточно или неверно. В таких структурах главное — «уничтожить» гранитный, а не базальтовый слой; эклогитизация здесь не помогает. Кроме того, при нагревании должен происходить обратный переход — деэклогитизация. Если же предполагать чисто кинетический эффект нагревания для перехода метастабильного габбро в эклогит, то трудно понять, как габбро могут сохраняться на большой глубине под континентами, если осно-

вание коры претерпело здесь многократный высокотемпературный метаморфизм.

Таким образом, главная проблема современной геодинамики — это образование окраинных, средиземных морей и островных дуг, а также возможность проявления субдукции. Петрологические материалы о закономерностях проявления андезитового вулканизма в островных дугах и базальтового вулканизма в их основании (в молодых дугах) и тыловой зоне (см. рис. 20—22), а также особенности глаукофансланцевого метаморфизма (см. рис. 45—47) либо индифферентны к модели субдукции (т. е. в равной мере допускают и другое объяснение, связанное с утолщением коры и разрастанием астеносферы), либо противоречат ей.

На рис. 52 показан наш вариант современной геодинамики Земли. Главной его особенностью в отличие от моделей тектоники плит является выделение в активных зонах локальных линз или ареалов развития астеносферы (аномальной мантии, по Е. В. Артюшкову), часть из которых представляют самостоятельные конвекционные ячейки. Их форма и характер развития различны под океанами, окраинными и средиземными морями и внутриконтинентальными рифтами.

Под Срединно-Атлантическим хребтом, который 100—150 млн. лет назад был внутриконтинентальным рифтом, прослеживается линейная цепочка из нескольких конвектирующих линз астеносферы. В осевой части большинства из них наблюдаются вулканические плато или архипелаги с проявлениями щелочно-базальтового вулканизма, которые рассматривались [Morgan, 1971; Wilson, 1973] как «горячие точки» — выходы мантийных струй. Они могут соответствовать проекции каналов в нижней мантии по нашей модели или модели Е. В. Артюшкова. В Северной Атлантике, которая согласно палинспастическим реконструкциям в раннем мезозое была частью Тетиса [Океанология..., 1978], наблюдаются реликтовые, или отмершие, ячейки, смещенные к западу или востоку от современного Срединно-Атлантического хребта (например, с отмершим срединным хребтом в проливе Дрейка, в районе Фарерских островов, к северо-западу от Норвегии и т. д.). Вместе с ячейками Карибского бассейна они образовывали в мезозое единую с Тетисом субширотную систему. В Альпийском поясе остались лишь небольшие океанические бассейны (Балеарское, Тирренское, Черное и другие моря), которые частично соответствуют отмирающим линзам астеносферы, активно расширившимся в мелу — палеогене или неогене (например, Черное море и Южно-Каспийская впадина), частично, вероятно, представляют реликты Тетиса, задвигаемые континентальными плитами и островными дугами.

В Восточной части Тихого океана на большей его площади располагаются одна или две крупные конвектирующие ячейки, окаймленные более мелкими второстепенными. Эти ячейки и характеризуются максимальным расширением океанического дна (см. рис. 11), наличием нескольких центров растяжения, мигри-

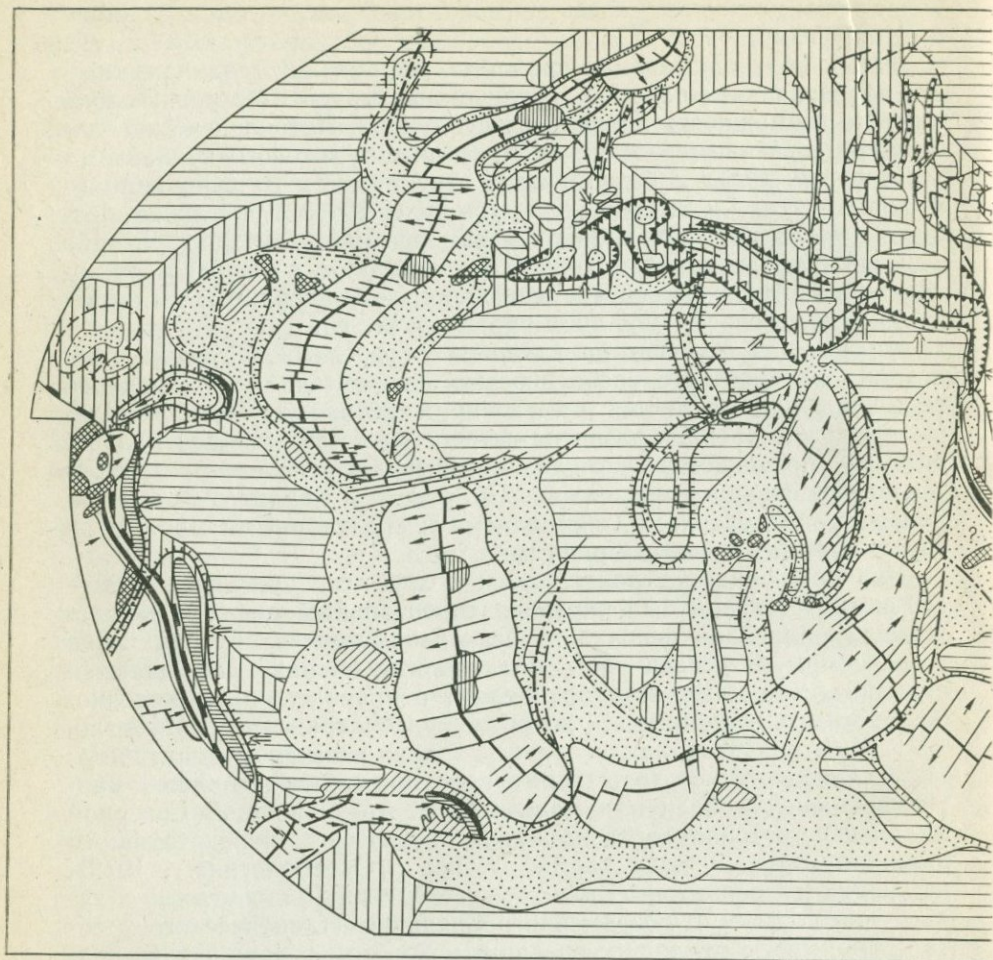
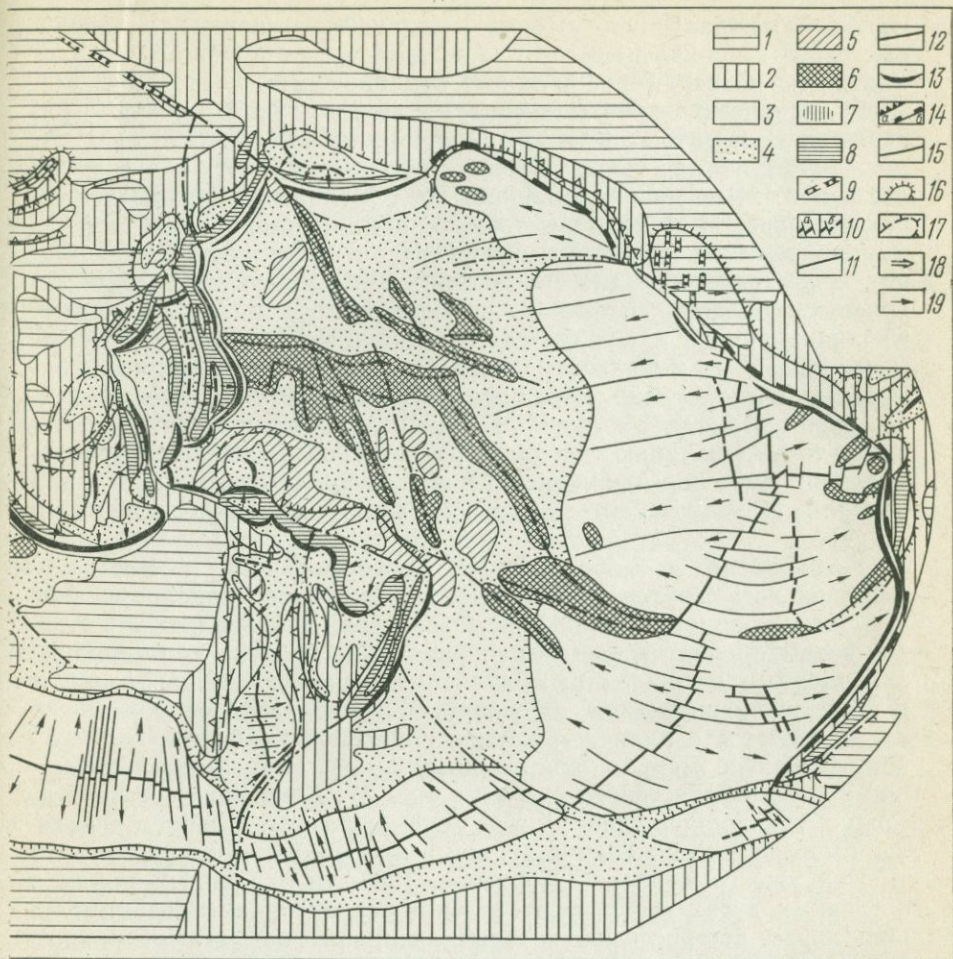


Рис. 52. Схематическая карта современной геодинамики Земли. Составил ред. Л. П. Зоненшайна и О. Г. Сорохтина [Океанология..., 1979].

1—2 — континентальная кора древняя, преимущественно >1,7 млрд лет (1), сформированного склона; 3 — океаническая кора срединноокеанических хребтов (образованная в кайнозойскую эру преимущественно в мезозое, а также кора окраинных и срединных морей); 5 — асейсмичные древняя океаническая кора (?); 6—8 — зоны активного вулканизма (6 — океанического типа, 7 — срединноокеанических хребтов, 8 — преимущественно андезитового островодужного и вулканизмом); 10 — осевые зоны срединноокеанических хребтов действующие (а), отмершие (б); 11 — трансформные разломы и прочие сдвиги; 13 — глубоководные желоба; 14 — границы надвигания лайского типа; 15 — то же, древние (палеозойские и мезозойские); 16 — предполагаемые границы в конце мезозоя — кайнозоя; 18—19 — направление движения плит (18 — континентальная, 19 — океаническая).

рующих во времени (см. рис. 51), и распространением астеносферы под Северную и Южную Америку с возникновением здесь андийского и калифорнийского типов континентальных окраин, что связано, в свою очередь, с надвиганием Северной и Южной Америки на океаническую литосферу, утолщением и плавлением континентальной коры. Конвекция под континентами приобретает



Н. Л. Добрецов (1979 г.) с использованием «Геодинамической карты мира» под

ная или переработанная в фанерозе (2), граница проведена по основанию континентальное и подстилаемая линзами астеносферы; 4 — океаническая кора, сформированная приподнятия и хребты в океанах приразломные и неясного генезиса (зоны скучивания (?), лейт-щелочнобазальтового гавайского типа, 7 — щелочно-базальтового на срединноокеанического типа); 9 — внутриконтинентальные рифты (MZ_г—KZ) со щелочно-базальтовым и предполагаемые (6); 11 — крупнейшие сдвиги, границы скольжения плит; 12 — трансформации столкновения континентальных плит (а — андийского, калифорнийского и б — гима-границы астеносферных линз и конвекционных ячеек; 17 — то же, исчезающие или от-отальных и 19 — океанических, совпадающих с течениями в астеносфере)

очень сложную турбулентную форму и распадается нередко на более мелкие струи и ячейки [Anderson, Perkins, 1975]. Для Восточного Тихоокеанского поднятия характерен и особый тип срединноокеанических базальтов с повышенными титанистостью и щелочностью. Все это можно объяснить существованием здесь наиболее мощной и быстро конвектирующей астеносферной линзы,

глубинные каналы под которой плохо диагностируются. Мантийные струи с проявлением щелочно-базальтового вулканизма более отчетливы на периферии в форме вулканических плато (рис. 51).

Вулканические хребты в западной части Тихого океана (Гаввайский, Императорский и др.) могут представлять либо след от движения плит над такой горячей струей (каналом), либо (что более вероятно, по нашему мнению) след трещины, последовательно приоткрывавшейся по мере остывания и отмирания астеносферы и проникновения глубинных анатектических выплавок. Вся западная часть Тихого океана напоминает раздробленную и деформированную область, состоящую из микроплит, а не единую плиту. Сходная картина наблюдается и в Индийском океане, где кроме многочисленных микроконтинентов встречается множество астеносферных ячеек и линз. Наиболее крупные и активные, естественно, располагаются в осевой части океана, другие — на периферии — только начинают активно развиваться (Аденская, Красноморская, Восточно-Африканская) или, наоборот, отмирают или отмерли (Сейшельская, Мадагаскарская, возможно, Бенгальская?).

Установлено, что образованию Красноморского и Восточно-Африканского рифтов предшествовало крупное куполообразное вздутие с трапповым и щелочно-базальтовым вулканизмом, которое затем сменилось собственно рифтовой стадией с латерально проявленным очень пестрым вулканизмом, включая карбонатиты и ультращелочные лавы. Это вздутие и последующее обрушение коррелируются с наличием крупных линз астеносферы (аномальной мантии) с магмогенерирующими выступами и выклинивающимися слоями астеносферы (см. рис. 7). Конвекция здесь, возможно, только зарождается, и по мере ее развития происходит более быстрое раздвижение плит, как в Аденской ячейке.

Как уже отмечалось [Добрецов, 1980], в окраинных морях и островных дугах существуют автономные активно конвектирующие линзы астеносферы, которые возникли на асимметричном краю континента и способствовали одностороннему отодвиганию островных дуг и микроконтинентов. Субдукция более вероятна в андийском типе окраин. Сомнительна и схема Е. В. Артюшкова с «подпоркой» в виде глубинной струи (см. рис. 51). Преобладание здесь андезитов, как и в андийском типе, связано с появлением промежуточных очагов и плавлением утолщенной островодужной коры. Роль обрушения и плавления эклогитизированных блоков или особого состава амфиболитизированной мантии недостаточно выяснена.

Эндогенные процессы в складчатых областях

Рассмотрим региональную корреляцию эндогенных процессов и их реперных продуктов с учетом как временного «среза» (на данный интервал времени), так и направленности или унаследованности развития в течение длительного промежутка, опираясь

на огромный фактический материал, накопленный «континентальной» геологией.

Развитием классической теории геосинклиналей можно считать типизацию эндогенных режимов материков [Белоусов, 1975, 1978]. Последние рассматриваются как последовательные крупные этапы направленного развития земной коры и тектоносферы в целом. Определяющим процессом, по мнению В. В. Белоусова, являются активизация и дифференциация астеносферы, которая вызывает нагревание коры (с соответствующим запаздыванием или инерционностью) и образование мантийных магм, проникновение которых в кору и взаимодействие с ней зависят также от характера проницаемости коры.

В то же время каждому эндогенному режиму соответствуют специфические типы структур континентов, для которых данный режим являлся определяющим [Белоусов, 1978]. Так, в западной части Альпийской области (Западные Альпы, Динариды) важнейшими являлись офиолитовая и инверсионная стадии эвгеосинклинального режима; мнoгеосинклинали не представляют здесь самостоятельных центров инверсионного развития. Герцинская геосинклиналь Южного Тянь-Шаня представляет пример сочетания мио- и эвгеосинклинального режима со многими центрами инверсионного развития, Верхояно-Колымская область — простого мнoгеосинклинального режима, Кавказ, Центральный Казахстан и Северный Тянь-Шань — орогенного эпигеосинклинального режима, современные рифты и провинция Бассейнов и Хребтов в Северной Америке — рифтового режима.

Типы активных зон и их палеоаналоги с точки зрения приложения теории тектоники плит приведены в табл. 19. Латеральная типизация приемлема только для определенного интервала времени; это трудно учитывать при выделении палеоаналогов современных активных зон, особенно при палинспастических реконструкциях в древние эпохи. Активные зоны невадийского типа выделены только в палеоаналогах; предполагается, что они представляют результат столкновения островной дуги и континента [Зоненшайн и др., 1976]. В палеоаналогах островодужного типа зону батолитов, параллельную андезитовым поясам, можно рассматривать как наложение невадийского типа на островодужный, но так ли это — неясно. Разделение андийского, невадийского и гималайского типов в палеоаналогах также вызывает затруднения.

Как в схеме В. В. Белоусова, так и в табл. 19 учтены главным образом особенности тектоники и магматизма, а также металлогении; особенности метаморфизма использованы недостаточно. Мы опирались на главные особенности всех эндогенных процессов, а именно: при характеристике магматизма — на формации гранитоидного плутонизма (включая габбро-гранитные серии), андезитовые и базальтовые формации и офиолиты, при характеристике метаморфизма — на соотношении комплексов глаукофансланцевого, андалузит-силлиманитового и дистен-силлиманитового типов, характерных для активных зон и складчатых областей, а при

Типы современных активных зон и их
[Зоненшайн и др..., 1976;

Границы	Тип современных активных зон	Палеоаналоги	Тектоническая обстановка
Наращивания (дивергентные)	Срединноокеанических хребтов	Тродос (Кипр) и другие офиолиты	Зоны растяжения и наращивания океанической коры
	Внутриконтинентальных рифтов (красноморский)	Грабен-рифты (Рейнский, Западно-Сибирский и др.)	Зоны растяжения и разрыва континентальной коры
Поглощения (конвергентные)	Островодужный (Япония, Курилы и др.)	Закавказье, Карпаты (К—Р), Рудный Алтай (PZ ₂₋₃), запад Центрального Казахстана (О)	Зоны субдукции и формирования окраинных морей (вторичного растяжения или проплавления)
	Андийский	Охотско-Чукотский пояс (К—Р), Казахстанский (D—C)	Пологопадающие зоны субдукции с одновременным продвижением континента
Столкновения (конвергентные)	—	Невадийский батолитовый пояс Сев. Америки (I—K), пояс Южной Америки (K—P)	Столкновение островных дуг (и микроконтинентов) с континентальной плитой (?)
	Гималайский	Каледониды Аппалач и Норвегии	Столкновение континентальных плит и утолщение континентальной коры
Смешанные (наращивания + поглощения)	Калифорнийский (Калифорнийский залив, провинция Бассейнов и Хребтов)	Монголо-Охотский пояс (MZ), Джунгаро-Балхашская область (C—P)	Перекрытие континентальной плитой срединноокеанического хребта (?)

палеоаналогов с позиции тектоники плит
Океанология..., 1979]

Магматизм		Металлогения	
Внутренняя подзона	Внешняя подзона	Внутренняя подзона	Внешняя подзона
Плагиотолиты и офиолиты I типа	Локально щелочные базальты и толиты гавайского типа	Fe, Mn±Cu, Zn; Cr, Pt-офиолиты	?
Базальты (от толитов до щелочных), щелочные породы	Ощелоченные траппы, локально щелочные породы	Fe, Mn, Cu, Pb, Zn, TR, Nb, Ta	TR, Nb, Ta
Андезитовый (известково-щелочный) ± дациты, габбро-плагиограниты	Щелочные базальты; в древних — зона столкновений с гранитными батолитами (невадийский тип)	Cu, Pb, Zn±Au (колчеданные и «куроко»), Cu-Mo	Cr, Ni, асбест (в офиолитах), Au, Fe—Cu (в батолитах)
Липарит-андезитовый; диорит-монцитонитовые интрузии (вулканоплутоны)	Редкометалльные и F-граниты, щелочные породы	Au, Mo, Pb, Zn±Cu	Sn, W→TR, Nb, Ta
Кварцевые диориты, трондjemиты; локально липариты, андезиты	Гранитные батолиты (многофазные или полихронные), метаморфизм (?)	Au, Au—Mo	Pb, Zn, Au, Cu, Mo±W
Граниты, локально липариты; метаморфизм	Отсутствует (?) или покровы офиолитов на пассивную окраину	Локально Sn, W, Mo, Ta, Nb	Mo, Sn, Pb, Zn
Андезиты (кавказского типа), локально граниты и диорит-монцитоны	Щелочные (рифтовые) базальты и липарит-базальтовая серия	Локально Pb, Zn, Cu, Au, Mo±Cu	Sn, W, Nb, Ta

Типы складчатых областей, отличающихся по эндогенному режиму

Тип эндогенного режима	Примеры	Особенности			Вероятная ретроспективная геодинамика
		метаморфизма	магматизма	тектоники	
Европейский	Герциниды Западной Европы, Алтае-Саянская область, Казахстан	Преобладание андалузит-силлиманитового типа 7, наложенного иногда на другие типы* (?) 2, 3, 8 и приуроченного к зонам антиклинальных поднятий и «куполам». Вне поднятий — преобладание типа 4	Обилие пост-складчатых постметаморфических гранитоидов; редкость офиолитов (гипербазитов) и кислых эффузивов	Периферийные надвиги (вне зон метаморфизма) или редкость их; блоковый или куполовидный характер структур	Активный край континента и зона столкновения гималайского типа (?)
Уральский	Урал, каледониды Шотландии и Норвегии, Аппалачи	Преобладание и унаследованная повторяемость дистен-силлиманитового типа 8 в сочетании с глаукофановым (9—10) и зеленосланцевым (4, 5) метаморфизмом (в разных зонах)	Обилие офиолитов (гипербазитов, габбро), умеренное количество гранитоидов, позднее проявление кислых вулканитов	Линейные структуры, надвиги; вытянутые купола в зонах поднятий, сопровождаемых диапиризмом	Палеоокеан типа Атлантики, а затем система крупных рифтов (эвгеосинклиналей) вблизи платформ
Альпийский	Альпы, Динариды, Турция, Иран, Коряк-	Преобладание зеленосланцевого и глаукофансланцевого мета-	Обилие офиолитов, базитов, редкость грани-	Широкое развитие крупных надвигов, зон	Зона палеоокеана Тетис и зоны обдукции
	ская складчатая область	морфизма (4, 5, 9, 10), наложение на них типов 8 и (или) 7. Редкость типа 7	тоидов и андезитов	меланжа, ассоциирующих с типами 5, 9, 10; лежащие складки	(деформации океанической коры?)
Тихоокеанский	Япония, Сахалин, Камчатка, Новая Зеландия	Контрастность: парные параллельные пояса типа 9+5 и 7, редкость типа 8 (а также 3 и 6 и др.), широкое распространение типов 4 и 5	Контрастное сочетание гипербазитов (офиолитов) в поясах 9+5 и гранитоидов, андезитов, риолитов в поясах 7	Надвиги в сочетании со сдвигами и куполами; неоднородная (контрастная) складчатость	Система островных дуг и окраинных морей
Срединноокеанический	Срединно-Атлантический хребет	Преобладание типов 4 и 5, а также 7 (в базитах)	Плагиотолиты, редко щелочные базальты; отсутствие гранитоидов, редкость кислых эффузивов	Линейное поднятие (хребет) с осевыми рифтами, трансформные разломы	Нарастающая океаническая плита

характеристике тектонической обстановки — на характер фундамента (наличие офиолитового или древнего континентального фундамента), складчато-покровное или складчато-глыбовое строение и унаследованность развития.

При составлении и анализе карт метаморфизма СССР, Европы и Азии выяснилось, что названные главные особенности магматизма, тектоники и метаморфизма тесно коррелируются друг с другом. На этой основе было выделено пять типов послепротерозойских складчатых областей (табл. 20). Раннедокембрийские (дорифейские) складчатые области имеют определенную специфику (см. ниже).

Европейский тип складчатых областей выделен на примере герцинид Западной Европы [Глебовицкий, 1973]. К этому же типу близки байкалиды и каледониды Алтае-Саянской складчатой области (исключая Западный Саян и Салаир), палеозоиды и мезозоиды Забайкалья, палеозоиды Казахстана и Австралии. Для этих областей надвиги не характерны (исключая отдельные зоны), а складчатость нередко имеет глыбовый характер. Выходы офиолитов редки и расположены в периферических зонах вне зон высокотемпературного метаморфизма. Широким распространением пользуются кислые эффузивы и гранитоидные батолиты разного возраста, причем часть из них парагенетически связана с зональным метаморфизмом, другая, нередко преобладающая часть гранитоидов — постметаморфическая. Для Алтае-Саянской области и для соседних областей характерны обилие постметаморфических раннепалеозойских гранитоидов и их повторное широкое развитие в герцинский этап, сопряженное с липарит-андезитовыми накоплениями в наложенных прогибах. В форме тектоно-магматической активизации они проявлены ареально во всей Центральной Азии [Леонов, 1979]. Подобная андезит-гранитоидная активизация, но мезозойского времени, проявлена в Забайкалье и в других районах Восточной Азии, причем она наследует позднепалеозойскую активизацию [Литвиновский, 1978]. Одновозрастные герцинские гранитоиды в Западной Европе связаны с проявлением зонального метаморфизма и представлена конформными параавтохтонными телами либо несколько более поздними секущими интрузиями (см. рис. 40). В Австралии, как отмечалось, граниты типа S коррелируются с зональным метаморфизмом, а типа I с метаморфизмом в коре не связаны и распространены во внешней (океанической) зоне.

Зональный метаморфизм, близкий по возрасту с гранитоидами, представлен во всех случаях андалузит-силлиманитовым или переходным андалузит-дистен-силлиманитовым типом (см. табл. 15). Часть последних, как в Западной Европе, представляет результат наложения андалузит-силлиманитового типа на блоки более древнего фундамента дистен-силлиманитового типа. Герцинский метаморфизм в Западной Европе проявлен лишь в осевом поднятии, образуя Молданубский метаморфический пояс (рис. 53). В Алтае-Саянской области аналогичный метаморфизм

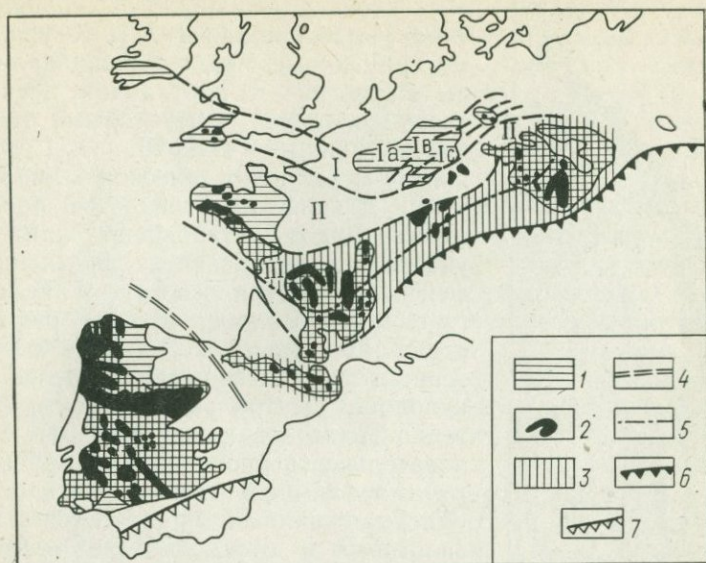


Рис. 53. Положение Молданубского метаморфического пояса в структуре Европы. По Ж. Обуэну [1961] и В. А. Глебовицкому [1973].

1 — выходы мезозойских пород; 2 — граниты герцинские или регенерированные в герцинское время; 3 — область герцинского регионального метаморфизма; 4 — ось центростремительной симметрии; 5 — ось центробежной симметрии; 6 — герцинские надвиги; 7 — альпийский надвиг

имеет байкальский (R) или раннекаледонский (E_3 —O) возраст (см. рис. 42 и 44). Более поздние герцинские разломы срезают метаморфическую зональность, поэтому во многих случаях поясовое их распространение обусловлено постметаморфическими разломами [Лепезин, 1977]. В Австралии, Европе и Забайкалье зональные метаморфические комплексы нередко образуют вместе с гранитами цепочки гранито-гнейсовых или гранитно-метаморфических куполов соответствующего возраста (каледонского, герцинского, мезозойского). Большинство рассмотренных районов сопоставляются с андийским типом (см. табл. 19), но устанавливаются переходы к невадийскому и гималайскому типам. Так, палеозойды Европы, как и расположенная на противоположной стороне Атлантики складчатая система Аппалачей, рассматриваются в палеозое (начиная с E_3) как активная окраина андийского типа, а с закрытием палео-Атлантики в конце силура — как аналог Гималайского пояса [Зоненшайн и др. . . , 1976]. Подобная эволюция намечается и в Алтае-Саянской области, хотя имеются аналоги и невадийского, и тихоокеанского типов. В Лахланском поясе Австралии в палеозое одни авторы видят сходство с андийским типом активных зон, другие предполагают более сложную эволюцию [Crust and upper . . . , 1979].

Уральский тип выделен нами в качестве самостоятельного [Добрецов, Лепезин, Хлестов, 1976], хотя другие исследова-

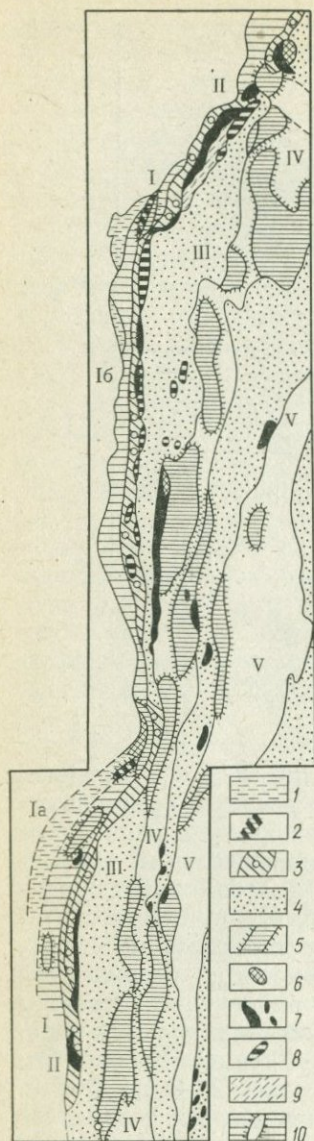


Рис. 54. Метаморфические зоны Урала. По Н. Л. Добрецову, Г. А. Кейльману и др. [1971; *Metamorphic...*, 1978].

1 — слабо метаморфизованный рифей; 2 — проявления зонального метаморфизма переходного типа; 3 — глаукофансланцевый пояс и проявления глаукофановых сланцев; 4 — зеленокаменные прогибы PZ_{1-2} ; 5 —

тели считают его аналогом альпийского типа [Глебовицкий, 1973]. К уральскому типу кроме Урала близки каледониды Норвегии и Шотландии, северная часть Аппалачей, с некоторыми отклонениями Южный Тянь-Шань, Северный Памир и частично палеозониды, включенные в Альпийский складчатый пояс.

На Урале установлено длительное унаследованное развитие в течение рифейского (доуральского) и каледоногерцинского циклов, причем рифейские этапы проявлены в Западно-Уральской зоне и фундаменте «гранито-гнейсовых куполов» Центральной подзоны и Восточно-Уральской зоны (рис. 54). Последовательность проявления магматизма и метаморфизма в течение каледоногерцинского цикла на Урале такова: 1) базальтовый и андезитобазальтовый вулканизм, формирование офиолитов в окраинных морях (?) и островных дугах (500—450 млн. лет), 2) глаукофанзеленосланцевый и зеленокаменный метаморфизм (420—380 млн. лет); 3) дистенсиллиманитовый плутонометаморфизм и формирование гранитов (около 370 млн. лет), 4) граниты и локальный метаморфизм (около 310 млн. лет), 5) граниты (280—220 млн. лет). Проявление кислого вулканизма началось около 370 млн. лет и продолжалось до перми. Эта последовательность в общих чертах сходна с альпийским типом активных зон (см. ниже), но андалузит-силлиманитовый тип метаморфизма на Урале отсутствует, глаукофановый метаморфизм и надвиги проявлены в меньшей степени, гранитов больше, хотя роль офиолитов еще значительнее, чем в Альпах.

гранито-гнейсовые купола дистенсиллиманитового типа с палеозойским сланцевым обрамлением; 6 — выходы пород двупироксеновой фации; 7—8 — главнейшие тела офиолитов (7) и габбро (8); 9 — blastomylonites фаций B_2 и B_3 по офиолитам и вулканитам; 10 — зеленосланцевый рифей с зональными рифейскими комплексами дистенсиллиманитового типа. Зоны: I — Западно-Уральская (подзоны: Ia — Западная и Ib — Центральная), II — Главной Уральской линии, III — Тагил-Магнитогорская, IV — Восточно-Уральская, V — Зауральская

Наиболее характерна для Урала унаследованность тектонического развития, метаморфизма и магматизма с заметной эволюцией (массовое появление гранитов и пр.) только в герцинское время. Все многократные проявления высокотемпературного зонального метаморфизма, охватывающие огромный интервал в 1300—300 млн. лет, относятся к одному дистен-силлиманитовому типу и нередко локализованы в одних и тех же куполовидных структурах. На Урале по крайней мере дважды сформировались офиолиты, нередко в одной и той же зоне [Петрология..., 1977]. В этой же зоне, вдоль Главной Уральской линии, дважды (или трижды, по Г. А. Кейльману) проявился глаукофановый метаморфизм, сопряженный с крупнейшими надвигами (см. рис. 54). На всех догерцинских этапах резко преобладали базитовые формации. Лишь на заключительном этапе каледоно-герцинского цикла происходят затухание метаморфизма, базитового вулканизма и возрастание роли гранитоидов. Эти особенности магматизма и метаморфизма, а также общая линейность структур Урала отличаются его и от европейского, и от альпийского типов.

В Шотландии и Норвегии проявились те же два цикла (докембрийский 1,8—0,6 млрд. лет и каледонский 0,55—0,37 млрд. лет) со сходным дистен-силлиманитовым типом метаморфизма [Metamorphic..., 1977]. В Норвегии широко распространены эклогит-дистен-гнейсовые комплексы, сопоставимые с уральскими, но глаукофановые сланцы известны лишь локально. Формирование гранитов в палеозое происходило в два этапа, один из которых близок по возрасту к этапу дистен-силлиманитового метаморфизма (490—500 млн. лет), другой (415—370 млн. лет) посттектонический и постметаморфический.

В Аппалачах параллельно палеозоидам протягивается Гренвильский складчатый пояс, сопоставимый с рифейскими комплексами Урала. В Гренвильском поясе одноименная фаза складчатости (около 1100 млн. лет) сопровождается дистен-силлиманитовым метаморфизмом, сходным с уральским. В раннем палеозое офиолиты северной части Аппалачей оказались надвинутыми на пассивную окраину континента (на Гренвильский пояс), поэтому глаукофановые сланцы здесь не встречаются. Но сами офиолиты весьма близки к офиолитам Урала [Пейве, 1973; Coleman, 1977; Петрология..., 1977]. Для северо-восточной части Аппалачей характерен линейный тип складчатости с многочисленными надвигами; к юго-западу складки становятся более открытыми, появляются многочисленные купола, офиолиты исчезают, а роль гранитов увеличивается, одновременно дистен-силлиманитовый тип метаморфизма сменяется андалузит-силлиманитовым [Stydy..., 1970]. Таким образом, уральский тип метаморфизма по простиранию сменяется европейским; последний появляется там, где предполагается осколок древнего Африканского континента (блок Нова-Скоша), прижатый к Североамериканскому.

На продолжении Уральских структур к юго-востоку, в Южном Тянь-Шане, проявлены те же этапы глаукофансланцевого мета-

морфизма (1100, 400—420 млн. лет) в ассоциации с офиолитами и крупными надвигами, фиксируемыми олистостромами и меланжем вдоль северной границы Южного Тянь-Шаня. С палеозойскими гранитами тесно связан зональный метаморфизм переходного или андалузитового (в отличие от Урала) типа (см. рис. 39); последние наиболее четко проявлены в Южном Тянь-Шане или в пограничной области Срединного Тянь-Шаня. Их возраст примерно коррелируется с уральскими эпохами зонального метаморфизма (400—370 и около 310 млн. лет). Широкое проявление метаморфизма андалузитового типа, сочетание линейных структур с офиолитами и глаукофановыми сланцами и блоковых структур с обильными гранитоидами отличают Тянь-Шань от Урала.

Для уральского типа, таким образом, характерно полициклическое развитие, причем в каждом последующем цикле уменьшаются интенсивность и масштабы зеленосланцевого и глаукофанзеленосланцевого метаморфизма и возрастает роль зонального метаморфизма, с еще большим запаздыванием — роль гранитоидов. В соседних областях разнотипные процессы магматизма и метаморфизма закономерно сопряжены и смещаются в направлении миграции тектонической активности. Например, в Южном Тянь-Шане в позднем ордовике — раннем силуре происходил зеленосланцевый (синскладчатый) метаморфизм, а в то же время в жесткой «раме» Северного Тянь-Шаня — зональный андалузитовый тип метаморфизма и гранитоидный магматизм, лишь локально проявленные в Южном Тянь-Шане. Следующие этапы активности в карбоне и перми характеризовались в Южном Тянь-Шане проявлением зонального андалузитового метаморфизма и массовым внедрением гранитоидов, а в соседней области Северного Памира — зеленосланцевого синскладчатого метаморфизма.

Между уральским и европейским типами эндогенного режима устанавливаются взаимопереходы, хотя в крайних своих прототипах (герциниды Европы и Урала) они различаются довольно резко. Внутри областей европейского типа выделяются локальные зоны уральского типа, например в Алтае-Саянской области — Салаир-Западно-Саянская зона, в палеозоидах Австралии — Брисбенский пояс или зона [Добрецов, 1974; Добрецов, Пономарева, 1977].

Альпийский тип выделен на примере складчатой области Швейцарских и Франко-Итальянских Альп [Zwart, 1967; Глебовицкий, 1973]. Здесь Альпы широкой дугой окаймляют Аппенинский микроконтинент и на всем протяжении сопровождаются крупными надвигами с офиолитами и зоной эклогит-глаукофансланцевого метаморфизма (см. рис. 46). Уже давно этот район считается эталоном особого типа складчатых областей с широким развитием шарьяжей и альпийской складчатости, а в современной трактовке — областью, образованной в результате закрытия океанического бассейна — Тетиса, с большим количеством микроплит [Dewey, Bird, 1970]. В отличие от активных зон уральского типа для альпийского цикла характерны незначительное развитие гра-

нитридов и кислых эффузивов и закономерная эволюция метаморфизма. Последовательность эндогенных процессов представляется в следующем виде [Metamorphic..., 1977]:

1) раскрытие Тетиса и оперяющих рифтов, формирование офиолитов и «океанических» базальтов, проявление океанского метаморфизма — триас—ранняя—средняя юра (150 млн. лет);

2) первые крупные надвиги офиолитов, сопровождаемые возникновением амфиболитов в Югославских Динаридах (130—150 млн. лет) и проявлением локального эклогит-глаукофанового метаморфизма в Австрийских Альпах (120—100 млн. лет);

3) проявление главной стадии глаукофанового метаморфизма 75—100 млн. лет; (этапы 150—70 млн. лет, возможно, сходны с тектонической и метаморфической историей Западной Калифорнии);

4) зеленосланцевый метаморфизм (55—90 млн. лет), сменяющий глаукофансланцевый в пространстве (ближе к континенту) и во времени (обычно накладывается на глаукофансланцевый); этапы 3 и 4 одновременны с формированием крупнейших надвигов;

5) постнадвиговый дистен-силлиманитовый метаморфизм (33—38 млн. лет), наиболее отчетливый в Тицино-Лепонтинском куполе (см. рис. 46), близкий по времени к монцонит-андезитовому магматизму (30 млн. лет), который проявлен в Западных Альпах очень локально, но резко усиливается в центральных секторах Альпийского пояса;

6) локальный андалузит-силлиманитовый метаморфизм, связанный с гранитами (например, гранитами Бергелл в Швейцарских Альпах) — 22—28 млн. лет, а также проявления гидротерм. диафорез более ранних комплексов и пренит-пумпеллитовый метаморфизм в молассах внешних прогибов (7—20 млн. лет).

Альпийский эндогенный режим имеет много общего с уральским. Это проявляется, во-первых, в том, что более древние комплексы в Альпах, Динаридах и Турции характеризуются теми же особенностями, что и уральский тип, во-вторых, по простиранию альпийский режим, характерный для западных секторов Альпийско-Средиземноморской области (до Турции включительно), в центральных секторах (Кавказском, Иранском) ближе к уральскому типу, а еще восточнее — к европейскому типу (рис. 55).

Центральные секторы Альпийско-Гималайской складчатой области отличаются исключительно широким развитием зон меланжа, включающих чешуи и блоки офиолитов и глаукофановых сланцев. Возраст слабого зеленокаменного метаморфизма офиолитов поздне меловой (доэоценовый), глаукофансланцевого — дискуссионный. По мнению некоторых исследователей, он может быть также поздне меловой, по мнению многих участников «Рабочей офиолитовой группы», проводившей полевою конференцию в Иране в 1975 г., метаморфизм может быть триасовый или даже палео-

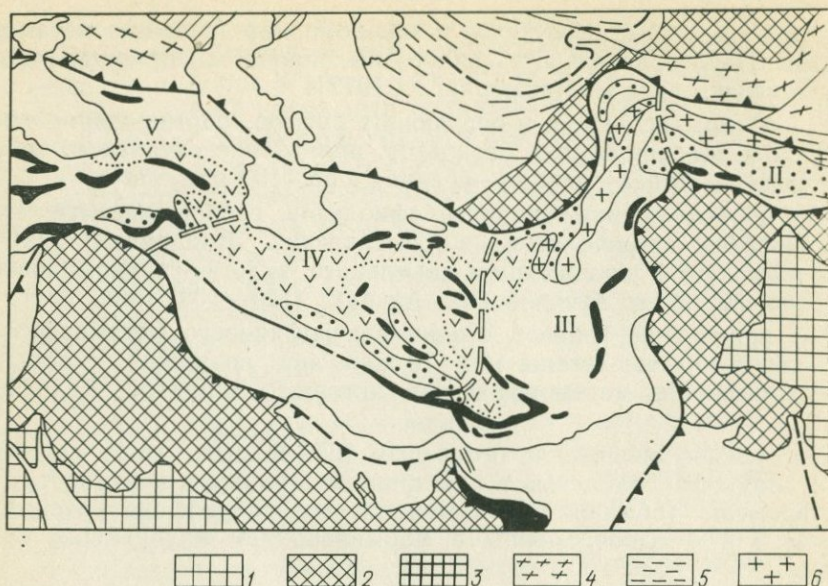
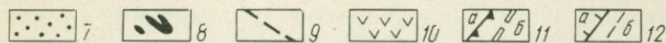
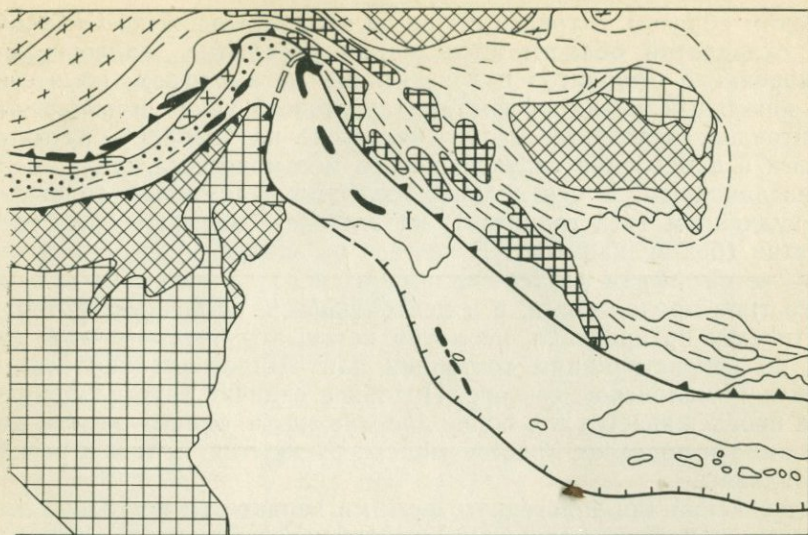


Рис. 55. Схематическая карта метаморфизма и магматизма центральных и восточных морфических комплексов Азии, 1977].

1—2 — докембрийские щиты с высокотемпературными толщами фаций В и В₂ (1) и платформенная метаморфизма в мезозойдах; 4 — палеозойды; 5 — мезозойды; 6—8 — Альпийская область метаморфизма в мезозойдах; 4 — палеозойды, содержащими пластины глаукофановых и зеленых сланцев; 8 — зоны офиолитов с меланжем, содержащими пластины глаукофановых и зеленых сланцев; 11 — границы области дахшанский, IV — Иранский, V — Кавказско-Турецкий); 12 — глубоководный желоб (а)

зоийский, как в Северо-Анатолийском поясе и в других районах Турции [Добрецов и др., 1974]. Лишь в Эгейском поясе и зоне Тавра глаукофановые сланцы являются, вероятно, альпийскими, как и в западных секторах. Локально в связи с альпийскими интрузиями проявлен зональный метаморфизм андалузитового типа, и в местах мощного накопления палеогенового флиша — слабый пренит-пумпеллитовый метаморфизм. Таким образом, альпийский метаморфизм в центральных секторах проявлен слабо. Большая часть зеленосланцевых и зональных комплексов, схематически показанных на рис. 55, относятся к палеозою (с максимумами 420 и 350 млн. лет) или позднему докембрию и преимущественно к диспен-силлиманитовому типу, как на Урале. История их формирования сходна с Уралом, а также Памиром и Гималаями. Магматизм центральных секторов отличается широким распространением андезитовых и дацит-андезитовых формаций эоценового возраста. Подобный вулканизм в западных и восточных секторах проявлен очень локально. Наоборот, новейший вулканизм почти отсутствует в центральных секторах и широко развит в западных. Альпийские гранитоиды чаще встречаются, чем в западных секторах, но относятся и здесь преимущественно к олигоцену — миоцену. Лишь на Малом Кавказе и Северном Иране обнаружены небольшие по площади юрские и раннемеловые гранитоиды.



точных секторов Альпийско-Гималайской области. По Н. Л. Добрецову. [Мета-

формы с неметаморфизованным чехлом (2); 3 — комплексы фундамента и термодинамо- (6 — дистен-гнейсовые комплексы фундамента (?), 7 — зеленосланцевые и зональные ком- сланцев); 9 — меланж и глаукофановые сланцы в палеозоидах; 10 — районы распростра- (а) и ее секторов — б (I — Бирманско-Суматринский, II — Гималайский, III — Памиро-Ба- и прочие границы и их предполагаемое продолжение (б)

В восточных секторах альпийский (и эоценовый, и современный) вулканизм отсутствует, альпийский метаморфизм проявлен еще более слабо, зато появляются многочисленные позднемеловые — палеогеновые гранитоидные интрузии, пространственно и генетически связанные с выступами докембрийского фундамента, сложенного формациями дистен-гнейсового типа с эклогитоподобными породами и мраморами. Это установлено на Памире, где в юго-западном блоке обнажается докембрийский комплекс со сложной историей развития, а в Северном Памире — предположительно раннепалеозойские комплексы дистен-силлиманитового типа. В альпийский цикл сформированы триасово-юрские зональные комплексы андалузит-силлиманитового типа и близкие к ним по возрасту гранитоиды и, наконец, позднемеловые — палеогеновые (преобладающие) гранитоиды памиро-шугнанского комплекса [Метаморфические комплексы..., 1977]. В Гималаях возраст аналогичных по характеру метаморфизма комплексов дискуссионный, возраст преобладающих гранитоидов установлен более определенно (около 60 и около 25 млн. лет). Поскольку породы начиная с позднего палеозоя метаморфизованы здесь очень слабо, то можно предполагать, что метаморфизм в основном происходил в доальпийское время, а радиологические цифры, близкие к вышеприведенным, связаны с омоложением под воздействием гранитов.

Таким образом, в триасе и юре на западе Альпийско-Гималайской складчатой области происходили раскрытие палеоокеана, формирование офиолитов и «океанский» метаморфизм, на востоке — зональный метаморфизм андалузитового типа и внедрение гранитоидов; в позднем мелу — палеогене на западе — крупные надвиги и проявления глаукофанового метаморфизма, сменяемого зеленосланцевым, в центральных секторах — активный андезитовый вулканизм (без гранитов), на востоке — массовое внедрение гранитов (без вулканитов). В неогене на западе описываемой области метаморфизм дистен-силлиманитового, а затем андалузитового типа продолжался, а в центральных и восточных секторах практически прекратился, несмотря на то, что именно в этот период по реконструкциям тектоники плит Индия столкнулась с Азией в Гималайском секторе. Подобное отличие эндогенного режима прослеживается и в более древние эпохи, однако оно трудно объяснимо в пределах простой модели раскрытия Тетиса и распада Гондваны.

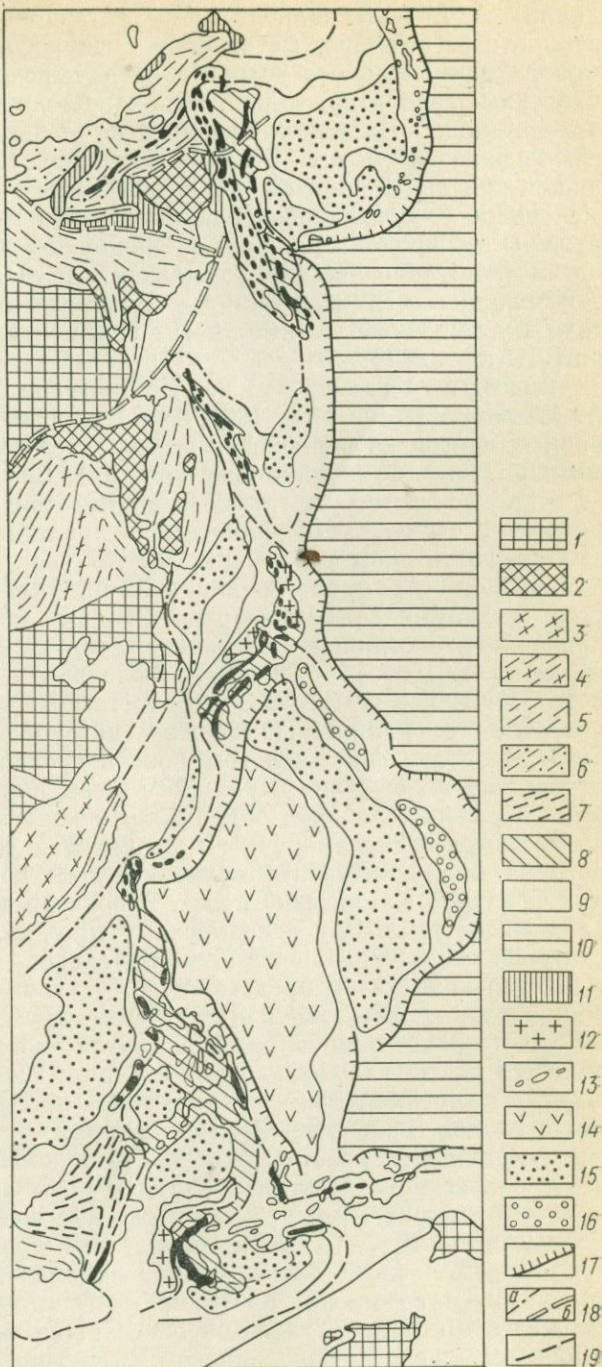
Альпийский тип эндогенного режима характерен не только для западных секторов Альпийско-Гималайской складчатой области, но и для восточной части Тихоокеанского обрамления, от Аляски до Колумбии (особенно для Калифорнии, Кубы и Гватемалы), а также для Корякской складчатой области в северо-западном обрамлении; последняя интересна также длительным развитием, соответствующим альпийскому типу эндогенного режима.

Корякская складчатая область располагается между Чукоткой и Камчаткой (см. рис. 29 и рис. 56). Она характеризуется общим мафическим фундаментом и корой переходного типа (см. рис. 29), обилием офиолитов и зон серпентинитового меланжа, распространением глаукофановых сланцев разного возраста, почти полным отсутствием гранитоидов и появлением липарит-андезитовых вулканитов только на заключительных этапах развития (в неогене) и по этим признакам относится к альпийскому типу.

Корякская область сочленяется с Омолонским срединным массивом (блок Восточно-Азиатского континентального кратона) через Пылгинскую зону, испытавшую дистен-силлиманитовый тип метаморфизма в палеозое и андалузитовый в раннем мезозое. В прибрежной части п-ова Тайгонос прослеживаются парные пояса, аналогичные упомянутым ниже поясам тихоокеанского типа. В остальной части Корякской области прослеживаются только глаукофансланцевые пояса и зоны меланжа; в Пенжинском поясе возраст глаукофанового метаморфизма, ассоциирующего с крупными надвигами офиолитов, палеозойский (450 и 350—330 млн. лет) [Добрецов, 1974]. Пекульней-Ваежский пояс располагается восточнее Пенжинского и на большей своей части представляет тектоническую смесь типа меланжа, в которой присутствуют блоки и чешуи глаукофановых сланцев, для которых известны пока единичные определения возраста около 160 млн. лет. [Метаморфические комплексы..., 1977]. Еще восточнее располагаются Чирыйнайская и Ягельная зоны меланжа, в которых, по

Рис. 56. Схематическая карта метаморфических комплексов Тихоокеанского обрамления. По Н. Л. Добрецову [Метаморфические комплексы Азии, 1977].

1 — раннедокембрийские платформы с фундаментом фации В₁+В₂; 2 — то же, в фундаменте срединных массивов; 3 — протерозойские складчатые области; 4 — то же, активизированные в мезозое; 5—6 — мезозойские складчатые области многоэпиклиналиного (5) и эпигеосинклиналиного (6) типов; 7—8 — кайнозойские складчатые области (7 — внешние и 8 — внутренние зоны); 9 — окраинные моря и желоба; 10 — океанические плиты; 11—12 — выступы докембрийского — раннепалеозойского метаморфического фундамента в мезозойских (11) и кайнозойских (12) областях; 13 — глаукофановые пояса; 14—16 — окраинные моря с низким (14), средним (15) и высоким (16) теплотокком; 17 — глубоководные желоба; 18 — граница кайнозойской складчатой области с океаническим фундаментом (а) и вероятные крупные сдвиги (б); 19 — прочие тектонические границы



данным А. А. Александрова и М. С. Маркова, присутствуют блоки перидотитов, габбро, метагаббро, глаукофановых сланцев, возможно, раннемелового возраста. В Хатырской зоне обнаружены пластины офиолитов, зоны меланжа, блоки зеленых сланцев и эклогитоподобных пород, но в отличие от предыдущих не известны глаукофановые сланцы. В самой восточной, Олюторской зоне, уходящей под дно Берингова моря, офиолиты считаются уже позднемеловыми. Глаукофановые сланцы здесь не известны, но они обнаружены на продолжении ее, в Кроноцко-Карагинской зоне Камчатки [Метаморфические комплексы..., 1977]. Наличие в этой зоне сланцев с глаукофаном и хлоромеланитом не позволяет считать эту зону простым выступом фундамента междугового бассейна [Леглер, 1977].

Тихоокеанский тип. На примере Японии и Сахалина А. Мияширо [Miyashiro, 1961, 1967] обосновал свою концепцию парных поясов, отличавшихся по характеру метаморфизма и магматизма (т. е. по эндогенному режиму). Внешний пояс (Санбогава и др.) соответствует глаукофановому типу метаморфизма, ассоциирует с офиолитами, надвигами и представляет собой эродированную часть зоны субдукции. Другой, как правило, внутренний пояс (Риоке, Абакума, Срединно-Камчатский и др.) характеризуется андалузит-силлиманитовым типом метаморфизма низких давлений и ассоциирует с гранитоидами и липарит-андезитовыми вулканидами (см. рис. 29 и 57). Выделяются три типа парных поясов [Miyashiro, 1972, 1973], соответствующих: а) обычной островной дуге (Япония, Прибрежно-Тайгоносские); б) обращенной дуге, где глаукофансланцевый пояс и предполагаемый желоб образовались со стороны окраинного моря или континента (Сахалин—Хоккайдо, см. рис. 56); в) краю континента, где граниты и андалузитовый метаморфизм проявлены в фундаменте наложенного на край континента вулканического пояса (Сьерра-Невада или Срединно-Камчатский пояс). В последнем случае, относящемся согласно табл. 19 к невадийскому типу, наличие параллельного глаукофансланцевого пояса не обязательно.

В уточнение этих представлений установлено [Добрецов, Курода, 1969; Добрецов, 1974; Метаморфические комплексы..., 1977], что пояс гранитоидов и андалузитового метаморфизма развивается позже глаукофанового и в ряде случаев пересекает его, так что последовательность эндогенных процессов во внутренних зонах сходна с альпийской, а во внешних — с европейской. Разнотипные процессы разобщены и в целом характеризуют контрастность эндогенного режима в параллельных зонах подобно современному контрастному режиму в системе желоб—островная дуга. Следует отметить, что такой контрастный режим существует в северо-западной части Тихого океана начиная с докембрия, причем новые пояса возникают почти на месте старых, лишь несколько смещаясь в сторону Тихого океана. Общее число «циклов», начинающихся с глаукофансланцевого метаморфизма, составляет не менее пяти, начиная с 450 млн. лет. В Японии проявлены три цик-

ла (с началом в 330, 220 и 100—120 млн. лет), в Корякской складчатой области и других районах (в Орегоне и Брисбенском поясе) — четыре цикла, начиная с 450 млн. лет.

Следовательно, складчатые области с различным эндогенным режимом сходны с современными активными зонами. Так, древние складчатые зоны западной части Тихоокеанского складчатого обрамления подобны современным дугам и желобам этого района. Европейский тип соответствует преимущественно андийскому, частично гималайскому типам активных континентальных окраин. Современная история Средиземного моря захватывает и альпийский тип эндогенного режима. Срединноокеанический тип (см. табл. 19) характеризует современные активные зоны типа срединноокеанических хребтов, прежде всего Срединно-Атлантического [Miyashiro, 1973]; естественно, в древних складчатых областях образования срединноокеанического типа в чистом виде не сохраняются. Лишь уральский тип эндогенного режима не имеет отчетливых аналогов среди современных активных зон.

Но отсюда следует другой, не менее важный вывод, который можно сформулировать как принцип унаследованности эндогенного развития. Унаследованность развития давно уже отмечали многие геологи, например, в отношении магматизма, тектоники и металлогении Урала, металлогении (специализации на олово) Северо-Восточной Азии, Тихоокеанского пояса [Билибин, 1955 и др.]. Такие показатели эндогенного режима, как особенности магматизма и метаморфизма, позволяют проследить эту унаследованность с различными вариациями практически во всех складчатых областях на длительном этапе их развития. Наиболее ярко эта унаследованность проявлена на Урале и в северо-западной части Тихого океана, где практически одинаковый эндогенный режим существует с докембрия (возможно, с 1200 млн. лет, по данным Н. А. Богданова, В. И. Шульдинера и др.).

Частичная или полная унаследованность следует и из палеотектонических реконструкций, например проведенных Л. П. Зоненшайном [Океанология..., 1979; Зоненшайн и др., 1976]. Атлантический океан, в своей северной половине, раскрылся примерно на том же месте, где существовала палео-Атлантика, которая была «открыта» еще в докембрии и закрылась в конце силура. Уральская ветвь палео-Азиатского океана, соединявшаяся с палео-Атлантикой и существовавшая еще в докембрии, первый раз закрылась в венде или кембрии, в ордовике вновь открылась и окончательно закрылась в карбоне. Сходство и различие истории палео-Урала и палео-Тетиса, как мы видели, коррелируются с эволюцией эндогенного режима. Следует отметить, что если глаукофановые сланцы характеризуют зоны субдукции и поглощения океанической литосферы, то в позднем докембрии и раннем палеозое (1100—400 млн. лет) они осуществлялись преимущественно в палео-Азиатском океане с его уральской ветвью, ибо здесь концентрируются все древние глаукофансланцевые пояса. В палеозое эта роль перешла к Тихому океану и Тетису. Палео-Тетис, реликты кото-

рого сохранились в виде средиземных морей и северной части Индийского океана, продолжал существовать в течение позднего докембрия и всего палеозоя, но его западная часть закрывалась по крайней мере трижды — в конце кембрия, в конце перьми и (частично) в неогене. Подобная унаследованность, или регенерация древних швов, устанавливается и для более мелких структур (Байкал, Загрос, Кавказ и др.). По заключению Л. П. Зоненшайна и др. [1970, с. 207], «глобальные реконструкции, выполненные для палеозоя, показывают унаследованное положение основных подвижных зон, или границ литосферных плит, в течение длительного времени».

Часть активных зон, выделенных в табл. 19, совпадает с нашими подразделениями; что касается андийского, невадийского и гималайского типов, то они при сходстве тектоники и метаморфизма отличаются лишь по соотношению андезитового вулканизма и гранитоидного плутонизма и характеризуются взаимопереходами во времени и пространстве. Поэтому мы считаем их подтипами одного типа, названного европейским (см. табл. 19). Рифтовый тип, как признает и Л. П. Зоненшайн, в древних складчатых областях в «чистом виде», как правило, не сохраняется и является закономерным этапом в развитии складчатых областей разного типа.

В отношении пространственных и временных корреляций выделенных типов эндогенного режима можно только наметить контуры проблемы. Частично это следует из сопоставления с современными активными зонами. Как уже отмечалось, разнотипные активные зоны по простираюнию могут сменять друг друга. Например, Зондская дуга, продолжающая систему дуг и желобов западнотихоокеанского типа, переходит в Гималайскую активную зону, а последняя смыкалась в палеогене по северному фасу Альпийской области с активной континентальной окраиной андийского типа. В то же время параллельно с системами дуг и окраинных морей западной части Тихого океана сформировался Катазиатский вулканический пояс, соответствовавший, вероятно, андийскому типу. В южной части Анд в меловое время, наоборот, существовала система дуг и окраинных морей. Такие взаимопереходы мы видим на протяжении всей обзорной истории Альпийской и в меньшей мере Тихоокеанской областей.

Но если оценить эндогенные режимы обобщенно, то в рифее и фанерозое тихоокеанский тип окраинных морей, дуг и желобов более характерен для Тихоокеанского сегмента Земли и, вероятно, северного фаса палео-Тетиса, части палео-Азиатского океана, в то время как в обрамлении палео-Атлантики такие режимы были не свойственны, в частности, здесь отсутствуют глаукофановые сланцы.

Намечается и глобальная эволюция эндогенных режимов. В частности, в предьстории Атлантики в рифее (по крайней мере в северном ее обрамлении — Норвегия, Шотландия, Гренвилльский пояс) существовал уральский тип эндогенного режима, в палеозое — преимущественно европейский (андийский) тип, в мезозое —

пассивные континентальные окраины атлантического типа. Если учесть еще и взаимопереходы и тесную связь уральского и альпийского типов, то намечается следующая схема эволюции: тихоокеанский→альпийский⇒уральский→европейский типы→пассивные окраины атлантического типа.

Следовательно, области с альпийским, уральским и западно-тихоокеанским типами эндогенного режима, формировавшиеся в значительной мере на океанической коре, долго сохраняют свою активность и многократно регенерируются; в них наиболее ярко проявляется унаследованность. Европейские (невадийский, гималайский) подтипы, как правило, не регенерируются и нередко переходят в состояние платформы или пассивной континентальной окраины. В этом случае происходят утолщение континентальной коры и ее «проваривание» гранитами, а верхняя мантия, как под древними платформами, в значительной мере истощается. Этот путь кратонизации был вероятным и для древних платформ.

В каждом типе эндогенного режима период активного эндогенного развития распадается на отдельные стадии, которые имеют как общие черты, так и различия, обусловленные разными состоянием тектоносферы и предьсторией. В древние же эпохи на Земле существовала, очевидно, сложная мозаика зон растяжения, сжатия и пассивных блоков, лишь частично напоминающая современную геодинамику.

По данным В. А. Глебовицкого [1973], среди протерозойских областей можно еще найти аналоги вышеописанных типов. В частности, с европейским типом эндогенного режима он сопоставляет свекофениды Южной Финляндии, с уральским — Беломорскую зону на Балтийском щите, хотя имеются и различия. Часть из них можно связать с глубиной эрозионного среза, другие — такие, как отсутствие глаукофановых сланцев, значительное количество габбро-анортозитовых массивов, — со спецификой этого переходного этапа. Но в архейский этап картина была принципиально иной, в частности она отличается однородным проявлением высокотемпературных типов нуклеарного метаморфизма на огромных площадях. Характерно также максимальное развитие гранито-гнейсовых куполов и отсутствие протяженных зон линейной складчатости. Модель тектоники плит, по общему мнению, здесь неприменима.

Для раннедокембрийского этапа В. А. Глебовицкий [1973] наметил два типа эндогенного режима и два пути эволюции, основываясь главным образом на особенностях метаморфизма. «Алданский» путь эволюции характеризуется длительным и медленным (в течение 1,5—2 млрд. лет) развитием с неоднократной структурной перестройкой, но незначительным снижением температуры и давления в пределах двупироксеновой и высокотемпературной амфиболитовой фаций. Установлено, что гранито-гнейсовый, или эндербитовый, «фундамент» здесь создан в наиболее ранние этапы развития. Это относится не только к Алданскому щиту, но и Южной Африке, Гренландии, Австралии, Канадскому щиту и Антарктиде. Нередко этот путь эволюции завершается или сопровождается

ется формированием зеленокаменных позднеархейских поясов (в Канаде, Гренландии, Южной Африке, Австралии) с коматитами и сложными базальт-андезит-липаритовыми ассоциациями.

«Становой» путь эволюции, установленный для Джунгджуро-Станового пояса, Кольско-Норвежской зоны Балтийского щита. Анабарского и Украинского щитов, характеризуется более резким изменением и дифференцированностью условий. Здесь наблюдаются заметное снижение температуры, а в ряде случаев и давления, интенсивный диафторез амфиболитовой фации с одновременным усилением анатексиса и «гранитизации», т. е. смена двупироксенового типа мигматит-гнейсовым (интенсивное наложение «ультраметаморфизма», по В. А. Глебовицкому). Для заключительного этапа характерны условия растяжения с формированием грабенов, отличных от зеленокаменных поясов первого типа, и проявлением зонального метаморфизма андалузит-силлиманитового типа.

По-видимому, по проявлению метаморфизма, истории развития и особенно металлогении существенно отличаются также докембрийские провинции бывших Гондваны и Лавразии [Проблемы... 1978]. Для Гондваны характерны джеспилитовые и гондитовые формации с месторождениями Fe и Mn позднеархейского—раннепротерозойского возраста. В Лавразии в это же время тоже формировались месторождения Fe, но без Mn, нередко с U, или скарнового типа с флогопитом, бором (Балтийский щит). В провинциях Гондваны (Австралия, Африка) уже в архее (около 2500 млн. лет) проявились редкометальные месторождения (Sn-W, Nb-Ta-Li-Cs), связанные с пегматитами и гранитами, которые в Лавразии появились значительно позже. В Гондване раньше (с 3,3 млрд. лет) начали формироваться зеленокаменные пояса с коматитами, раньше (2,3—2,1 млрд. лет) и более интенсивно проявлено Au и Au-U оруденение в черносланцевых толщах (Индия, Южная Африка, Бразилия). Разный возраст и разный характер имеют Cu и полиметаллическое оруденение (Cu, U, Co рифейского возраста в Африке; U, Pb, Zn, Au в Австралии, Cu, Pb, Zn, Ni в Фенноскандии и т. д.).

Таким образом, на основании корреляции эндогенных процессов можно сделать вывод об ограниченном числе эндогенных режимов складчатых областей, часть из которых имеет определенные аналоги в современных активных зонах, а также о длительной унаследованности эндогенных режимов, проявляющейся на фоне их периодических вариаций.

Периодичность эндогенного режима и эпохи активизации

Периодичность геологических явлений и ее причины — кардинальная проблема геологии. В настоящее время наметились два альтернативных решения, которые можно назвать региональной и глобальной концепциями [Леонов, 1979]. Автор склоняется ко второй концепции о наличии глобальных эпох тектогенеза и эндогенной активизации.

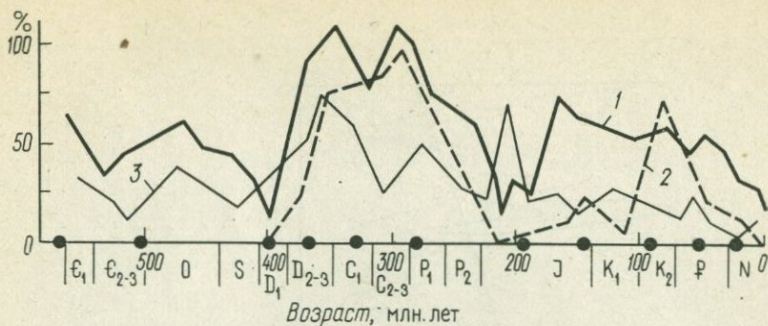


Рис. 57. Периодичность фанерозоя — циклы осадконакопления и этапы складчатости (точки на оси времени). По А. Б. Ронову и др. (1971, 1978 гг.). 1 — площадь осадконакопления по отношению ко всей площади Восточно-Европейской платформы; 2 — доля карбонатных отложений; 3 — доля подводно-вулканогенных формаций на материках (3—30%)

Период крупных глобальных процессов в фанерозое кратен 30 млн. лет и составляет 110—120 или 200—210 млн. Например, в развитии биосферы кроме видовой и родовой изменчивости на границах периодов через 30—35 или 60—70 млн. лет (рис. 57) произошли крупные перестройки (ароморфозы) в венде (начало развития биосферы), в девоне (выход биосферы на сушу), триасе (смена растительности, расцвет насекомых) и четвертичном периоде (появление человека), менее крупные ароморфозы — в середине и конце палеогена. С этими же этапами (с некоторым сдвигом) совпадают и крупные тектонические перестройки, служившие границей байкальского (V—E₁), каледонского и герцинского (D—C₁), киммерийского (конец триаса) и альпийского (до современного периода) тектонических циклов. Эти перестройки фиксируются также регрессиями, максимумами вулканизма (см. рис. 57), гранитного магматизма и метаморфизма (рис. 58). Например, на с. 168 были указаны цифры этапов глаукофансланцевого метаморфизма (1100, 670, 450, 330, 210, 180, 150, 120, 90—70 млн. лет) с периодом 430—220—120—30 млн. лет. Гранитные максимумы сдвинуты относительно этих цифр (см. рис. 58), но в целом повторяют эту периодичность. Период порядка 200 млн. лет был принят в качестве основного при изучении цикличности эндогенных процессов А. И. Тихоновым и др. [1969], В. В. Белоусовым [1975], Е. В. Артюшковым [1978] и др. Сокращение длительности циклов характерно для этапов крупных перестроек.

В более ранние, докембрийские этапы развития Земли выявляются только длительные (≥ 200 млн. лет) периоды эндогенной активности (см. рис. 58). По-видимому, это связано с неполнотой информации, хотя не исключено, что существует общая тенденция убыстрения и усложнения процесса развития в фанерозое. Это отражается в систематическом уменьшении возрастных интервалов (табл. 21, рис. 58).

На рис. 58 линия 3 показывает предполагаемую периодичность эндогенных процессов за всю историю эволюции Земли; учтены

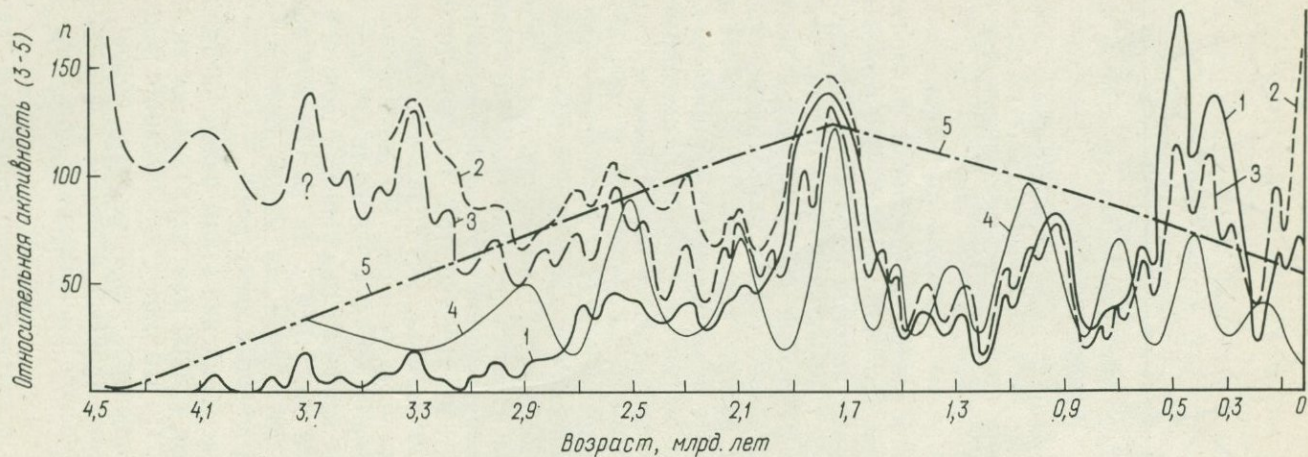


Рис. 58. Периодичность эндогенных процессов:

1 — распределение числа дат (n) абсолютного возраста изверженных и метаморфических пород по Р. Дирнлею [Dearnley, 1966] с изменениями; 2 — предполагаемая кривая с учетом потери части информации для древних пород (левая часть) и пород дна океана (правая часть); 3—5 — теоретические кривые относительной эндогенной (тектонической) активности; 3 — составлена Н. Л. Добрецовым [1980] с учетом кривой 2 и общей модели, 4 — по А. С. Монину и О. Г. Сорохтину [Океанология... 1979], 5 — то же, сглаженная кривая, отражающая рост ядра

не только вышеприведенная периодичность, но и изменение общего энерговыделения в верхних оболочках, а также наличие крупнейших глобальных перестроек эндогенного режима Земли с периодом 400 или 800 млн. лет. (см. табл. 21). Эти перестройки можно трактовать как глобальную активизацию с разрастанием сплошного астеносферного слоя.

Исходная длительность фанерозойских тектонических циклов около 150 млн. лет (по эмпирическим данным) была использована О. Г. Сорохтиным [1974] при вычислении общего числа тектонических циклов n_0 и эволюционной кривой числа этих циклов в истории Земли согласно уравнению

$$dn/dt \approx \Delta n/\Delta t = n_0 C_0 k_0 (1-x)(1-C_0 x)^{-3} x^{2/3} \times \\ \times \left[1 + \ln \frac{1}{1-C_0 x} \right]. \quad (27)$$

При подстановке $\Delta n=1$, $\Delta t=150$ млн. лет, C_0 , k_0 , $x_{\text{совр}}$ — из модели отделения ядра было получено $n_0=40-42$, $n_{\text{совр}}=20-23$ [Сорохтин, 1974; Океанология..., 1977]. На кривую, соответствующую уравнению (27), была наложена периодическая функция

$$S = m/2 (1 - \cos \varphi_0), \quad (28)$$

где S — относительная площадь активных потоков (за вычетом застойных зон); φ_0 — полярный угол, определяющий границы активных потоков; m — число конвективных ячеек. Таким путем выведена полуэмпирическая теоретическая кривая 4 (см. рис. 58), в которой параметры Δt , ($\sim n_{\text{совр}}$), K_0 и φ_0 взяты из эмпирических данных [Океанология..., 1979]. Условие, аналогичное уравнению (28), следует и из моделей нашей и Е. В. Артюшкова, но эволюционная кривая у нас имеет другой вид (см. рис. 58).

Последняя крупнейшая перестройка оболочек Земли началась в мезозое и по существу продолжается до настоящего времени, распадаясь на отдельные фазы с возрастом около 220, 160 и 100 млн. лет. Другие крупнейшие перестройки, названные в табл. 21 глобальной активизацией, соответствуют карельскому ($1,7 \pm 0,1$ млрд. лет), шамвайскому или иенгрскому ($3,3 \pm \pm 0,1$ млрд. лет) тектогенезу; менее отчетливо намечается глобальная активизация около $3,7 \pm 0,1$ млрд. лет. Все эти перестройки не только изменили лик Земли, но сопровождалась изменением эндогенного режима (теплопотока, характера магматизма, метаморфизма), состава атмосферы, условий осадконакопления.

Менее крупные перестройки тоже сопровождалась более частыми фазами складчатости, изменением структурного плана и лика Земли, но они охватывали только одно полушарие или часть его и не привели к существенному изменению эндогенного режима. Такие перестройки названы локальной активизацией. Между ними продолжались этапы периодической эволюции, нарушаемые фазами локальной складчатости.

Структура локальных и глобальных активизаций может быть рассмотрена на примере фанерозойских фаз складчатости и кор-

Крупнейшие рубежи в эволюции верхних оболочек Земли

Эпоха активизации	Возраст (мрд. лет)	Литосфера и кора*	Атмосфера, биосфера и литогенез**
Аккреционная	4,5—4,6	—	—
Глобальная (лунная)	4,1±0,1	Максимум выделения ядра и энергии, начало формирования коры	Потеря большей части H ₂ ; начало возникновения жизни (?); начало накопления H ₂ O и осадков
Нуклеарная или эндерби (глобальная ?)	3,7±0,1	Сплошная астеносфера; максимум выделения коры и образование ядер континентов; 1-ый нуклеарный метаморфизм; древнейшие гранитоиды	Появление фотосинтеза и бактерий; древнейшая эпоха накопления углеродистых формаций
Шамвайская или ингрская (глобальная)	3,3±0,1	Сплошная астеносфера; скучивание коры и 2-ой нуклеарный метаморфизм, дифференциация коры; гранито-гнейсы и анортозиты; появление зеленокаменных поясов с коматитами	Появление кислорода в атмосфере, цианобактерий и строматолитов в биосфере; вторая эпоха углеродистого накопления; начало карбонат-накопления
Дарварская или онтаро (локальная ?)	2,5±0,1	Активизация астеносферы в Африканском и Азиатском сегментах; скучивание и деформации, гранито-гнейсовый метаморфизм; формирование куполов; крупнейшая эпоха оруденения (Fe, Mn, Cu и др.)	Появление озоновых оболочек, уничтожение древнейших горючих сланцев; максимум накопления Fe-формаций
Беломорская или свекофенская (локальная)	2,1±0,1	Сжатие и линейная складчатость; метаморфизм повышенных давлений; анортозиты и граниты; оруденение Cu, Ni, Cr	Возрастание кислорода (O ₂ > барьера Пастера); третья эпоха углеродистого накопления и появление нефтей (?)
Карельская (глобальная)	1,7±0,1	Оформление океанов, древних платформ и рифейско-палеозойских складчатых поясов; максимум лептитов, гранитов (включая рапакиви) и оруденения; зональный метаморфизм; первые эколгиты и аржежиты	эукариот и затем многоклеточных); максимум накопления горючих сланцев (шунгитов)
Гренвильская (локальная)	1,1±0,1	Частичное закрытие палео-Атлантики и палео-Азиатского океанов; первые глаукофановые сланцы (субдукция ?), позже граниты и зональный метаморфизм	Накопление горючих сланцев типа Нонсач и черных углистых сланцев
Байкальская или авзянская (локальная)	0,66±0,05	Общее сжатие — закрытие палео-Урала (?) и части рифтов, локальный метаморфизм, граниты	Ароморфоз (расцвет Metazoa); регрессии; локальное угленакопление
Салаирская (локальная)	0,51±0,02	В обрамлении Гондваны и Сибири складчатость; граниты, локально андезиты или метаморфизм	Появление кораллов, моллюсков, накопление диктионемовых горючих сланцев и нефти; возрастание терригенного литогенеза (граувакки, олистостромы)
Каледонская—герцинская (локальная)	0,33±0,06	Скучивание Лавразии, затем Пангеи; многоэтапная складчатость и граниты (два максимума)	Выход биосферы на сушу; возрастание терригенного литогенеза, красцветы; интенсивное угленакопление, расцвет кордаитов
Мезозойская	0,11±0,06	Раскол Пангеи и формирование современных океанов и поясов сжатия — Альпийского и Тихоокеанского; многоэтапная складчатость, граниты и андезиты с максимумом в мелу	Изменение солёности океанов; распространение диатомовых; ароморфоз (расцвет покрытосемянных насекомых); основные накопления нефти и газа с максимумом в мелу
Поздний кайнозой	—	Мировая система рифтов, островных дуг и окраинных морей с базальтовым и андезитовым вулканизмом	Охлаждение гидроатмосферы, оледенение; появление высших животных и человека

* По данным автора и других исследователей [Ringwood, 1975; Сорохтин, 1974; Зоненшайн и др., 1976; Пейве и др., 1971; Condie, 1976].
 ** По данным Б. С. Соколова и др. [Соколов, 1976; Лопатин, 1979; Schopf, 1978 и др.].

реляции с ними эндогенных процессов. Наибольшее значение имеют каледонско-герцинская активизация, в результате которой были сформированы сверхконтинент Пангея и сцементировавшие ее палеозойские складчатые пояса, и мезозойская, приведшая к распаду Пангеи, формированию современных океанов с огромной площадью молодой океанической коры и зон деформаций и магматизма в Альпийском поясе и Тихоокеанском обрамлении.

Каледонско-герцинская активизация, по-видимому, относительно слабо проявилась в Тихоокеанском (океаническом) сегменте Земли и его обрамлении. Существование в этот период в западной части Тихого океана (локально в других участках его обрамления) режима, сходного с режимом современных островных дуг и окраинных морей [Зоненшайн и др., 1976], может свидетельствовать о некотором расширении западной (преимущественно) части Тихого океана, частично компенсирующем общее скупчивание палеоконтинентов и формирование Пангеи в «континентальном» полушарии Земли. Наиболее активно каледонский и герцинский тектогенез проявился на территории Лавразии, значительно меньше в Гондване.

Каледонской активизации предшествовали широкое распространение андезитовых формаций в ордовике и силуре и локальное проявление таконской складчатости, однако в целом здесь преобладала обстановка растяжения. Каледонская и герцинская фазы сопровождались преобладающим сжатием и скупчиванием и широким распространением наряду с андезитами кислого и липарит-базальтового вулканизма, гранитоидов, более локально термодинамометаморфизма. Максимальное гранитообразование следовало за главной фазой через 30—35 млн. лет, проявляясь довольно автономно от складчатости, метаморфизма и вулканизма, отражая, возможно, режим гималайского типа. Герцинская фаза была наиболее сходной с европейским типом эндогенного режима на огромных пространствах Евразии, а каледонская — более разнообразной с эндогенными режимами уральского, европейского и переходного типов.

Для каледонско-герцинской активизации кроме ее относительной локальности характерно отсутствие траппов (и вообще широкого распространения мантийных магм) и проявления глаукофансланцевого метаморфизма (кроме тихоокеанского обрамления в герцинскую фазу).

Мезозойская активизация имеет действительно глобальный характер. По характеру относительных движений она противоположна каледонско-герцинской и сводится к распаду Пангеи, раскрытию здесь океанов и сокращению, сжатию Тихого океана, хотя в отдельные фазы некоторые участки имели противоположную тенденцию (Альпийский пояс — сжатие, Восточно-Тихоокеанская зона — растяжение начиная с юры?). В качестве новых океанов сформировались только Индийский и Южная Атлантика, Северная Атлантика и Тетис регенерированы. При этом считалось, что Индийский океан был раскрыт с невадийской фазы на

всю его ширину. Однако обилие микроконтинентов (Сейшельские острова, Кергулен, блоки к западу от Австралии и др.) с учетом деформации плит, различия состава и строения океанических хребтов позволяет высказать иное мнение. Индийский океан, возможно, возник в результате формирования нескольких рифтов с более локальными перемещениями, на месте крупного куполообразного вздутия древнего материка Гондваны. В пользу этого говорит то обстоятельство, что Индийский океан окружен со всех сторон выходами древнейших и наиболее глубинных пород двупироксеновой фации (см. рис. 52). Только Мозамбикский пояс Восточной Африки представляет омоложенную в позднем докембри структуру, причем мезозойские швы, как правило, наследуют структуры Мозамбикского пояса.

С петрологической точки зрения мезозойская активизация сопровождается огромным по масштабам базальтовым магматизмом не только в океанах, но и на континентах, включая платформы. Проявление этого магматизма началось с пермо-триасовых траппов в Сибири, Индии, Антарктиде и завершилось в палеогене и неогене траппами и щелочными базальтами рифтовых областей. Это, по-видимому, характерно только для глобальных активизаций.

С отдельными фазами мезозойской активизации связаны также максимумы липарит-андезитового вулканизма и гранитообразования (главным образом в позднем мелу), причем их центры переместились в Тихоокеанское обрамление (Невадийский, Катазиатский пояса и др.). Отмечаются все типы эндогенных режимов (см. табл. 21), но все же преобладают альпийский и западнотихоокеанский типы активных зон.

Для активизаций любого типа характерно накопление огромных количеств органического вещества (см. табл. 21). В герцинский этап (в карбоне) и позже в перми (в эволюционный этап относительного покоя) накопились главные массы углей; мезозойская активизация — главная эпоха накопления нефти и газа с максимумами в мелу и неогене. Вероятно, это связано с повышенным отделением углеводородов из мантии, что способствует восстановительной обстановке на дне морей и захоронению органического вещества, а также, возможно, с неорганической «добавкой» в формирование нефти, газа и горючих сланцев.

С каледонско-герцинской активизацией сопоставляются гренвилевская и менее уверенно готская эпохи, с мезозойской — карельская. Эта крупнейшая перестройка имела место в конце протерозоя ($1,7 \pm 0,1$ млрд. лет). В это время были заложены основные палеосистемы рифтов и океанов (палео-Атлантика, палео-Азиатский, палео-Тетис, вероятно, Тихий океан, близкий к его современному очертанию). Не исключено, что Тихий океан существовал еще раньше, почти изначально, и это обусловило общую асимметрию поверхности Земли подобно Луне, Марсу и другим планетам земной группы. Эта асимметрия, вероятно, связана с условиями аккреции и (или) ранней историей планет. Начиная с рифея поя-

вились глаукофансланцевые пояса и другие типы метаморфизма и магматизма, сходные с настоящими.

Перед рифейской эпохой сформировалась зрелая континентальная кора, распространенная на больших территориях, что сопровождалось повышенной интенсивностью проявления кислого магматизма, терригенного литогенеза и т. д. В это же время произошли Карельская складчатость (1700—1800 млн. лет) и кратонизация древних платформ, сопровождавшаяся вспышкой гранитообразования, несколько позже — максимумом траппового вулканизма. По-видимому, эта перестройка продолжалась в течение 1800—1600 млн. лет или несколько больше. К этому этапу приурочены также последнее заметное изменение состава атмосферы, характера биосферы и литогенеза (см. табл. 21), накопление огромных масс горючих сланцев (шунгитов). Как и в мезозойскую активизацию, накопление углеродистого материала связано не только с эволюцией биосферы, но и дегазацией углеводородов из мантии.

Наконец, наиболее ранняя крупнейшая перестройка имела место около 3,3 млрд. лет. Наличие другой глобальной перестройки (около 3,7 млрд. лет), показанной в виде максимума на кривой 3 рис. 58, следует в основном из косвенных соображений и аналогии с историей Луны. К 3,3 или 3,7 млрд. лет был создан основной объем континентальной коры, появились океаны — до этого атмосфера была горячей и по составу напоминала венерианскую [см. Гаррелс, Маккензи, 1974; Schopf, 1978 и др.], а также зеленокаменные пояса и практически прекратился гранулитовый метаморфизм, т. е. изменился термический и эндогенный режим Земли, что, возможно, связано с выделением к этому моменту преобладающей массы ядра и истощением главных запасов летучих в мантии, соответствующих системе С—Н—О.

Значение дарварской (2,5 млрд. лет) и беломорской (2,1 млрд. лет) эпох активизации выявлено менее отчетливо; с долей условности они сопоставлены с локальными; при продолжительности около 150—200 млн. лет они состоят, по-видимому, из отдельных фаз наподобие каледонско-герцинской эпохи.

С эпохами активизации тесно ассоциируют эпохи оруденения (см. табл. 21). Наиболее ранняя, достаточно хорошо устанавливаемая эпоха оруденения относится к позднему архею (2,8—3,0 млрд. лет) и представлена мелкими месторождениями Fe в эвлизитовой и карбонатно-гранулитовой формациях нуклеарного метаморфизма (Канада, Кольско-Карельский регион, Алдан), редкометальными (Nb, Ta, Li, Cs — Западная Австралия) и редкоземельными (Шри Ланка, Южная Индия, Алдан) пегматитами и месторождениями золота в зеленокаменных породах (Калгурли, Западная Австралия и др.).

Крупнейшая эпоха оруденения связана с дарварской активизацией (2,5±0,1 млрд. лет) и предшествующей эпохой осадконакопления. Этот возраст имеет основная часть месторождений железа (>60% мировых запасов) в джеспилитовых формациях (Криворожская и михайловская серии — Украина, гуронская — Канада,

аналогичные формации Китая, Бразилии, Индии, Австралии, Африки), а также Mn в гондитовых формациях Индии, Бразилии и др. Максимум оруденения и сочетание Fe и Mn (\pm U) характерны для протоконтинентов Гондваны. В Гондване же локализуются редкометальные (Ta, Nb, Li) и мусковит-редкометальные пегматиты (Бразилия, Западная Африка, Индия, Мадагаскар), связанные с термодинамометаморфизмом андалузит-силлиманитового типа, а также колчеданные и полиметаллические месторождения в зеленосланцевых метавулканогенных формациях, распространенные более широко (Бразилия, Северная Австралия, Канада).

В раннепротерозойскую эпоху, около 2,1—2,3 млрд. лет, образовались крупнейшие расслоенные интрузии с Cr, Ni, Cu, Pt и начали формироваться золоторудные и медные месторождения в черных углеродистых сланцах и конгломератах (Витватерсранд в Африке, Шелефтео в Фенноскандии). Однако максимум этой и другой разнообразной минерализации связан с карельской эпохой глобальной активизации (1,7—1,9 млрд. лет). Это Au и U месторождения в метаконгломератах и черных сланцах (провинция Сьюперитор в Канаде, Австралия, Мозамбик, Бразилия); полиметаллический пояс Фенноскандии (Оутокумпу, Ориярви, Айвала, Приладожье), редкометальные и мусковитовые пегматиты (Индия, Бирма, Бразилия, Балтийский щит), флогопит, лазурит и апатит (Алдан, Корея, Юго-Западный Памир), часть расслоенных интрузий с Cu и Ni (Сёдбери и др.), древнейшие кимберлиты с алмазами. Как видим, здесь оруденение довольно разнообразное и проявилось на всех протоконтинентах.

Оруденение в рифее связано преимущественно с готской (1,5 млрд. лет) и особенно гренвильской (1,1 млрд. лет) активизацией. В эти эпохи сформировались медный пояс (+Co, U) Зимбабве и Катанги, полиметаллический пояс юга Сибири (Горевское, Прибайкальские), урановые и Cu—U месторождения Австралии, Канады, Западной Африки, редкометальные и мусковит-редкометальные месторождения, богатые Be (60% мировых запасов) и Sn, в Африке, Австралии, Индии, Шри Ланке.

Исключая немногочисленные редкометальные пегматиты, до карельской эпохи оруденение было связано преимущественно с базальтовыми интрузиями (Fe—Mn, Au—Cu—Ni—Pb—Zn, Cr, Pt и др.), граниты были почти безрудные; начиная с карельской эпохи и особенно в фанерозое все большее значение приобретают интрузивные граниты и габбро-гранитные серии и связанное с ними разнообразное оруденение (Sn, W, Mo, Ta, Nb, Fe, Au и др.). Большая часть таких гранитов и оруденения образовались в Лавразии в каледонско-герцинскую эпоху активизации. В мезозойскую эпоху активизации (начиная с P—T) наряду с ними вновь возросла роль оруденения базитового типа (в траппах, офиолитах, Fe—Mn-конкреции в океанах). Эти вариации закономерно связаны с усилением дифференцированности и зрелости континентальной коры, а также с характером активизации.

Модель, которая удовлетворяла бы всем деталям эмпирической корреляции (см. табл. 20—21), в настоящее время построить, по-видимому, невозможно. Можно наметить лишь общую схему, удовлетворяющую принципам унаследованности, периодичности и эволюции эндогенных режимов, а также энергетике и кинематике современных процессов.

Существует мнение, что периодичность геологических процессов определяется космическими причинами, в частности изменением ротационного режима Земли. Несомненно, такие причины (изменение солнечной активности, положение тел в Солнечной системе, связанные с ними вариации магнитного поля, наклона оси и т. д.) оказывают влияние на колебания климата и условий осадконакопления. Но судя по характеру вышеприведенной корреляции эндогенных и экзогенных процессов, периодичность определяется в основном внутренним саморазвитием Земли — ее дифференциацией.

По мнению А. Н. Тихонова и др. [1969] и В. В. Белоусова [1975, 1978], главная периодичность (с периодом 200 млн. лет) обусловлена разрастанием, а затем отмиранием конвекционной ячейки, возникшей по модели зонной плавки (при различии конвективной и кондуктивной теплопроводности в 10 раз; выбор этого различия достаточно произволен и, возможно, сделан таким образом, чтобы получить искомую периодичность в 200 млн. лет).

В модели О. Г. Сорохтина [1974] периодичность эндогенных процессов объясняется масштабом глобальной конвекции в мантии. Всего в истории Земли, по О. Г. Сорохтину, наблюдалось около 20 полных конвекционных циклов, сопровождавшихся перестройкой одноячейстой конвекции в двухъячейстую. Эта идея, высказанная еще С. К. Ранкорном, призвана объяснить этапы тектонической активности, поскольку в периоды перестройки площадь активных потоков в верхней мантии максимальная, в период двухъячейстой конвекции — минимальная благодаря наличию застойных зон [Океанология..., 1979].

Модель глобальной конвекции в мантии, как было отмечено выше, достаточно условна и вступает в противоречие с другими геофизическими моделями (например, геомагнитного динамо), а длительность конвекционных циклов от 1,0 до 0,15 млрд. лет (см. рис. 58, кривая 4) из самой физической модели не следует, а получена из построенной кривой этапов тектонической активности по геохронологическим данным. Е. В. Артюшков [1968, 1979] предлагает модель периодически всплывающих блоков или струй легкого кристаллического вещества, отделившегося и накопившегося на границе ядро—мантия. Периодичность определяется, во-первых, временем, необходимым для накопления таких крупных блоков или «капель», во-вторых, скоростью их подъема в нижней мантии и, наконец, скоростью расплавления и разрастания «аномальной» мантии около ловушек в подошве литосферы, куда пришло легкое вещество от границы с ядром (см. рис. 51). Но периодичность этого процесса (около 200 млн. лет) физически обоснована недостаточно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вертикальные перемещения в мантии порождают активизацию (разрастание) астеносферы и последующие процессы. По нашему мнению, наиболее вероятным можно считать сопряженное вертикальное перемещение расплава — «тяжелого» вниз к ядру, «легкого» — вверх к астеносфере. Сопряженность процессов обусловлена тем, что накопление и просачивание тяжелой «капли» вниз сопровождается нагреванием вследствие вязкого трения и вызывает усиление теплотока, которое, в свою очередь, обуславливает плавление в верхней зоне и подъем такой «капли» вверх. Эта «капля» не может пройти сразу к поверхности Земли, так как на ее пути возникает астеносфера. При преобладающем температурном режиме в Земле слои на глубине около 100 км (см. рис. 3—8) близки к температуре плавления, и усиление теплотока неизбежно вызовет плавление с разрастанием астеносферы в горизонтальном направлении. Подошедшая «капля» более глубокой расплава сольется с астеносферой и еще больше увеличит размеры астеносферной линзы.

При медленном просачивании глубокой расплава его состав по модели паратексиса будет определяться условиями плавления в его кровле, т. е. будет близок к астеносферному пикриту, но, вероятно, обогащен некогерентными элементами (K, U, Th и т. д.), т. е. будет иметь щелочно-ультраосновной состав. Это подтверждается составом «примитивных» мантийных расплавов и геохимическими данными. Именно привнос в «истощенную» верхнюю мантию K, U, Th, Li и других элементов, а также, возможно, флюидов заставляет нас предположить всплывание глубокой «капли», так как для периодического разрастания астеносферы достаточно временного усиления теплотока над погружающимися тяжелыми «каплями».

Если усиление теплотока и всплывание глубоких «капель» локальное и (или) недостаточно мощное, произойдут незначительное разрастание астеносферы и локальная активизация разного масштаба, геометрия которой зависит от состава и мощности литосферы и общего напряженного поля Земли. Если же усиление теплотока происходит одновременно в нескольких местах и достаточно мощное, астеносфера разрастается больше, сначала с образованием системы взаимосвязанных линз (см. рис. 52), а затем сплошного астеносферного слоя, когда наиболее вероятны крупные горизонтальные перемещения.

Таким образом, характер активизации определяется состоянием астеносферы: 1) локальные не взаимосвязанные астеносферные линзы — наиболее локальная активизация типа образования отдельного рифта и (или) проявления локальной фазы складчато-

сти; унаследованность развития максимальная, 2) система взаимосвязанных линз, составляющая значительную часть ($\geq 25\%$) площади потенциальной астеносферы — более крупная, но еще локальная активизация типа каледонско-герцинской или современного этапа, сопровождающаяся уже крупными горизонтальными перемещениями, 3) сплошная астеносфера — максимальная глобальная активизация и крупнейшие горизонтальные перемещения типа сгуживания континентов или раскрытия океанов.

Ориентировочно масштаб активизации можно оценить по количеству новообразованной коры. Например, во время мезозойской активизации образовалось не менее $1/2$ массы современной океанической коры, т. е. примерно 10—15% массы всей коры, или 0,1% за 1 млн. лет (это в 5 раз выше «средней» интенсивности образования коры, равной 0,02% за 1 млн. лет). Во время каледонско-герцинской активизации образовалось приблизительно 10—15% объема континентальной коры, «спаявшей» древние микроконтиненты в единую Пангею (возможно, одновременно произошло новообразование океанической коры в Тихоокеанском сегменте, но ее прирост может быть меньше вследствие уничтожения в зонах субдукции и благодаря наличию микроконтинентов в этом сегменте). Это соответствует приросту 6—9% объема всей коры за 120 млн. лет, или в 2—3 выше «средней интенсивности».

В течение первых двух глобальных активизаций ($3,7 \pm 0,1$ и $3,3 \pm 0,1$ млрд. лет) сформировалась, вероятно, основная часть (допустим 75%) континентальной коры, или 45% массы всей коры за 400 млн. лет, т. е. 0,11% за 1 млн. лет, или с учетом образования базальтоидной протоокеанической коры $\geq 0,14\%$ за 1 млн. лет. Если предположить, что в период карельской активизации создано примерно столько же ($\sim 20\%$ объема коры), то на остальные периоды активизации приходится около 10%, а в эпохи стабилизации кора вообще не формировалась. Но в этом расчете не учтен «круговорот» коры — возможное поглощение части океанической коры в зонах субдукции, из которой лишь часть выплавлена в андезитовую дугу. Поэтому в действительности оценки могут быть иными (предполагая ту же интенсивность — 8% объема коры во время дарварской, беломорской и гренвильской активизации и столько же в эпохи между активизациями, мы получим 140—150%; 40—50% могут характеризовать круговорот океанической коры; поскольку эта кора составляет 40% всей современной коры, то океаническая кора за всю историю Земли обновилась 2 раза, а не 20 раз, как следует из модели О. Г. Сорохина).

Каждая крупная активизация сопровождалась существенным выносом тепловой энергии, после чего наступало остывание верхних оболочек, пока глубинная энергия не накапливалась снова. Таким образом, наиболее продолжительные периоды 400 или 800 млн. лет определяются темпом выделения и накопления этой глубинной энергии, которую, вероятно, следует связывать с процессом выделения ядра, имеющим объемный характер. Потеря

тепла и вещества в одном секторе приводит к перемещению активизации в другой сектор, поэтому крупномасштабные активизации имеют противоположную направленность, что следует из сравнения мезозойской и каледонско-герцинской активизации.

Менее продолжительные периоды связаны с проницаемостью земных недр для перемещения разных «капель» расплава и обладают известной унаследованностью. Как уже отмечалось, масштаб и скорость процесса определяют его длительность. Взаимосвязанное движение вещества и тепла между ядром и астеносферой — наиболее длительный процесс (около 200 млн. лет), когда движение соизмеримо со скоростью всплывания астенолитов (2 см/год). Можно ожидать, что максимальный размер «капель» соизмерим или меньше мощности нижней мантии, т. е. $d = 10^7 - 10^8$ см. Грубая оценка по формуле Стокса дает вязкость нижней мантии в этом случае $\eta = 10^{23} - 10^{24}$ пуаз, что согласуется с другими, более корректными ее оценками. При той же скорости всплывания астеносферного диапира или астенолита 1—2 см/год длительность передачи возбуждения астеносферы в кору около 10 млн. лет. Учитывая длительность накопления легкого расплава в астеносфере и развитие на ее кровле возмущения, от которого отрывается астенолит, ее следует увеличить в 3—4 раза (30—40 млн. лет), что и определяет периодичность фаз магматизма, метаморфизма и складчатости (период активизации астеносферы состоит из 3—5 таких импульсов накопления и отделения расплавов). На эту периодичность накладывается периодичность, связанная с образованием промежуточных очагов или зон плавления в коре, время формирования которых согласно модельным оценкам составляет 1—10 млн. лет. Эти оценки согласуются с независимыми оценками продолжительности метаморфизма и формирования габбро-гранитных серий по геологическим и петролого-геохимическим данным [Добрецов, Попов, 1974; Шарапов, Голубев, 1976; Шарапов и др., 1977]. Унаследованность эндогенных процессов между эпохами крупных активизаций определяется, по-видимому, тем же правилом, которое хорошо известно геологам для коровых магмо- и рудообразующих систем: возобновляются преимущественно одни и те же каналы. Глубже поверхностной зоны хрупких деформаций (разрывов) это определяется, вероятно, тем, что канал, через который просочилась «капля», вследствие трения остается нагретым и менее вязким еще длительное время. Кроме того, на этом пути остаются остаточные (эвтектические) раскристаллизованные расплавы, которые первыми расплавляются при повторном нагревании.

Другое объяснение унаследованности было предложено Е. В. Артюшковым [1979] на основании идеи о «ловушках» в подошве литосферы.

Наконец, еще меньшую периодичность (вплоть до нескольких лет и десятков лет) и большую автономность приобретают процессы вулканических извержений из промежуточных очагов, связанные с кристаллизацией и отделением летучих, а также

изменения климата и осадконакопления — с внешними причинами.

Вся эта цепочка импульсов и «дрожаний» (кроме обусловленных космическими причинами) в конечном счете приводится в движение процессами отделения ядра и выделения внешних оболочек. Сама периодичность — следствие инерционности и длительности процессов. Эта основополагающая гипотеза в настоящее время поддерживается большинством специалистов, хотя пути ее реализации различны.

Общая направленность эволюции Земли определяется неравномерностью выделения энергии ядра и дегазации Земли. На ранних стадиях развития Земли (в первые 0,2, или 1,0, или 2,0 млрд. лет) ядро выделялось интенсивнее, теплоток был в несколько раз интенсивнее, а содержание летучих в мантии достаточно высоким. Это привело к массовому выплавлению андезитовой коры из первичной мантии — примерно так, как сейчас образуется базальтовая кора в океанах. Многие геологи считают, что в катархейский период литосфера была очень тонкой и разделялась на множество маленьких тонких «плиточек» [Солнечная система, 1973]. Возможно, что эти «плиточки» были сгружены в первичные нуклеи или протоконтиненты во время первой глобальной активизации (3,7 млрд. лет), последовавшей после того, как ядро заметно уменьшилось в объеме и в нем начали формироваться «порционные» отделения вещества и энергии. В утолщенной коре протоконтинентов проявился первый этап нуклеарного метаморфизма.

Между протоконтинентами формировалась новая кора — промежуточная или протоокеаническая, поскольку запас H_2O (в первую очередь) и легкоплавких компонентов в мантии стал исчерпываться. Во время следующей эпохи глобальной активизации (3,3 млрд. лет) произошло новое сгущивание не только протоконтинентальных, но и протоокеанических плит, возникла утолщенная и гравитационно неоднородная кора, в которой проявился второй этап нуклеарного метаморфизма и сформировались гранито-гнейсовые купола. В утолщенной коре позже возникли рифтовые системы и протогоосинклинали, и дальнейшее развитие происходило в направлении усложнения и латеральной дифференциации коры.

Окончательный облик континентов, подвижных зон и океанов, близкий к современным, сформировался в результате карельской глобальной активизации, причем в эту и предшествующую эпохи (в соответствии с большей дифференциацией Земли) неоднократно проявлялись гранитообразование и термодинамометаморфизм, завершившие в основном формирование гранитно-метаморфического слоя на континентах.

Последние этапы эволюции Земли характеризуются появлением новых типов эндогенных процессов (габбро-гранитный плутонизм, щелочно-ультраосновной магматизм, глаукофансланцевый и

«океанский» метаморфизм), а также исчезновением коматиитов, анортозитов и т. д.

Изложенное в последнем разделе очень проблематично и напоминает, по выражению Г. Хесса, «геопоззию». Как и для происхождения Солнечной системы, «читатель может быть уверен, что другие авторы сплели бы совсем иную ткань, ибо эти древние вопросы все еще далеки от окончательного ответа» [Солнечная система, 1978, с. 42]. Стоит лишь утешаться, что геопоззия Хесса о расширении океанического дна привела к построению довольно стройной системы новой глобальной тектоники с многочисленными количественными моделями. Критика и углубление этой теории неизбежно приведут к пересмотру многих основных положений и возникновению нового варианта «геопоззии».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абрамович И. И., Клушин И. Г. Петрохимия и глубинное строение Земли. Л., Недра, 1978, 372 с.
- Артемьев М. Е., Бодин Дж. Плотностные неоднородности мантии под системами глубоководных желобов, островных дуг и окраинных морей. — «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1978, № 2, с. 3—17.
- Артюшков Е. В. Гравитационная конвекция в недрах Земли. — «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1968, № 9, с. 3—17.
- Артюшков Е. В. Геодинамика. М., Наука, 1979, 328 с.
- Бакиров А. Б. Тектоническая позиция метаморфических комплексов Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим, 1978, 261 с.
- Бакиров А. Б., Добрецов Н. Л. Метаморфические комплексы восточной части Средней Азии. Фрунзе, Илим, 1972, 137 с.
- Бакуменко И. Т., Попова Н. М., Красов Н. Ф. Изучение процессов вулканизма по включениям. — В кн.: Генетические исследования в минералогии. Новосибирск, Наука, 1976, с. 75—85.
- Балакина Л. М. Ориентация напряжений в очагах землетрясений Тихоокеанского сейсмического пояса и гипотеза тектоники плит. — «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1979, № 5, с. 16—30.
- Белевцев Я. Н. Метаморфогенные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных месторождений. М., Наука, 1968, с. 648—711.
- Белоусов А. Ф. Проблемы анализа эффузивных формаций. Новосибирск, Наука, 1976, 332 с.
- Белоусов В. В. Основы геотектоники. М., Недра, 1975, 262 с.
- Белоусов В. В. Эндогенные режимы материков. М., Недра, 1978, 232 с.
- Бейли Э. Г., Блейк М. К. Тектоническое развитие Западной Калифорнии в позднем мезозое. — «Геотектоника», 1969, № 3, с. 17—30, № 4, с. 24—34.
- Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955, 87 с.
- Ботт М. Внутреннее строение Земли. М., Мир, 1974, 374 с.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., Мир, 1969, 247 с.
- Витязев А. В., Маева С. В. Модель ранней эволюции Земли. — «Физика Земли», № 2, 1976, с. 3—12.
- Вулканические ассоциации докембрия Урало-Монгольской провинции/ А. Ф. Белоусов, Н. Л. Добрецов, Т. А. Додонова и др. Новосибирск, Наука, 1976, 88 с.
- Гаррелс Р., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. М., Мир, 1974.
- Геология дна Филиппинского моря. М., Наука, 1980.
- Глебовицкий В. А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., Наука, 1973, 128 с.
- Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Под ред. В. С. Соболева и Н. Л. Добрецова. Новосибирск, Наука, 1975, 272 с.
- Гориков Г. С. Современный вулканизм Курильской островной гряды. М., Наука, 1967, 287 с.
- Грачев А. Ф. Рифтовые зоны Земли. Л., Недра, 1977, 247 с.
- Дмитриев Л. В., Шараськин А. Я., Гаранин А. В. Основные черты магматизма дна океана. — В кн.: Проблемы петрологии. М., Наука, 1976, с. 173—189.
- Добрецов Г. Л. К вопросу о происхождении габбро-гранитных серий. — «Геология и геофизика», 1971, № 5, с. 38—44.
- Добрецов Г. Л., Добрецов Н. Л. Классификация магматических формаций по петрохимическим и морфологическим — фаціальным признакам. — В кн.: Геологические формации Дальнего Востока и их металлогения. Хабаровск, ДВНЦ, 1972, с. 7—24.
- Добрецов Г. Л., Добрецов Н. Л. Возможная модель магматического процесса. — «Геология и геофизика», 1974, № 5, с. 130—138.
- Добрецов Н. Л. К проблеме генезиса гипербазитов. — «Геология и геофизика», 1964, № 3, с. 3—20.
- Добрецов Н. Л. Общий модельный подход при выделении и классификации геологических формаций. — «Геология и геофизика», 1972, № 12, с. 74—84.

Добрецов Н. Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск, Наука, 1974, 429 с.

Добрецов Н. Л. Глаукофановый метаморфизм и три типа офиолитовых поясов. — «Докл. АН СССР», т. 216, 1974, № 6, с. 1383—1386.

Добрецов Н. Л. О критериях выделения и принципах классификации метаморфогенных месторождений. — «Геология и геофизика», 1974, № 8, с. 43—59.

Добрецов Н. Л. Петрохимические особенности океанических и раннегеосинклинальных базальтов. — «Геология и геофизика», 1975, № 2, с. 11—25.

Добрецов Н. Л. Гравитационно-геохимическая дифференциация Земли. — «Геология и геофизика», 1977, № 4, с. 3—8.

Добрецов Н. Л. Модель глаукофансланцевого метаморфизма и ее отношение к проблемам францисканской толщи Калифорнии. — «Геология и геофизика», 1978, № 11, с. 7—13.

Добрецов Н. Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск, Наука, 1980, 268 с.

Добрецов Н. Л., Лаврентьев Ю. Г. Термобарометрия по белым слюдам, натровым амфиболам и пироксенам. — В кн.: XI съезд Междунар. минерал. ассоциации (тезисы докладов), т. II, Новосибирск, ИГиГ, 1978, с. 35—36.

Добрецов Н. Л., Лепезин Г. Г., Хлестов В. В. Карты метаморфизма, метаморфические провинции и метаморфические формации. — В кн.: Проблемы петрологии. М., Наука, 1976, с. 190—205.

Добрецов Н. Л., Меламед В. Г., Шарпов В. Н. Динамика регионального метаморфизма для модели простого погружения коры океанического типа. — «Геология и геофизика», 1970, № 10, с. 14—20.

Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. Закономерности распространения метаморфических формаций в Алтае-Саянской области. — «Геология и геофизика», 1979, № 4, с. 74—84.

Добрецов Н. Л., Попов Н. В. О длительности формирования гранитоидных плутонов. — «Геология и геофизика», 1974, № 1, с. 50—60.

Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Фации регионального метаморфизма высоких давлений. М., Недра, 1974, 328 с.

Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Ушакова Е. Н. Введение в теорию метаморфизма. Новосибирск, 1974, 220 с.

Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. Принципы выделения и классификация регионально-метаморфических формаций. — «Геология и геофизика», 1969, № 3, с. 3—16.

Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. Фации метаморфизма умеренных давлений. М., Недра, 1972, 286 с.

Долгов Ю. А., Чупин В. Н., Томиленко А. А. Включения солевых расплавов — рассолов в кварце глубинных гранитов и пегматитов. — «Докл. АН СССР», т. 226, 1976, № 4, с. 938—941.

Дук В. А., Кицул В. И. Изучение докембрия Алданского щита методами структурной и метаморфической петрологии. — В кн.: Структурная и метаморфическая петрология раннего докембрия Алданского щита, Якутск, 1975, с. 5—18.

Жарков В. Н. Глубинное строение Земли и планет. М., Наука, 1978, 191 с.

Жданов В. В. Базификация и океанизация земной коры. — «Бюл. МОИП, отд. геол.», т. 50, 1975, № 3, с. 28—35.

Закруткин В. В. О петрохимии чарнокитовой формации. — «Геология и геофизика», 1970, № 8, с. 95—106.

Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М., Недра, 1976, 231 с.

Изох Э. П. Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. М., Недра, 1978, 137 с.

Изох Э. П., Русс В. В., Кунаев И. В., Наговская Г. Н. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М., Наука, 1967, 384 с.

Исландия и срединно-океанический хребет/В. И. Герасимовский, А. И. Поляков, Н. А. Дурасова и др. — «Геохимия». М., Наука, 1978, 184 с.

Кадик А. А., Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И. Вода в магматических расплавах. М., Наука, 1971, 267 с.

Казьмин В. Г. Эпохи рифтогенеза и некоторые вопросы происхождения рифтовых структур. — «Геология и геофизика», 1975, № 9, с. 3—12.

Кейльман Г. А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М., Недра, 1974, 374 с.

Кеpezинская К. Б. Парагенетический анализ и петрохимия среднетемпературных метapelитов. Новосибирск, Наука, 1977, 198 с.

Кеонджян В. П., Монин А. С. Модель гравитационной дифференциации недр планет. — «Докл. АН СССР», т. 220, 1975, № 4, с. 825—828.

Кирилук В. П. Модель раннекембрийского монофациального метаморфизма и ультраметаморфизма. — В кн.: Геология метаморфических комплексов. Свердловск, 1977, с. 40—47.

Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М., Наука, 1975, 207 с.

Книппер А. Л. Офикальциты и другие брекчии, сопровождающие доорогенное становление офиолитовых комплексов. — «Геотектоника», 1978, № 2, с. 50—66.

Конников Э. Г., Ермолов П. В., Добрецов Г. Л. Петрология сининверсионных габбро-гранитовых серий. Новосибирск, Наука, 1977, 142 с.

Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1952, № 2, с. 56—69.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Наука, 1953, с. 332—450.

Коржинский Д. С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М., Наука, 1973, 288 с.

Коржинский Д. С. Метамагматические процессы. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1973, № 12, с. 3—6.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., Недра, 1964, 387 с.

Кузнецов Ю. А. О состоянии и задачах учения о магматических формациях. — «Геология и геофизика», 1973, № 8, с. 3—11.

Кузнецов Ю. А., Изох Э. П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков вещества как агентов метаморфизма и магнообразования. — В кн.: Проблемы петрологии. М., Наука, 1969, с. 7—20.

Кулиш Е. А. Высокоглиноземистые метаморфические породы нижнего архея Аладанского щита и их литология. Хабаровск, ДВНЦ, 1973, 370 с.

Кутюлин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, Наука, 1972, 207 с.

Кутюлин В. А., Агафонов Л. В. О составе верхней мантии в связи с относительной устойчивостью ультраосновных модулей. — «Геология и геофизика», 1978, № 5, с. 3—13.

Леглер В. А. Развитие Камчатки в кайнозой с точки зрения теории тектоники литосферных плит. — В кн.: Тектоника литосферных плит (Труды Ин-та океанологии). М., 1977, с. 137—169.

Лепезин Г. Г. Метаморфические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, Наука, 1977, 312 с.

Литвиновский Б. А. Роль мантийного вещества в формировании фанерозойских гранитоидных массивов Бурятского Забайкалья. — «Геология и геофизика», 1978, № 2, с. 17—32.

Лунный грунт из Моря Изобилия. Под ред. А. П. Виноградова. М., Наука, 1974, 625 с.

Лутц Б. Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии. М., Наука, 1975, 168 с.

Лубимова Е. А. Термика Земли и Луны. М., Наука, 1968, 279 с.

Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., Недра, 1965, 379 с.

Макаренко Г. Ф. Базальтовые поля Земли. М., Недра, 1978, 147 с.

Малиновский И. Ю., Годовиков А. А., Дорошев А. М. Силикатные системы при высоких температурах и давлениях в связи с петрологией верхней мантии и нижних слоев земной коры. — В кн.: Физико-химические условия процессов

минералообразования по теоретическим и экспериментальным данным. Новосибирск, ИГиГ, 1976, с. 135—146.

Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., Наука, 1965, 327 с.

Маракушев А. А. Петрология метаморфических горных пород. М., Изд-во Моск. ун-та, 1973, 354 с.

Маракушев А. А. Некоторые вопросы петрогенеза в свете теории флюидно-магматического взаимодействия. — В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск, Наука, 1978, с. 65—83.

Маракушев А. А., Перчук Л. Л. Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов. — В кн.: Междунар. геохим. конгресс (тезисы докладов). М., Изд-во Моск. ун-та, 1971, с. 513—514.

Масайтис В. Л., Рябенко А. А. Петрохимические особенности пород разновозрастных трапповых формаций Сибирской платформы. — «Труды ВСЕГЕИ», т. 158, 1969, с. 178—193.

Менерт К. Р. Мигматиты и происхождение гранитов. М., Мир, 1971, 327 с.

Метаморфические комплексы Азии. Под ред. В. С. Соболева, Г. Г. Лепезина и Н. Л. Добрешова. Новосибирск, Наука, 1977, 350 с.

Метаморфические пояса СССР. Л., Наука, 1971, 245 с.

Методы теоретической геологии/И. Н. Абрамович, Н. Г. Клушин, С. С. Шульц и др. Л., Недра, 1978, 335 с.

Механизм интрузий магмы. Под ред. Дж. Ньюолла и Н. Рафта. М., Мир, 1972, 316 с.

Миллер Ю. В. Некоторые общие закономерности структурной эволюции регионально-метаморфизованных комплексов. — «Геотектоника», № 5, 1973, с. 83—93.

Миоценовые офиолиты Тихама-Азир и их генезис в связи с образованием Красного моря/Р. Г. Колман, Д. Г. Хэдли, Р. Г. Флек и др. — В кн.: Тектоническое развитие коры и разломов. М., Наука, 1979, с. 107—123.

Многокомпонентные системы/А. Г. Краева, Н. Л. Добрешова, Э. А. Клюева и др. Новосибирск, ИГиГ, 1977, 152 с.

Монин А. С. История Земли. М., Наука, 1977, 228 с.

Мусковитовые пегматиты СССР. Л., Наука, 1976, 176 с.

Мясников В. П., Савушкин В. Д. Распределение температур в поверхностном слое гидродинамической модели эволюции Земли. — «Докл. АН СССР», т. 239, 1978, № 5, с. 1074—1077.

Новая глобальная тектоника. Под ред. Л. П. Зоненшайна и А. А. Ковалева. М., Недра, 1974.

Обиэн Ж. Геосинклинали, проблемы происхождения и развития. М., Мир, 1967, 237 с.

Овчинников Л. Н. Аспекты и методы изучения эндогенного рудообразования. — «Известия АН СССР. Сер. геол.», № 6, 1965.

Океанология. Геофизика океана. Т. 2 (Геодинамика). М., Наука, 1979, 416 с.

Особенности эволюции метаморфогенного рудообразования в докембрии СССР/К. О. Кратц, Ю. М. Соколов, В. А. Глебовицкий и др. — «Геология рудных месторождений», 1973, № 6, с. 3—16.

Павловский Е. А. Ранние стадии развития земной коры. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1970, № 5, с. 23—39.

Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. — «Геотектоника», № 4, 1969, с. 5—23.

Пейве А. В., Богданов Н. А., Книппер А. Л. Офиолиты, современное состояние и проблемы исследований. — «Геотектоника», 1977, № 6, с. 4—14.

Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. М., Наука, 1970, 391 с.

Перчук Л. Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М., Наука, 1973, 318 с.

Перчук Л. Л., Аранович Л. Я. Режим метаморфизма «погребения». — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1979, № 11, с. 57—70.

Петров Б. В., Макрыгина В. А. Геохимия процессов регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Новосибирск, Наука, 1975, 342 с.

Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна)/Н. Л. Добрецов, А. П. Казак, Ю. Е. Молдавандев и др. Новосибирск, Наука, 1977, 221 с.

Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений/Л. М. Балакина, А. В. Введенская, Н. В. Голубева и др. М., Наука, 1972, 178 с.

Поляков Г. В. Палеозойский магматизм и железооруденение юга Средней Сибири. М., Наука, 1971, 296 с.

Полянский Н. В., Добрецов Н. Л., Ермолов П. В. Структура и история развития Чарского офиолитового пояса. — «Геология и геофизика», 1979, № 5, с. 66—78.

Проблемы металлогении докембрия. Под ред. Т. В. Билибина и Ю. М. Соколова. Л., Наука, 1978, 248 с.

Равич М. Г., Каменев Е. Н. Кристаллический фундамент Антарктической платформы. Л., Гидрометеиздат, 1972, 660 с.

Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., Мир, 1964, 438 с.

Розинов М. Н., Колесников Д. И. Магматические формации зон новейшего вулканизма. М., Недра, 1975, 160 с.

Рудник В. А. Гранитообразование и формирование земной коры в докембрии. Л., Недра, 1975, 416 с.

Руженцев С. В., Марков И. С., Некрасов Г. Е. Краевые моря древних геосинклинальных областей. — «Геотектоника», 1977, № 5, с. 95—113.

Рябчиков И. Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М., Наука, 1975, 232 с.

Рябчиков И. Д., Богатиков О. А., Бабанский А. Д. Физико-химические проблемы происхождения щелочноземельных магм. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1978, № 8, с. 5—18.

Синица С. М. Гнейсовые купола Нерчинского хребта в Восточном Забайкалье. Новосибирск, Наука, 1975, 137 с.

Соболев В. С. Петрология траппов Сибирской платформы. — «Труды Арктического ин-та», т. 43, Л., 1936, 353 с.

Соболев В. С. Петрология восточной части сложного Коростеньского плутона. Львов, Изд-во Львовского ун-та, 1947, 139 с.

Соболев В. С. Важная особенность фемических минералов лампрофиров в связи с вопросом происхождения. — В кн.: Минерал. сб. Львовского геол. об-ва, № 6, 1952, с. 147—152.

Соболев В. С. Об инконгруэнтности плавления минералов, образующихся при изменении давления. — «Докл. АН СССР», т. 156, 1964, № 2, с. 341—344.

Соболев В. С. Строение верхней мантии и способы образования магмы. — В кн.: Чтения им. В. И. Вернадского, вып. XIII. М., Наука, 1973, 34 с.

Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В. Связь процессов магмообразования с метаморфизмом с глубинным строением коры. — В кн.: Проблемы кристаллохимии и эндогенного минералообразования. Л., Наука, 1967, с. 170—182.

Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В. Классификация глубинных ксенолитов и типы верхней мантии. — «Геология и геофизика», 1972, № 12, с. 37—42.

Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В. Петрологический разрез земной коры и верхней мантии. — В кн.: Геология и металлогения метаморфических комплексов. Свердловск, УНЦ, 1977, с. 58—67.

Соболев В. С., Кеpezжинская В. В. Типы дифференциации серий вулканических пород. — «Геология и геофизика», 1971, № 12, с. 31—43.

Соболев В. С., Соболев А. В. Состав глубинных пироксенов и проблемы «эклогитового барьера». — «Геология и геофизика», 1977, № 12, с. 46—59.

Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблемы состава верхней мантии. Новосибирск, Наука, 1974, 264 с.

Соболев С. В. Гравитационный эффект и эволюция каналов пониженной вязкости в мантии. — «Докл. АН СССР», т. 246, 1979, с. 1070—1074.

Соколов Б. С. Органический мир Земли на пути к фанерозойской дифференциации. — «Вестн. АН СССР», 1976, № 1.

Соколов Ю. М. Метаморфогенные мусковитовые пегматиты. Л., Наука, 1970, 270 с.

Солнечная система. Перевод с англ. под ред. В. И. Мороза. М., Мир, 1973, 200 с.

Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. М., Наука, 1974, 184 с.

Сорохтин О. Г. Энергетический баланс Земли. — В кн.: Тектоника литосферных плит. М., Ин-т океанологии, 1977, с. 57—66.

Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л., Изд-во Ленинград. ун-та, 1964, 500 с.

Тараканов Р. З., Левый Н. В. Новая модель слоистого строения верхней мантии Земли Курило-Японского региона, зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану, по сейсмологическим данным. — В кн.: Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке. М., Наука, 1969, с. 137—149.

Тектоносфера Земли. М., Наука, 1978, 532 с.

Тихонов А. Н., Любимова Е. А., Власов В. К. Об эволюции зон плавления в термической истории Земли. — «Докл. АН СССР», т. 188, 1969, № 2, с. 338—341.

Ушаков С. А. Физика Земли. Т. 1. Строение и развитие Земли. М., ВИНТИ, 1974, 270 с.

Ушаков С. А., Галушкин Ю. И. Физика Земли. Т. 3, ч. I (кинематика плит и океаническая литосфера). М., ВИНТИ, 1978, 272 с.

Фашии регионального метаморфизма СССР. Объяснительная записка к карте метаморфических фаций/Н. Л. Добрецов, В. В. Ревердатто, В. С. Соболев и др. Новосибирск, Наука, 1966, 55 с.

Фашии метаморфизма/Н. Л. Добрецов, В. В. Ревердатто, В. С. Соболев и др. М., Недра, 1970, 430 с.

Федотов С. А. О подъеме основных масс в земной коре и механизме трещинных базальтовых извержений. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1976, № 10, с. 5—23.

Ферштатер Г. Б., Бородина Н. С. Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). М., Наука, 1975, 325 с.

Фролова Т. И. Вулканогенные формации геосинклиналей контрастного типа. — В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, Наука, 1973, с. 28—47.

Фролова Т. И., Рудник Г. Б. Толитовые базальты подвижных зон континентов и океанов и вариации их состава в зависимости от структурной обстановки. — «Вестн. Моск. ун-та», 1972, № 5, с. 26—41.

Хаин В. Е. От тектоники плит к более общей теории глобального тектогенеза. — «Геотектоника», 1978, № 3, с. 3—25.

Хлестов В. В. Об особенностях метаморфических процессов в раннем докембрии. — «Геология и геофизика», 1970, № 8, с. 81—86.

Хлестов В. В. Флюидный режим земной коры и мантии. — В кн.: Геодинамические исследования. № 3, М., Наука, 1975, с. 145—180.

Хорева Б. Я. Типы регионального метаморфизма и тектонические условия их проявления в подвижных поясах. — «Геотектоника», № 6, 1966, с. 25—37.

Чулин В. П. Расплавные включения в кварце анатектитов Алданского щита и условия генерации гранитоидных расплавов. — «Докл. АН СССР», т. 221, 1975, № 3, с. 710—713.

Шарапов В. Н., Голубев В. С. Динамика взаимодействия магмы с породами. Новосибирск, Наука, 1976, 238 с.

Шарапов В. Н., Калинин А. С., Васильев Э. Н. Модель плавления пород земной коры при наличии неоднородного конвективного теплового потока. — «Геология и геофизика», 1977, № 2, с. 3—10.

Шатский Н. С. Избранные труды. Т. 3, М., Наука, 1965, 348 с.

Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., Недра, 1968, 231 с.

Шкодзинский В. С. Проблемы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов. Новосибирск, Наука, 1976, 224 с.

Шульдинер В. И. Геотермический градиент в архее и условия формирования архейских комплексов. — «Геология и геофизика», 1976, № 2, с. 67—75.

Эз В. В. Тектоника глубинных зон континентальной коры. М., Наука, 1976, 167 с.

Эрлих Э. Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск, Наука, 1973, 244 с.

Ярошевский А. А. Модель геохимического цикла и эволюции состава пород земной коры. — В кн.: Геохимия, минералогия, петрология. М., Наука, 1976, с. 124—128.

Anderson O. L., Perkins P. E. A plate tectonics model involving non-laminar asthenospheric flow to account for irregular patterns of magmatism in the south-western United States. — In: „Physics and Chemistry of the Earth“, v. 9. „Pergamon Press“, 1975, p. 113.

Arndt N. T. The separation of magmas from partially molten peridotite. — „Carnegie Inst. Wash. Year Book 76“, 1977, p. 424—428.

Borley G. D. Oceanic islands. — In: „The Alkaline Rocks“, H. Sorensen (ed.). N. Y., „J. Wiley“, 1974, p. 311—330.

Boudier F., Nicolas A. Fusion partielle gabbroïque dans la lherzolite de Lanzo (Alpes Piemontaises). — „Bull. Suiss. Mineral. Petrogr.“, 1972, v. 52, N 1, p. 39—56.

Brown E. H. The crossite content of Ca-amphibole as a guide to pressure of metamorphism. — „Jour. Petrology“, 1977, v. 18, p. 53—72.

Brown W. H., Fyfe W. S., Turner F. J. Aragonite in California, glaucophane schists and kinetics of the aragonite-calcite transformation. — „J. Petrology“, 1962, v. 3, N 3, p. 566—582.

Bryhni J., Green D. H., Heier K. S., Fyfe W. S. On the occurrence of eclogite in Western Norway. — „Contr. Mineral. Petrol.“, 1970, v. 26, p. 12—19.

Bruce W. F., Ernst W. G., Kallberg R. W. An experimental study of tectonic overpressure in Franciscan Rocks. — „Geol. Soc. Am. Bull.“, 1970, v. 81, p. 1325—1338.

Burke K. C., Wilson J. T. Hot spots on the Earth's surface. In: „Continents drift and continents aground“. San-Francisco, „Freeman“, 1977, p. 51.

Cann J. R. A model for oceanic crustal structure developed. — „Geophys. J. Royal Astron. Soc.“, 1974, v. 39, p. 169—187.

Carter J. L. Mineralogy and chemistry of the Earth upper mantle based on the partial fusion—partial crystallization model. — „Geol. Soc. Amer. Bull.“, 1970, v. 81, p. 2021—2034.

Chinner G. A. The distribution of temperature and pressure during Dalradian metamorphism. — „Geol. Soc. Lond. Quart. Journ.“, 1966, v. 486, p. 159—186.

Coleman P. G. Ophiolites. Berlin—Heidelberg—New York, „Springer Verlag“, 1977, 229 p.

Compagnoni R. The Sesia—Lanzo zone: high pressure—low temperature metamorphism in the Austroalpine continental margin. — „Rendiconti Soc. Ital. Mineral. Petrolog.“, 1977, v. 33, p. 335—374.

Condie K. C. Plate tectonics and crustal evolution. „Pergamon Press“, N. Y., 1976, 228 pp.

Crust and upper mantle of S.-E. Australia. Abstracts of papers. Canberra, „Bureau of Min. Res. Geol. Geophys.“, 1979, N 2, 155 p.

Dal Piaz G. V., Hunziker J. C., Martinotti G. La zona Sesia—Lanzo e l'evoluzione tettonico—metamorfica della Alpi Nordoccidentali interne. — „Mem. Soc. Geol. Italiano“, 1972, v. 11, p. 433—466.

Dearnley R. Orogenic fold—belts and hypothesis of Earth evolution. — „Physica Chem. Earth“, 1966, v. 7, p. 1—144.

Dewey J. F., Bird D. M. Mountain belts and the New Global tectonics. — „J. Geophys. Res.“, 1970, v. 75, N 14, p. 2625—2647.

Dickinson W. R. Relation of andesites, granites and derivative sandstones to arc trench tectonics. — „Rev. Geophys. Space Phys.“, 1970, v. 8, p. 813.

Dobretsov N. L. Metamorphic belts of the Northwestern Circum—Pacific Region. — „Geol. Soc. America, Spec. Paper 151“, 1975, p. 133—144.

Dobretsov N. L., Chikov B. M. Geology of North—Eastern Asia. In: „Geology of World“, Tokyo, „Iwanami Press“, 1979, p. 263—299.

Dobretsov N. L., Sobolev V. S. Eclogite—glaucophane schist complex of the USSR and their bearing on the genesis of blueschist terranes. — „U. S. Geol. Soc. Spec. Paper 151“, 1975, p. 145—155.

Elsasser W. M. Early history of the Earth. — In: „Earth Science and Meteorites“, Amsterdam, „North-Holl.“, 1963, 153 p.

Ernst W. G. Tectonic contact between the Franciscan melange and the Great Valley sequence—crustal expression of a late Mesozoic Benioff Zone. — *J. Geophys. Res.*, 1970, v. 75, p. 886—901.

Ernst W. G. Metamorphism and ancient continental margins. — In: „The Geology of Continental Margins“. N. Y., „Springer Verlag“, 1974, p. 907—919.

Ernst W. G. Tectonics and prograde versus retrograde P—T trajectories of high pressure metamorphic belts. — „*Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*“, 1977, 33 (1), p. 191—220.

Eskola P. Dei metamorphen Gesteine. — In: „Die Entstehung der Gesteine“, (Tom. F. W. Barth, C. W. Correns, and P. Eskola, eds.). Berlin, „Springer“, 1939, p. 263—407.

Gast P. W. Limitations on the composition of the upper mantle. — „*J. Geophys. Res.*“, 1960, v. 65, p. 1287—1297.

Geology of the Oman Mountains/K. W. Glennie, M. G. A. Boew, M. W. H. Clark et al. „Koninkl. Nederlands Geol. Mijnbow“, 1974, v. 31, p. 1—423.

Green D. H. Crystallization of calc-alkaline andesite under high water pressure conditions. — „*Contrib. Mineral. Petrol.*“, 1972, v. 34, p. 150.

Hess H. H. History of ocean basins. — In: „*Petrological Studies*“, N. Y., „*Geol. Soc. Amer.*“, 1962, p. 599—620.

International ophiolite symposium. Abstracts of Papers. Nicosia, Geol. Survey. Dept. of Cyprus, 1979, 150 pp.

Irvine T. N. Chromitite layers in stratiform intrusions. — „*Carn. Inst. Wash. Yearbook 73*“, 1974, p. 300—316.

Irvine T. N. Relative variations of substituting chemical components in petrologic fractionation processes. — „*Carnegie Inst. Wash. Year Book 76*“, 1977, p. 539—541.

Isacks B., Oliver J. E., Sykes L. R. Seismology and the new global tectonics. — „*Journ. Geophys. Res.*“, 1968, v. 73, N 18, p. 5855—5899.

Jakes P., White A. J. R. Structure of the Melonesia arcs and correlation with distribution of magma types. — „*Tectonophysics*“, 1969, v. 8, p. 223—236.

Jankovic S. Major alpine metallogenic units in the North—Eastern Mediterranean and concepts of plate tectonics. In: „*Metallogeny and Plate tectonics*“, Belgrade, „Univ. of Belgrade“, 1977, p. 105—172.

Johnson M. R. W. Some time relations of movement and metamorphism in Scottish Highlands. — „*Geol. en Mijnbow*“, 1963, v. 42, p. 121—142.

Karig D. Origin and development of marginal basins in the western Pacific. — „*J. Geophys. Res.*“, 1971, v. 76, N 1, p. 2542—2561.

Knauth L. P., Epstein S. Hydrogen and oxygen isotope ratios in nodular and bedded cherts. — „*Geochim. Cosmochim. Acta*“, 1976, v. 40, p. 1095—1108.

Kuno H. High-alumina basalt. — „*J. Petrology*“, 1960, v. 1, p. 121—145.

Kuno H. Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs. — „*Bull. Volcanol.*“, 1966, v. 29, p. 195—222.

Kushiro I. Clinopyroxene solid solution at high—pressures. — „*Carnegie Inst. Wash. Year Book 64*“, p. 112—117, 1965.

Kushiro I., Yoder H. S. Anorthite—forsterite and anorthite—enstatite reactions and their bearing on the basalt—eclogite transformation. — „*J. Petrol.*“, 1966, v. 7, p. 337—362.

Le Pichon X., Francheteau I., Bonnin J. Plate tectonics. Amsterdam—London, „Elsevier“, 1973, p. 300.

Liu H. Sh., Chang E. S., Wyatt G. R. Small scale mantle convection system and stress field under the Pacific plate. — „*Phys. Earth Planet. Inter.*“, 1976, v. 13, p. 583.

Marsh B. D., Carmichael I. S. E. Benioff zone magmatism. — *J. Geophys. Res.*, 1974, v. 79, N 8, p. 1196—1206.

Metamorphic map of Europe, 1:250000. Explanatory text. Leiden, „*Submission for Cartography Metamorph. Belts of the World*“, 1978, 244 p.

Miyashiro A. Evolution of metamorphic belts. — „*J. Petrology*“, 1961, v. 2, p. 277—311.

Miyashiro A. Orogeny, regional metamorphism and magmatism in the Japanese Islands. — „Dansk Geol. For. Medd.“, 1967, v. 17, p. 390—446.

Miyashiro A. Metamorphism and metamorphic belts. London, „George Allen“, 1973, 492 pp.

Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. — „Am. J. Sci.“, 1974, v. 274, p. 321—355.

Miyashiro A. Classification, characteristics and origin of ophiolites. — „J. Geology“, 1975, v. 83, p. 249—281.

Miyashiro A. Subduction zone ophiolites and island—arc ophiolites. — In: „Energetics of geological processes“, Ed. S. Saxena and S. Bhattacharji. N. Y., „Springer—Verlag“, 1977, p. 188—213.

Miyashiro A. Nature of alkalic volcanic rock series. — „Contr. Mineral. Petrol.“, 1978, v. 66, p. 91—104.

Morgan W. J. Convection plumes in the lower mantle. — „Nature“, 1971, v. 230, N 5288, p. 42—43.

Murase T., Kushiro I., Fujii T. Compressional wave velocity in partially molten peridotite. — Carnegie Inst. Wash. Yearbook 76, 1977, p. 414—416.

Nicolas A., Poizier J. P. Crystallina plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. L., „John Wiley“, 1976, 444 p.

North American ophiolites. Ed. R. G. Coleman, W. P. Irwin. „Oregon Dept. Geology, Mineral Industries“, Bull. 95, 1977, 183 p.

O'Hara M. T. Primary magmas and the origin of basalts. — „Scottish J. Geology“, 1965, v. 1, part 1, p. 19—40.

O'Hara M. T., Saunders M. T. and Mercy E. L. P. Garnet peridotite, primary ultrabasic magma and eclogite: interpretation of upper mantle processes in kimberlite. — In: „Phys. Chem. Earth“, v. 9, „Pergamon Press“, 1975, p. 571—604.

Packham G. H., Falvey D. A. An hypothesis for the formation of marginal seas in the Western Pacific. — „Tectonophysics“, 1971, v. 11, N 2, p. 79—109.

Press F. Regionalized earth models. — „J. Geophys. Res.“, 1970, v. 75, N 32, p. 6575—6581.

Reynolds R. T., Summers A. L. Calculations on the composition of the terrestrial planets. — „J. Geophys. Res.“, 1969, v. 74, N 10, p. 2494—2511.

Richter F. M., Parsons B. On the interaction of two scales of convection in the mantle. — „J. Geophys. Res.“, 1975, v. 80, N 17, p. 2529—2541.

Ringwood A. E. Composition and petrology of the Earth's Mantle. N. Y., „McGraw—Hill Book Company“, 1975, 618 p.

Robertson J. K., Wyllie P. J. Rock—water system with special reference to the water deficient region. — „Amer. J. Sci.“, 1971, v. 271, N 3, p. 252—277.

Schopf J. The evolution of the Earliest Cells. — „Scient. Amer.“, 1978, v. 239, N 3.

Segawa J., Tomoda Yo. Gravity measurements near Japan and study of the upper mantle beneath the oceanic trench/marginal sea transition zones. — In: „Woollard symposium“, Geophys. Monograph, Washington, 1976, p. 79—93.

Shido F., Miyashiro A., Ewing A. Crystallization of abyssal tholeites. — „Contr. Mineral. Petrol.“, 1971, v. 31, p. 251—266.

Shimazu Y. I. Physical theory of generation, upward transfer, differentiation, solidification and explosion of magma. — „J. Earth. Sci. Nagaya Univ.“, 1961, v. 9, N 2, p. 185—223.

Shimizu N., Arculus R. J. Rare earth element concentrations in a suite of basanitoids and alkali olivine basalts from Granada, Lesser Antilles, — „Contrib. Mineral. Petrol.“, 1975, v. 50, p. 231—240.

Sobolev N. V. Deep-seated inclusions in kimberlites and the problem of the composition of the Upper mantle. Washington, „Amer. Geoph. Union“, 1977, 279 p.

Stille H. Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin, „Borntraeger“, 1924, 443 p.

Study of Appalachian geology: Central and Southern. N. Y.—London—Sydney—Toronto, „Interscience Publ.“, 1970, 252 p.

Turcotte D. L., Ahern J. L. A porous flow model for magma migration in the asthenosphere. — „J. Geophys. Res.“, 1978, v. 83, N 2, p. 767—772.

Turcotte D. L., Oxburgh E. R. Intra-plate volcanism. — „Phil. Trans. Roy. Soc. London“, 1978, v. 288, N 1355, p. 361—378.

Taylor S. R. Geochemistry of andesites. — In: „Origin and distribution of the elements“, Ed. L. H. Ahrens. Oxford, „Pergamon Press“, 1968.

Urey H. C. The planets, their origin and development. „Yale Univ., Press“, 1952, 245 p.

Wilson J. T. Mantle plumes and plate motions. — „Tectonophysics“, 1973, v. 19, p. 149.

Wolery T. Y., Sleep N. H. Hydrothermal circulation and geochemical flux at Midocean ridges. — „Journ. geology“, 1976, v. 84, N 3, p. 249—276.

Wright T. L. Chemistry of Kilauea and Mauna Loa lava in space and time. „U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.“, 1972, 735, p. 1—39.

Wyllie P. J. Kimberlite magmas from the system peridotite—H₂O—CO₂. — In: Second Intern. Kimberlite conference“, New Mexico, 1977.

Zwart H. J. Orogenesis and metamorphic facies series in Europe „Dansk Geol. — Forening.“, 1967, v. 17, p. 504—516.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Активизация глобальная 4, 23, 57, 60, 209—217, 220, 221
— локальная 4, 194, 209—217, 220, 221
Активные зоны 21, 43—49, 83—85, 205, 206
— — андийского типа 43, 45, 49, 83, 84, 186, 195, 205, 206
— — гималайского типа 43, 45, 49, 195, 205, 206
— — тихоокеанского типа 43, 45, 49, 83—85, 186, 205, 206
— — срединноокеанического типа 43, 49, 206
Анатексис 3, 20, 21, 52—54, 83, 95—99, 102, 140
Астеносфера 3, 6—9, 12, 13, 21—30, 45, 50, 101, 182—185, 188, 220—222
- Волновод сейсмический 7, 21, 23
- Габбро-перидотитовые формации 53, 120, 122, 123
Геосинклиналильные процессы и режимы 48, 72, 189
Граниты реоморфические 56, 99—102, 118
Границы плит конвергентные 45, 190, 191
— — дивергентные 45, 190, 191
- Диапиризм астеносферный 25, 73, 75
Дифференциация вещества Земли 3, 6, 8—12, 218, 223
— магматическая 30, 54, 118, 121, 123
- Зоны Заварицкого — Бенъофа 48, 83—90, 127, 129, 173
- Каналы пониженной вязкости 183, 220, 222
Купола гранит-гнейсовые 99—102, 117, 195, 223
- Литосфера 6, 28, 30—42, 48, 51, 80, 81, 83, 182, 184, 223
- Магматизм активный зон 3, 43—49, 65, 70, 83—94, 190, 191, 195, 202
— андезитовый 3, 43, 48, 53, 83—94, 112, 113, 196, 202, 206, 215
— базальтовый 3, 43, 48, 53—72, 80—83, 196—215
— внутриплитный 55, 68, 72, 73, 215
— габбро-гранитный 3, 43, 48, 102, 116, 159, 216, 217, 223
— рифтовых областей 64, 66, 68—70, 191—215
— трапповый 38, 68, 81—83, 191, 215—217
— щелочно-базальтовый 58—61, 65, 67, 191, 215
Мантия аномальная 24, 183—185, 219
— Земли верхняя 3, 6—8, 16—30, 34, 38, 41, 73, 80, 91, 119, 220
— — нижняя 6, 11—13, 183
Метаморфизм глаукофансланцевый 3, 127, 163, 172, 196—199, 202, 204, 214, 223
— нуклеарный 3, 127, 135—143, 212, 213, 223
— океанский 127, 149—152, 167, 199, 202, 223
— погребения 3, 127, 145—148
Мигматиты 20, 41, 53, 56, 94—98, 113, 131, 134, 140
- Обдукция 45, 129, 149, 167—170, 163
Офиолиты 30, 31, 35, 36, 53, 56, 73—78, 111, 113, 120, 122, 123, 159, 161—164, 167, 172, 179, 189, 191—194, 196—199, 202, 204
- Паратексис 3, 53, 56, 78—81, 91, 117
Периодичность эндогенных процессов 208—211, 218, 221—223
Покровы и надвиги 35, 47, 103, 113, 115, 117, 147, 163—165, 167—170, 191—199, 202, 204

Складчатые области 34, 37, 41, 42, 46, 54, 100, 115, 123, 131, 140, 188—199, 202, 203

Синтексис 3, 21, 53—55, 84, 91, 108, 117—119, 123

Субдукция 45—49, 86—90, 163—166, 172, 173, 184, 188, 190, 204, 205, 213, 221

Тектоника плит (глобальная) 36, 45, 47—50, 180, 184, 189—191, 207, 224

Тектоносфера 6, 189, 207

Термодинамометаморфизм 3, 127, 152—162, 214, 217, 223

Унаследованность 4, 205—208, 218

Фации выплавления 18, 19, 20

— мантии 16, 17, 38—42

— метаморфизма 18, 124—129, 131—133, 135—137, 139—140, 145—148, 150, 154—157, 164, 175, 178

Формации магматические 3, 51, 52, 92—94, 118—120

— метаморфические 3, 51, 124—127, 130—134, 141—144, 162, 172—179

Фундамент платформы 34, 40, 41, 95, 127, 140, 141

Эндогенные процессы 3, 4, 6, 180—182, 188, 189, 199, 204, 208, 218

— режимы 4, 188, 189, 192, 193, 198, 202—210, 215, 218

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Сокращения названий и принятые обозначения	4
Развитие Земли и строение тектоносферы	6
Гравитационно-геохимическая дифференциация Земли	6
Фациальный анализ эндогенных процессов	13
Астеносфера и глубинная магматическая модель	21
Океаническая литосфера	30
Континентальная литосфера	37
Активные зоны и их эволюция	43
Типы магматизма и магматические формации	51
Формационный анализ, модели и типы магматизма	51
Базальтоидный магматизм и офиолиты	56
Андезитовый вулканизм	83
Коровый анатексис (мигматиты и реоморфические граниты)	94
Габбро-гранитный магматизм	102
Рудоносность магматических формаций	118
Типы метаморфизма и метаморфические формации	124
Фациальный и формационный анализы метаморфических толщ	124
Нуклеарный метаморфизм	135
Метаморфизм погребения и «океанский» метаморфизм	145
Термодинамометаморфизм складчатых областей	152
Высокобарический (глаукофансланцевый) метаморфизм в зонах Заварицкого—Беньофа	163
Рудоносность метаморфических формаций	173
Корреляция эндогенных процессов и геодинамика	180
Современные эндогенные процессы	180
Эндогенные процессы в складчатых областях	188
Периодичность эндогенного режима и эпохи активизации	208
Заключение	219
Список литературы	224
Предметный указатель	234

Николай Леонтьевич Добрецов

ГЛОБАЛЬНЫЕ ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Редактор издательства *Т. А. Горохова*
 Переплет художника *К. М. Прасолова*
 Художественный редактор *Е. Л. Юрковская*
 Технический редактор *Н. С. Гришанова*
 Корректор *Г. Г. Большова*

ИБ № 4186

Сдано в набор 23.12.80. Подписано в печать 13.08.81. Т-24529. Формат 60×90^{1/16}.
 Бумага книжно-журнальная. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл. печ.
 л. 14,75. Усл. кр.-отг. 14,75. Уч.-изд. л. 17,49. Тираж 720 экз. Заказ 815/8297-1. Цена 3 руб.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19
 Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

3680

111111