

Г. Л. Кашинцев

# ГЛУБИННЫЕ ПОРОДЫ ОКЕАНОВ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ  
ИМ. П.П. ШИРШОВА

Г. Л. Кашинцев

# ГЛУБИННЫЕ ПОРОДЫ ОКЕАНОВ

Ответственный редактор  
доктор геолого-минералогических наук  
И.О. МУРДМАА



МОСКВА  
"НАУКА"  
1991

Глубинные породы океанов / Г.Л. Кашинцев. — М.: Наука, 1991 — 279 с. — ISBN 5-02-003500-9

В монографии на основе формационного анализа обобщены оригинальные и литературные материалы по глубинным магматическим и метаморфическим породам дна современных океанов. По результатам исследования закономерностей распространения, структурной приуроченности, минерального состава и геохимии пород дается выделение четко обособленных комплексов основных и ультраосновных пород нижних слоев океанской коры и их связь с определенными тектоническими структурами и стадиями тектонической эволюции океанов. Впервые поставлен вопрос о существовании в океанской коре нескольких формационных типов офиолитов. Для геологов и океанологов.

Рецензенты:

доктор геолого-минералогических наук *В.Г. Казьмин*

кандидат геолого-минералогических наук *Е.Е. Лазько*

Редактор издательства: *Л.Г. Васютинская*

К  $\frac{1804070000-079}{042(02)-91}$  416—91, I полугодие © Издательство "Наука", 1991

ISBN 5-02-003500-9

## УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ МИНЕРАЛОВ И ИХ СОСТАВЛЯЮЩИЕ

Ab — альбит

Amf — амфибол

An — анортитовая составляющая в  
плагноклазе

Chl — хлорит

CPx — клинопироксен

Cr — хромшпинелид

Di — диопсид

En — энстатит, энстатитовая  
составляющая в пироксене

Fa — фаялитовая составляющая в  
оливине

Fo — форстеритовая составляющая в  
оливине

Fs — ферросилитовая составляющая в  
пироксене

Hu — гиперстен

Gr — гранат

Hbl — роговая обманка

Ilm — ильменит

Kfs — керсутит

Mt — магнетит

Ti-Mt — титаномагнетит

Ol — оливин

OPx — ортопироксен

Opx — ортоклаз

Phl — флогопит

Pl — плагноклаз

Q — кварц

Sp — шпинель

Srp — серпентин

Tr — тремолит

Wo — волластонитовая  
составляющая в пироксене

## ВВЕДЕНИЕ

Огромный объем информации по магматическим породам океана касается главным образом базальтов, которым посвящены крупные обобщения (Basaltic volcanism..., 1981; Schilling et al., 1983). Что касается глубинных пород океана, лежащих ниже так называемого второго сейсмического слоя, то данные эти пока еще весьма скудны. Они привлекаются исследователями фрагментарно, при рассмотрении частных вопросов магматизма отдельных областей. Целостный взгляд на распространенность глубинных пород, их типизацию, связь со структурными особенностями океанского дна в литературе пока отсутствует.

Без изучения интрузивных пород, тесно ассоциирующих по крайней мере пространственно с базальтами, вряд ли можно дать исчерпывающий ответ о составе первичных магм (формирующих тот или иной магматический комплекс, решить проблему строения глубоких горизонтов мантии, ее гомогенности или гетерогенности), процессах образования океанской коры, трансформации последней в континентальную.

Выявление базальтовых провинций будет, наверное, более обоснованной при рассмотрении геохимических особенностей ассоциирующих с базальтами интрузивных пород. Наконец, дальнейшее изучение неоднородностей строения океанской литосферы требует более внимательного подхода к вопросу о вещественном составе глубинных областей земной коры в океанах.

В настоящее время представляется, что магматический фундамент ложа океана, рождаясь в срединных хребтах, довольно однообразен по своему составу. Изучение внутриплитового магматизма пока еще крайне недостаточно. Имеется распространенное мнение, что магматизм на океанических плитах несет специфические черты. С этим субщелочным по составу магматизмом связаны свои глубинные комплексы, наши знания о которых еще более скудны, нежели материалы по интрузивным породам срединных хребтов и ложа океана. Причем, имея определенную геохимическую специфику, они должны были бы отличаться своей металлогенией.

Согласно теории тектоники литосферных плит, океанская кора у островных дуг частично обдуцирует на край континента или самой островной дуги, образуя систему складчатых поясов, где в тектоническом, порой хаотическом взаимоотношении должны встречаться совместно породы этих различных геохимических типов глубинных пород. Изучение разных по своему происхождению офиолитовых

комплексов океанской коры, их различий поможет более достоверно определять типы офиолитовых комплексов, встречающихся в складчатых поясах.

Предлагаемая работа не претендует на всеобъемлющую характеристику магматизма Мирового океана. Книга в целом ограничена данными по интрузивным и частично метаморфическим породам, залегающим только в пределах ложа океана, за границами пассивных континентальных окраин и островных дуг. Материалы по фрагментам океанской коры в пределах островных дуг привлекаются лишь для сравнения.

В то же время любое геологическое исследование служит главной задаче — поиску новых месторождений полезных ископаемых, расширению сырьевой базы страны. Поэтому наши знания по океанскому магматизму и связанной с ним металлогенией должны также служить и геологическим исследованиям на суше.

В основу книги легли личные наблюдения автора в многочисленных рейсах, проведенных с 1973 г. в различных районах океана Институтом океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР, и многолетние наблюдения, сделанные в ряде районов СССР, в частности на Урале. Помимо того, в книге использованы материалы других экспедиций и многочисленные литературные данные.

Автор приносит благодарность всем, кто тем или иным образом помогал ему в написании и оформлении книги. Особенно хочется выразить свою признательность и благодарность Г.Б. Руднику, с которым проработал совместно в экспедициях на Урале и Казахстане, а также в рейсах в океане более 20 лет, что отразилось в плодотворной совместной работе по изучению магматизма океанского дна.

## Глава 1

### СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ

Большая часть океанского дна, если мысленно убрать осадочный покров, сложена базальтами. Они обнажаются в рифтовых долинах, слагают срединно-океанские хребты, многочисленные подводные горы и острова, залегая под осадками, покрывают огромные пространства океанских котловин. Глубинные породы, пространственно связанные с базальтами, имеют крайне небольшое количество коренных выходов на дне. Этим главным образом объясняется их слабая изученность, касающаяся геологического положения, пространственных, временных и генетических взаимоотношений с другими породами.

Перидотиты, габброиды и связанные с ними метаморфиты встречаются в крупных структурах океана, характеризующихся высокой степенью расчлененности дна. В первую очередь это срединно-океанские хребты и осложняющие их трансформные разломы, несколько реже рассматриваемые породы отмечены на склонах срединных хребтов, на некотором удалении от его гребня. Значительно меньше, но все же заметное количество интрузивных магматитов можно встретить в пределах котловин вне трансформных разломов, секущих эти котловины. Они здесь вскрываются тектоническими нарушениями, либо наследующими древние разломы, параллельные гребню срединного хребта либо обрамляющими вулканические поднятия, расположенные в пределах котловин.

Еще одним типом структур, где отмечены глубинные породы, являются острова. Породы коры и верхней мантии встречены здесь как в виде коренных выходов при значительной эрозии островов, так и в виде включений в базальтах щелочного состава. Наконец, глубинные породы океанской литосферы отмечены на океанских склонах желобов, обрамляющих островные дуги.

#### РИФТОВЫЕ ДОЛИНЫ СРЕДИННО-ОКЕАНСКИХ ХРЕБТОВ

Наиболее подробно комплекс магматических глубинных пород на склоне рифтовой долины описан в молодом Галапагосском рифте (Непрочнов, Кашинцев, 1978; Кашинцев и др., 1982). Впадина представляет собой узкую депрессию с глубиной свыше 5000 м с крутыми до 20° бортами рифтовой долины. Она расположена в самой

западной части Галапагосского рифта в точке тройного сочленения плит Тихоокеанской, Кокосовой и Наска или там, где он как бы упирается в Восточно-Тихоокеанское поднятие. Детальные геологические и геофизические работы в трех рейсах позволили получить почти полный разрез океанской коры в бортах этой впадины. В северном ее борту сверху вниз (рис. 1) обнажаются: базальты, долериты, габбро, троктолиты, среди которых встречены дифференциаты с содержанием оливина до 85%, т.е. практически это плагиоклазовые перидотиты. Последние в некоторых офиолитовых комплексах континентов занимают положение между полосчатым дунит-пироксенитовым комплексом и габброидами, тяготея к пироксен-оливиновым кумулятам.

Верхняя часть разреза на глубине 2600—3800 м сложена подушечными лавами базальтов, ниже по разрезу наряду с базальтами в изобилии присутствуют долериты (глубина 4460—4700 м) с различной степенью раскристаллизации от микродолеритов до габбро-долеритов. Эти породы фиксируют выходы дайкового комплекса. У основания склона на глубинах 4800—5300 м встречен комплекс габброидных пород, среди которых выделяются оливиновые габбро-нориты. Троктолиты подняты в виде крупных, до 80 см в поперечнике, глыб. Для них еще в большей степени, чем для габбро, характерны такситовые текстуры, обусловленные чередованием слоев и линз, обогащенных оливином и плагиоклазом.

Геофизическое изучение разреза океанской коры показало, что базальтам отвечает слой со скоростью 3,5 км/с, долеритам — 5,5 км/с, габбро — 6,8 км/с. Мощности соответственно определяются следующими цифрами: базальты — 0,7—0,8 км, долериты — 1,5—2,0 км, габброиды — 2,5—3,0 км. Граница Мохоровичича со скоростью 8,0 км/с расположена на глубине 5 км ниже поверхности дна. Можно предположить, что эта граница отвечает петрологическому переходу от габброидов (троктолитов, плагиоклазовых оливинитов) к пироксен-оливиновым перидотитам. Таким образом, во впадине Хесса, в бортах рифтовой долины, дно которой залито свежими оливиновыми базальтами, обнажается стратифицированный разрез океанской коры. Глубинные породы, представленные габброидами и плагиоклазо-оливиновыми перидотитами, залегают под 2,5—3,0 км толщей базальтов и долеритов. В этом случае можно с уверенностью говорить о том, что апикальная часть магматической камеры находится на глубине менее 3 км от поверхности дна.

Примером выхода глубинных пород на склоне рифтовой долины может служить район 6°с.ш. Срединно-Атлантического хребта (САХ) (Bonatti et al., 1975). Здесь на западном склоне рифтовой долины (рис. 2) в интервале глубин 2930—4660 м были подняты базальты, оталькованные и амфиболитизированные перидотиты, серпентиниты, хлорит-амфиболовые, амфиболовые и тальковые сланцы (глубина 3100—3260 м), в нижней части склона долины — базальты, хлоритовые сланцы, гранулированное и амфиболитизированное габбро (4260—4660 м). Выше перидотитов и метаморфитов залегают базальты

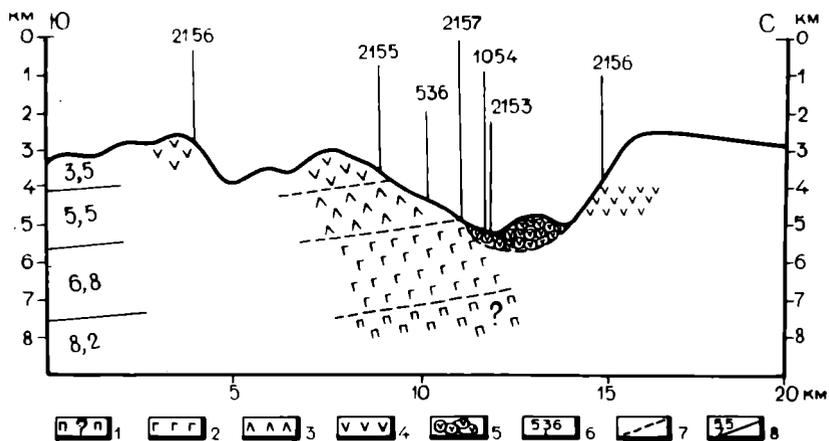


Рис. 1. Геолого-геофизический разрез океанской коры в районе впадины Хесса, Галапагосский рифт (Непрочнов, Кашинцева, 1978)

1 — перидотиты, 2 — габброиды, 3 — долериты (дайковый комплекс), 4 — оливин-пироксен-плагиоклазовые базальты, 5 — оливин-плагиоклазовые базальты, 6 — станции геологического опробования, 7 — условные геологические границы, 8 — сейсмические границы и соответствующие им скорости, км/с

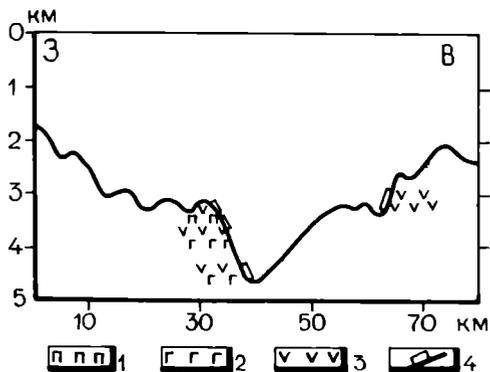


Рис. 2. Поперечный профиль рифтовой долины САХ на 05°58' с.ш. 33°15' з.д. и места геологического опробования ее бортов (Bonatti et al., 1975)

1 — серпентинизированные перидотиты и серпентиниты; 2 — габбро и метагаббро, 3 — базальты, 4 — места опробования

(2930 м). Интересны взаимоотношения между габбро и базальтами. Среди базальтов отмечаются зеленокаменно измененные и свежие разновидности. Дайки базальтов секут полосчатость габброидов, контакты этих пород магматические. Возраст габбро составляет (2—3 млн лет, т.е. с учетом ошибки трекового метода, геологическое положение габбро на склоне рифтовой долины хорошо согласуется с его сравнительно молодым возрастом. Как считают авторы (Bonatti et al., 1975), метаморфизм исходных габброидов происходит на глубине 8

нескольких сотен метров, не превышая 1,5 км. Причиной метаморфизма являются процессы тектонического дробления и термального воздействия новых порций базальтовой магмы, внедряющейся в уже сформировавшиеся габброиды в зоне рифтогенеза срединного хребта. Возможно, что оталькование перидотитов также связано с этими процессами.

На западном склоне рифтовой долины САХ на 23° с.ш. в рейсе ODP (Ocean Drilling Project) 109-й скв. 607-А под осадками мощностью около 6 м вскрыта 86 м толща ультраосновных пород. Породы представляют сильно деформированные серпентинизированными на 40—100% гарцбургитами с примесью клинопироксена (Сапат et al., 1987). Перидотиты представляют собой тектонические блоки слабодеплетированного мантийного вещества, выведенные на поверхность склона рифтовой долины в результате тектоники и частично эрозионных процессов.

В срединно-океанских хребтах Индийского океана глубинные породы были обнаружены в пределах восточного склона рифтовой долины на 5° с.ш. (Аравийско-Индийский хребет) и западного склона рифтовой долины Западно-Индийского хребта (Чернышева, 1969). В первом случае опробование склона от подножия (4940 м) до гребня (1900 м) показало присутствие во всем диапазоне глубин перидотитов различного состава. В подножии встречены апогарцбургитовые серпентиниты, а также тальк-тремолит-актинолитовые метаморфиты. В средней части склона — диопсидовые гарцбургиты, верлиты и серпентиниты. Наконец, на гребне хребта вскрываются серпентиниты и серпентинизированные плагиоклазовые лерцолиты. В нижней части склона в ассоциации с перидотитами встречены крупнозернистые габбро и габбро-нориты, в верхней части — базальты и фораминиферовые песчаники. Близкий комплекс пород встречен и в Западно-Индийском хребте.

Суммируя эти данные, следует еще раз отметить, что глубинные породы в бортах рифтовых долин вскрываются относительно редко, однако это бесспорный факт. В рифтовых зонах чаще наблюдаются последовательно стратифицированные соотношения между отдельными комплексами океанской коры. Вместе с тем уже на этой начальной стадии ее формирования проявляются протрузивное внедрение гипербазитов и довольно высокий метаморфизм глубинных пород. Об этом свидетельствуют высокая тектонизация перидотитов и их встречаемость в широком интервале глубин, вплоть до их выхода на поверхность дна в гребне хребта.

## ТРАНСФОРМНЫЕ РАЗЛОМЫ

Наибольший материал по интрузивным и метаморфическим породам получен в многочисленных трансформных разломах Атлантического, несколько менее Индийского и еще меньше Тихого океанов.

В трансформных разломах Атлантики магматиты глубинного генезиса в большей своей части встречены в тропической зоне океана,

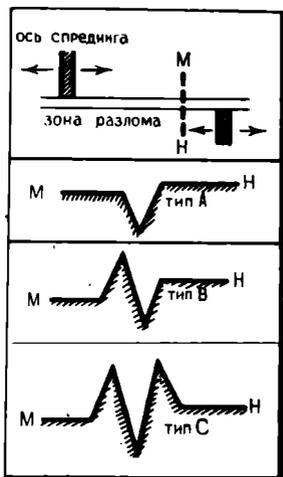
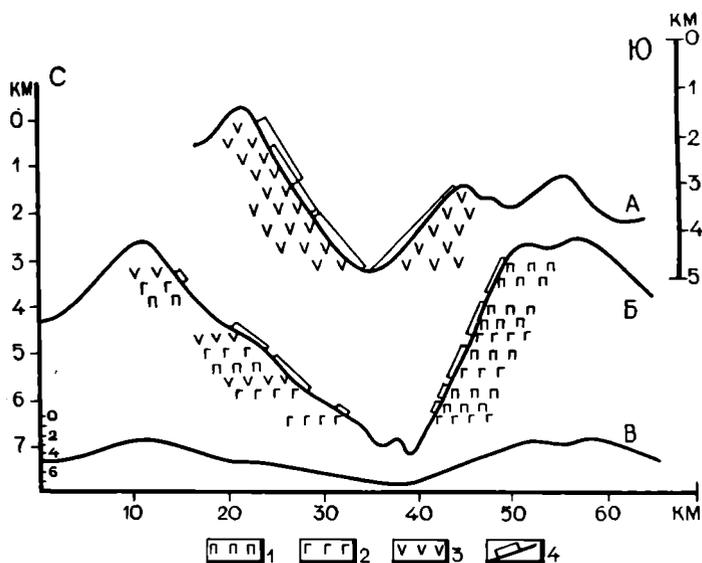


Рис. 3. Схема различных морфологических типов трансформных разломов на поперечных профилях (Bonatti, 1978)

Рис. 4. Поперечные профили и места геологического опробования разлома Романш (Bonatti et al., 1978)

А — профиль на  $15^{\circ}58'$  з.д., Б — профиль на  $18^{\circ}40'$  з.д., В — профиль В в масштабе 1:1. 1 — перидотиты, 2 — габброиды, 3 — долериты и базальты, 4 — места опробования



особенно приэкваториальной. Здесь в сравнительно узкой области располагаются довольно близко одна от другой целая система разломов, к которым относятся разломы Вима, Сан-Паулу, Романш, Чейн и Вознесения. Наиболее детально вопрос связи тектоники с глубинными породами в зонах этих разломов рассмотрен Э. Бонатти (Bonatti, 1978). По его представлениям, основным на изучении морфологии многочисленных разломов Атлантики и Индийского океанов, выделяются три типа трансформных разломов (рис. 3). Тип А характеризуется небольшой амплитудой перемещения блоков коры относительно друг друга, не осложненных дополнительными

горстами. Этот тип, по его мнению, характерен для некоторых разломов Тихого океана (например, разлома Меррей на 143°30'з.д.). Тип В отличается тем, что один борт разлома осложнен горстовым выступом, который в рельефе выражен в виде продольного хребта параллельно впадине, трассирующей разлом. Примером такого типа разлома могут служить трансформные линейменты в Атлантике (Вима), Индийском (Оуэн), в Тихом океане разлом Хизена в системе разломов Элтанин. Наконец, тип С характеризуется наличием поперечных к осевой зоне рифта хребтов на обоих бортах разлома. Примером этого может служить разлом Романш (рис. 4). Как будет видно из дальнейшего изложения, морфология трансформного разлома часто определяет специфику геологического строения этих структур.

Трансформный разлом Романш в Атлантическом океане один из наиболее крупных и достаточно изученных. По этому разлому ось рифтовой долины смещается на 950 км, а восточная и западная оконечности простираются до континентальных склонов Африки и Южной Америки. За максимальную глубину, достигающую 7858 м, его часто называют желобом, хотя в структурном отношении это неверно. Разлом выражен в рельефе системой параллельных хребтов и долин, максимальный перепад высот от дна разлома до вершины прилегающего поперечного хребта достигает на отдельных участках более 5 км. По простирацию поперечные хребты не выдержаны по высоте, их относительные превышения над дном прилегающих долин в отдельных случаях колеблются от 1,5 до 4,5 км (южный борт разлома). Северный борт более выдержан по высоте на всем простираии. Относительная высота этого хребта колеблется в пределах 3,5—5,1 км. В нескольких экспедициях (Плошко, Богданов, 1972; Bonatti et al., 1976; Melson, Tompson, 1970) были проведены детальные геологические работы на обоих склонах основной долины, выражающей разлом. В результате этих работ выяснилось, что как по простираию, так и по вертикали выделенные элементы морфоструктур отличаются составом слагающих их пород. Так, на северном борту разлома с запада на восток по мере слабого относительного увеличения высоты хребта происходит смена типичного меланжа на последовательно стратифицированный разрез океанской коры. На 18°40' з.д. северный хребет сложен серпентинизированными перидотитами, габбро, базальтами и различными метаморфитами, в том числе милонитами, развивающимися по этим породам. Какой-либо стратификации не наблюдается, все выделенные типы пород встречаются на всем диапазоне глубин, выходя на склонах хребта от подножия до вершины. В нижней части склона отмечаются обильные осыпи пород, слагающих склон долины. В 100 км восточнее, где хребет достигает максимальной высоты (его вершина лежит на глубине около 900 м от поверхности океана), в отличие от западных участков наблюдается в некоторой степени последовательный разрез. В нижней части склона на глубине 4500 м обнажаются перидотиты и габбро, выше на 2500 м преимущественно базальты венчают разрез известняки. Более конт-

растную картину можно видеть в южном борту разлома. На  $18^{\circ}40'$  з.д. на всем разрезе от глубин 6000 до 3000 м хребет сложен серпентинизированными перидотитами с очень незначительной примесью обломков метагаббро. Восточнее перидотиты встречены также на всем диапазоне глубин, но они резко подчинены габброидам, которые составляют от 50 до 90% всего поднятого материала. Еще далее к востоку на  $16$  и  $17^{\circ}$  з.д. южный хребет выражен очень слабо, максимальная относительная высота составляет около 2 км и он сложен метабазаальтами.

Широкое развитие тектонизированных пород, милонитов, смешанное залегание этих пород на склонах поперечных хребтов — все это позволяет рассматривать структурные элементы разлома Романш как тектонические блоки, перемещенные их низов коры и верхней мантии в верхние структурные этажи океанской коры в виде протрузий (Bonatti, 1978). Однако, кроме широкого развития процессов тектоники, в пределах разлома отмечаются вулканические процессы явно подчиненного характера. Примером этого вулканизма служат щелочные базальты и габброиды (Honnorez, Bonatti, 1970; Bonatti, Honnorez, 1976), поднятые на  $20^{\circ}$  з.д. в северном борту разлома. Габбро содержит модальный нефелин (9%) и титан-авгит (17%).

Изучение большого комплекса габброидов из впадины Романш, имеющих обычный толеитовый состав, показало (Melson, Thompson, 1970), что эти породы образованы в результате дифференциации базальтовой магмы и формирования в конечном счете расслоенных интрузий. Авторы отмечают минералы кумуласа и интракумулятивные агрегаты в габбро. По их мнению, во впадине Романш строение коры отвечает наличию расслоенной интрузии, типа комплекса Стилуотер, тектонически прорванной серпентинизированными перидотитами.

Южнее зоны разлома Романш глубинные породы, представленные серпентинизированными и милонитизированными гарцбургитами, катаклазированными и амфиболитизированными норитами, оливинowymi габбро, встречены в северном борту разлома Чейн, приблизительно в 100 км восточнее осевой зоны срединного хребта (Bonatti, 1968).

Примером значительных вертикальных перемещений блоков океанской коры может служить также разлом Сан-Паулу в Атлантическом океане, в пределах которого блоки серпентинизированных перидотитов и габброидов подняты на значительную высоту, достигая поверхности океана, образуя небольшой скалистый остров. Особенностью перидотитов, обнажающихся на о-ве Сан-Паулу, является присутствие в них амфибола, а в габбро — кварца и биотита. В роговообманковых перидотитах наблюдаются прослои и шпильи горнblendитов и оливиновых габбро. Между перидотитами и горнblendитами наблюдаются постепенные переходы, что трактуется как результат метасоматоза (Roden et al., 1984). Тот же набор пород драгирован с подводных склонов острова. Ксенолиты ультрабазитов встречены в щелочных базальтах, поднятых со дна несколько

севернее о-ва Сан-Паулу. Возраст перидотитов определен в 835 млн лет (Melson et al., 1972). Особенности состава и возраста позволили авторам трактовать эти породы как выступы древней недифференцированной мантии.

Между разломами Сан-Паулу и Вима на 7—8° с.ш. САХ пересекает зона разлома Вернадского. В этом разломе обнаружены серпентинизированные лерцолиты и амфиболитизированные пироксениты, которые слагают основание океанской коры (Шнюков и др., 1985). Выше этих пород залегают роговообманковые метадолериты, еще выше толеитовые базальты.

Непосредственно с севера к зоне разлома Вернадского примыкает трансформный разлом Долдрамс (8°10' с.ш.), который окаймляется поперечными хребтами шириной от 50 км на севере до 20 км на юге. В разломе подняты базальты, долериты, габбро, ультрабазиты, редкие обломки биотитовых диоритов (Разницын, 1988).

Хорошо изученным трансформным разломом в приэкваториальной Атлантике является разлом Вима (10—11° с.ш.), по которому ось хребта смещена на 320 км. Геоморфология разлома позволяет отнести его к типу В (рис. 5). Северный борт разлома представляет собой сравнительно невысокий (2—2,5 км) уступ со слабо всхолмленной поверхностью (Bonatti, 1978). Южный борт разлома в противоположность этому выражен в рельефе в виде довольно узкого хребта, возвышающегося над дном долины на 3—4 км, максимальная высота одного из его участков лежит на глубине около 500 м от поверхности океана. Набор пород мало чем отличается от такового во впадине Романш. Здесь также подняты базальты, различные габброиды, перидотиты и метаморфизованные разновидности этих пород, включая родингиты, милониты, серпентинизированные брекчии. На обоих бортах разлома преобладают серпентиниты и базальты, однако наблюдается некоторое различие в характере и соотношении этих пород. Базальты южного борта встречаются в виде мелких окатанных обломков явно переотложенного характера и по составу отличные от толеитов. По отношению к габбро и перидотитам их объем очень незначителен. Среди габброидов большую часть составляют милонитизированные разновидности, встречаются также амфиболиты.

Большой комплекс геологических работ был проведен в разломе Зеленого Мыса на 15°20' с.ш. (Пушаровский и др., 1988; Строение зоны разлома Зеленого Мыса, 1989). Разлом прослеживается в обе стороны от рифтовой долины на 2500 км, смещая рифт на 195 км. Разлом имеет сложную морфологию. Он делится на отдельные отрезки, смещенные друг относительно друга меридиональными горстообразными грядами. Глубина желоба увеличивается с запада на восток от 4300 до 6000 м (30°з.д.). Ширина разлома с поперечными хребтами составляет 20—35 км. В участках активной части разлома, в его центральной части прослеживается гребень высотой до 1 км (рис. 6).

В разломе в его обоих бортах подняты серпентинизированные гарцбургиты, реже лерцолиты, верлиты и дуниты. Перидотиты

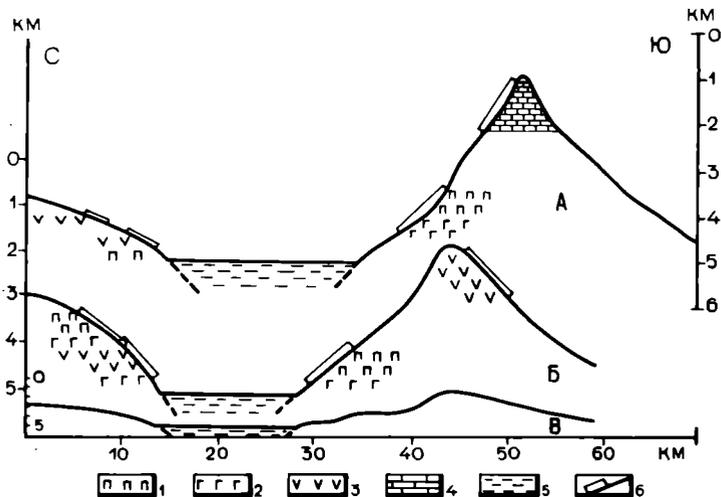


Рис. 5. Поперечные профили и места геологического опробования разлома Вима (Вонати, 1978)

А — профиль на 44°20' з.д., Б — профиль на 42°50' з.д., В — профиль В в масштабе 1:1.

1 — перидотиты, 2 — габбро, 3 — базальты, долериты, 4 — известняки, 5 — осадки, 6 — места опробования

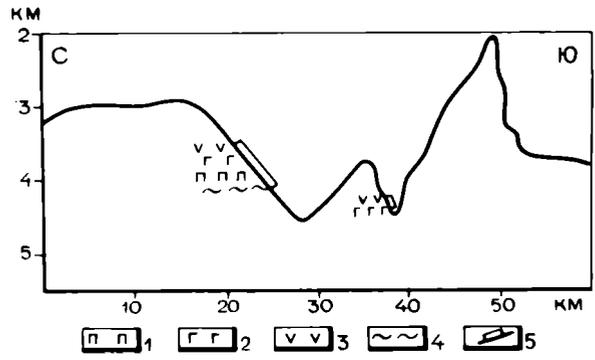


Рис. 6. Поперечный профиль и места геологического опробования разлома Зеленого Мыса на 44°50' з.д. (Пушаровский и др., 1988)

1 — перидотиты, 2 — габброиды, 3 — базальты и долериты, 4 — амфиболиты, 5 — места опробования

встречены почти на всем простирании изученной части разлома (29—52°з.д.), на всех гипсометрических уровнях. Они составляют около 60% от объема всех поднятых со дна разлома пород. Среди глубинных основных пород преобладают габбро и габбро-нориты, встречаются троктолиты и анортозиты. Метаморфические породы представлены амфиболитами и хлорит-амфиболовыми сланцами. Габброиды чаще всего отмечаются в основании бортов долины

разлома, образуя в рельефе гребни и уступы. Изучение пространственных взаимоотношений различных пород в зоне разлома показало, что поперечные хребты имеют чешуйчато-надвиговое строение.

Одним из наиболее крупных трансформных разломов северной Атлантики является разлом Атлантис, который изучен довольно детально (Shand, 1949; Удинцев и др., 1973) в двух районах: на пересечении разлома со срединным хребтом и в пределах котловины более чем в 800 км восточнее осевой зоны рифта (Кашинцев, Рудник, 1984). Разлом протягивается более чем на 1000 км, смещая ось срединного хребта всего на 75 км. В отличие от приэкваториальных разломов рельеф в зоне разлома Атлантис отличается некоторой спецификой. Здесь нет субширотных узких линейных хребтов, наоборот, в бортах разлома преобладает меридиональное направление структур в целом, согласное с простиранием срединного хребта (Литвин и др., 1974). Участки дна к северу и югу от оси разлома представляют собой довольно уплощенную равнину на глубине 2500 м, осложненную отдельными горами высотой в среднем 1200 м. На стыке разлома и рифта отмечаются единичные вершины с относительной высотой 1600 м (рис. 7).

Детальное опробование в разломе Атлантис в пределах срединного хребта проведено на всех диапазонах глубин от 5000 до 1000 м. Какой-либо определенной последовательности в распределении пород как в плане, так и по вертикали нет. Особый интерес представляет зона пересечения рифтовой долины с разломом. Здесь в северном борту отмечена минимальная глубина в 850 м. Вершина горы возвышается над плато более чем на 1600 м, а перепад глубин от дна рифтовой долины до вершины составляет 4200 м на отрезке всего в 10 км, т.е. угол наклона склона составляет около 23°.

Проведенное опробование (Дмитриев и др., 1974; Shand, 1949) показало, что перидотиты и габброиды обнажаются как в основании склона (глубина 4600—5040 м), так и в привершинной части на глубине 990—1460 м, причем в самой верхней части горы преобладают габбро. Оливиновое габбро встречено в самом разломе у основания северного склона на глубине 3885—4625 м. Глубинные породы, представленные перидотитами, слагают в ассоциации с базальтами горку с относительной высотой 1400 м, расположенную в пределах северного борта разлома.

Сами склоны разлома, не осложненные уступами, сложены нормальной океанской корой, породы которой лишь в значительной мере метаморфизованы. Опробование северного борта разлома в двух местах, особенно на 42°37'з.д. (рис. 7, профиль В) в диапазоне глубин 4255—2540 м, показало последовательную смену перидотитов с небольшой примесью габбро у подножия склона на базальты в верхней бровке борта разлома (2540—2750 м). Южный его борт, по видимому, опущен по сравнению с северным. Здесь на склоне в диапазоне глубин от 2100 до 3020 м обнажаются базальты, диабазы и габбро. Перидотиты встречены лишь в пределах отдельного блока в

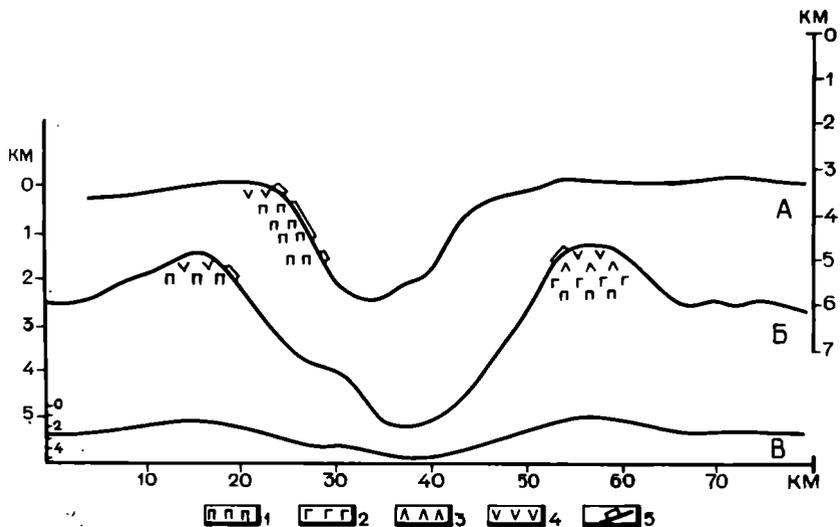


Рис. 7. Поперечные профили и места геологического опробования разлома Атлантик (Удинцев и др., 1973)

А — профиль на  $42^{\circ}37'$  з.д., Б — профиль на  $42^{\circ}29'$  з.д., В — профиль В в масштабе 1:1.

1 — перидотиты, 2 — габбро, 3 — долериты, 4 — базальты, 5 — места опробований

виде вершины с отметкой 1270 м, возвышающейся над плоской поверхностью борта разлома (рис. 7, профиль Б). В ассоциации с ними встречены базальты, диабазы, различные габбро, в том числе милонитизированные. Различная морфология южного и северного бортов разлома, характер и распределение пород, а также геофизические данные позволили сделать вывод о том, что северный борт разлома сложен нормальной стратифицированной корой в том виде, в котором она образуется в рифтовой долине, а южный борт представляет собой тектонический блок, переместившийся в виде протрузии из верхней мантии.

Изложенные данные позволяют рассматривать разлом Атлантик как самостоятельный тип разлома, в котором, однако, присутствуют черты разломов типа А и В, т.е. в общем это разлом типа А с отдельными осложняющими его блоками, являющимися как бы фрагментами поперечных хребтов. Петрографическая характеристика пород, слагающих разлом, почти идентична южным разломам. Отмечается лишь отсутствие щелочных пород, которые вскрываются в разломе Атлантик на  $34^{\circ}$  з.д.

Геологическими работами в этой части разлома Атлантик (Кашинцев, Рудник, 1984) обнаружены два комплекса пород. Наряду с высокометаморфизованными толеитовыми базальтами, габбро и перидотитами в пределах разлома встречен комплекс щелочных базальтов и сопутствующих им габбро и перидотитов. Метаморфизованная толеитовая ассоциация относится в этой части разлома к океанской коре, которая была сформирована в срединном хребте.

Щелочные породы, слагающие отдельные вулканические постройки, осложненные тектоникой, являются следствием наложенного вулканизма, который имел место, скорее всего, уже в пределах котловины. К сожалению, высокая степень измененности пород не позволила определить их абсолютный возраст.

Севернее разлома Атлантик глубинные породы подняты в разломе Океанограф (Fox et al., 1976; Otter et al., 1985). Борта разлома представляют собой ступенчатые сбросы. На склонах крутых эскарпов вскрываются базальты, кумулятивные феррогаббро, мелкозернистые диориты и кварцевые диориты — продукты кристаллизации базальтовой магмы. Ультрабазиты представлены катаклазированными гарцбургитами и лерцолитами.

Одним из наиболее изученных трансформных разломов в Северной Атлантике является разлом Гиббса на 52—53°с.ш. (Hekinian, Aumento, 1973), по которому происходит довольно значительное смещение оси рифтовой долины (около 550 км). По своей морфологии разлом очень похож на приэкваториальные разломы. Здесь также появляются субпараллельные поперечные хребты, разделенные глубокими трогами. Опробование проведено на двух участках разлома, между двумя отрезками срединного хребта, т.е. непосредственно в зоне смещения и на западном продолжении разлома, там, где он пересекает склон хребта, в 550 км западнее северного участка рифтовой долины.

Участок между двумя зонами рифтогенеза представляет собой систему из двух трогов, разделенных высоким хребтом. В верхней бровке северного борта северного трога на глубине 1200 м были подняты базальты и перидотиты, а на вершине (глубина 1876 м) поперечного хребта — габброиды. Среди серпентинизированных перидотитов отмечены массивные и деформированные разновидности. Деформация и метаморфизм выражаются в появлении листоватых структур, частичной грануляции, избирательной тремолитизации, хлоритизации и оталькования пироксенов и породы в целом. Габбро с вершины поперечного хребта сильно изменено с поверхности, т.е. по этому признаку можно определить, что оно долго было экспонировано на поверхности дна. В центральных частях обломков габбро более свежее, состоит из плагиоклаза и двух пироксенов, что позволяет отнести его к габбро-нориту с примесью оливина. Порода метаморфизована, плагиоклаз по краю замещается альбитом, клинопироксен — уралитом, хлоритом, ортопироксен — серпентином и уралитом.

Перидотиты, поднятые с основания южного борта северного трога в западной части разлома (4260—3560 м) в стороне от оси хребта, идентичны тем, которые были подняты из активной зоны разлома. Помимо плотных и деформированных разновидностей, в этой зоне появляются милонитизированные перидотиты, состоящие из хлорита, серпентина, талька, тремолита и сфена. Среди агрегатов этих минералов, ориентированных по сланцеватости, отмечаются реликты зерен пироксена и мелкие обломки базальтов. Участками

отмечается карбонатизация. По структуре и составу это типичный серпентинит — базальтовый меланж.

По мнению авторов (Hekinian, Aumento, 1973), часть перидотитов и габбро представляют собой продукты дифференциации базальтовой магмы, причем перидотиты позже переместились в верхние структурные этажи океанской коры в виде горячих пластичных протрузий. Часть перидотитов, в которых нет явных следов аккумуляции (каемки клинопироксена вокруг ортопироксена), возможно, относятся к реститовым перидотитам.

Большое количество интрузивных пород было поднято со дна океана в Южной Атлантике. Америко-Антарктический хребет между о-вом Буве и Южными Сандвичевыми островами осложнен несколькими трансформными разломами субширотного простирания (Lawver, 1983; Dick, Bullen, 1984). В трансформном разломе Буве (54°24' ю.ш., 1°37' в.д.) подняты серпентинизированные гарцбургиты. Западнее в разломе Конрада (56° ю.ш., 4° з.д.), в его южном борту, вблизи пересечения с Америко-Антарктическим хребтом, обнаружены базальты, метадолериты, зеленые сланцы и габбро. Брекчии этих пород сцементированы гидротермальным кварцем. Еще западнее зона спрединга смещается разломом Булларда, который протягивается в субширотном направлении на 560 км. В пределах этого разлома (57°47'—57°57' ю.ш., 7°40'—7°49' з.д.) поднят большой комплекс глубинных магматических пород. Встречены разнообразные лерцолиты, дуниты, троктолиты, габбро в ассоциации с базальтами и долеритами.

Большое количество трансформных разломов секут систему срединно-океанских хребтов Индийского океана, из которых в настоящее время наиболее изучена северная ветвь — Аравийско-Индийский хребет или хребет Карлсберг. Детальному изучению хребтов Индийского океана в значительной мере способствовала Индоокеанская экспедиция, проведенная в 1960—1965 гг. при международном сотрудничестве ученых разных стран и продолженная в 1967 г. советскими судами "Академик Курчатов" (2-й рейс) и "Витязь" (41-й рейс) по проекту "Верхняя мантия" (Чернышева, Безруков, 1966; Чернышева и др., 1972). Позже из советских экспедиций, изучавших этот район, следует отметить 19-й рейс нис "Академик Вернадский" (Белевцев и др., 1984) и 7-й рейс "Академик Мстислав Келдыш" (Трансформные разломы..., 1986).

Глубинные породы были подняты со дна во многих местах срединного хребта. Остановимся на наиболее интересных и изученных в ходе этих экспедиций разломах, секущих срединный хребет. На севере это разлом Оуэн, в северной части северной ветви хребта — разломы Академика Вернадского, Витязя, Вима, еще южнее — разломы Арго и Марии Целесты.

Разлом Оуэн представляет собой крупное тектоническое нарушение протяженностью около 2700 км, смещающее ось Аравийско-Индийского хребта почти на 300 км. Разлом в плане представляет собой систему субпараллельных хребтов и депрессий, протяжи-

вающихся с юго-запада на северо-восток. По своей морфологии он относится к типу В (рис. 8), т.е. восточная его часть представляет собой выровненное дно со средними глубинами около 4400 м, а западная часть — систему хребтов шириной более 100 км с относительным превышением над дном главного трога около 3 км. Выровненный блок сложен вулканитами, перекрытыми турбидитными осадками абиссальной равнины. Геофизические и геологические данные (Bonatti, 1978) позволяют считать западный блок тектоническим, поднятым за счет вертикальных перемещений коры.

В отдельных местах склон западного хребта осложнен ступенчатыми сбросами. В районе максимальных глубин (5803 м) северо-западный борт впадины очень крутой, до  $30^\circ$ , местами фиксируются почти вертикальные уступы. Крутой участок северо-западного борта разлома был опробован на разных глубинах от 5730 до 2600 м (Белевцев и др., 1984). На всем диапазоне глубин в интервале более 3 км были подняты серпентинизированные перидотиты, крупные глыбы лерцолитов, реже гарцбургитов с элементами деформационных структур, свойственных тектонитам (зеркала скольжения, змеевикова серпентинизация). Перидотиты более чем наполовину серпентинизированы, характеризуются крупнозернистой структурой, размеры зерен оливина и пироксенов достигают 2 см. Среди ультрамафитов встречены пироксениты (Белевцев и др., 1984). В разрезе они залегают выше, чем гарцбургиты и лерцолиты.

Южнее разлома Оуэн расположена крупная зона трансформных разломов Академика Вернадского. Зона разлома протягивается почти на 600 км, смещая ось хребта на 120 км. Большое количество субпараллельных тектонических нарушений южнее главного разлома занимает область шириной около 270 км. Ось рифтовой долины испытывает многократное смещение, зажата между близко расположенными разломами, и в этой ситуации трудно определить, где склон хребта, а где склон разлома. Высокая тектоническая активность этой области отразилась на глубинных породах. В привершинной части одной из грядобразных возвышенностей, расположенной между двумя депрессиями, отражающими зону разлома, с глубины 1700—2150 м были подняты тальковые, антофиллит-тальковые и тремолитовые породы с хромшпинелидами, по составу близкие перидотитам (Matthews et al., 1966; Чернышева, Безруков, 1966). Помимо того, здесь же подняты (Белевцев и др., 1984) актинолит-хлоритовые и хлоритовые сланцы с титанитом. Эти сланцы образовались, скорее всего, по габброидам, так как кое-где сохранились реликты плагиоклаза и пироксена, по которым развиваются хлорит и актинолит.

Еще южнее, в пределах южного борта разлома Витязь на различных глубинах, получен большой комплекс интрузивных пород (Чернышева, 1969). С верхней части южного блока (глубина 1900 м) подняты обломки серпентинита и серпентинизированного плагиоклазового лерцолита. В средней части склона (глубина 3070 м) получен обильный материал, представленный гарцбургитами, диопсид-

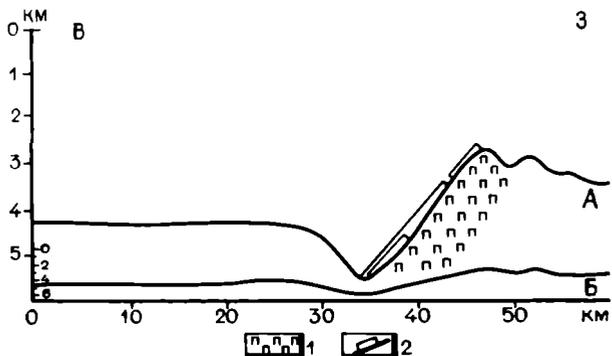


Рис. 8. Поперечный профиль и места геологического опробования разлома Оуэн (Bonatti, 1978)

А — профиль на  $12^{\circ}35'$  с.ш. (впадина Уитли), Б — тот же профиль в масштабе 1:1.  
1 — перидотиты, 2 — места опробований

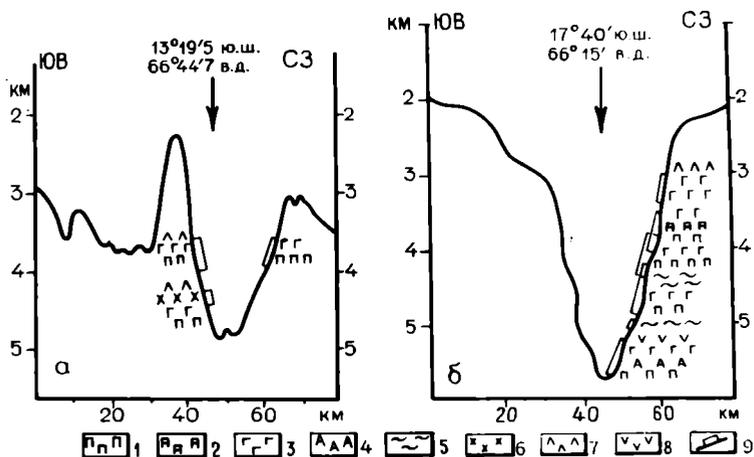


Рис. 9. Поперечный профиль и места геологического опробования разлома Арго (а) и разлома Мария Целеста (б) (Engel, Fisher, 1975)

1 — перидотиты, 2 — ортопироксениты, 3 — габброиды, 4 — анортозиты, 5 — амфиболиты, 6 — кварцевые монзониты, кварцевые диориты, аплиты, 7 — долериты, 8 — базальты, 9 — места опробований

содержащими верлитами и серпентинитами. Наконец, у подножия разлома на глубине 4940 м встречены апогарцбургитовые серпентиниты, тальк-тремолит-актинолитовые породы, габбро-пегматиты, габбро-нориты и диабазы.

В разломе Вима (Engel, Fisher, 1969) с глубин 3030—3335, 4055—4280, 5865—6060 м на северном борту разлома подняты соответственно: серпентинизированные и катаклазированные лерцолиты с биотитом и керсутитом, анортозиты и габбро, среди которых выделяются оливковые, двупироксеновые и амфиболитизированные разновид-

ности. У основания северного склона обнаружены серпентиниты. На южном борту разлома на глубине 4000—4370 м обнажаются серпентиниты, габбро и диабазы.

В разломе Арго, протягивающемся на 700 км и смещающим рифт на 180 км, в нижней части северного и южного склонов (рис. 9,а) с глубин 3600—3900 и 3560—3960 м подняты серпентинизированные, оталькованные лерцолиты, габбро и оливиновое габбро частично амфиболитизированные. Со дна разлома (4225—4275 м) подняты долериты, гарцбургиты, габбро, нориты, титаномагнетитовое габбро с жилками кварцевых монцонитов, трондьемитов. Отмечены также диориты и кварцевые диориты (Engel, Fisher, 1975).

Наконец, в самой южной части хребта расположен разлом Марии Целесты, в пределах которого были проведены многочисленные геологические экспедиции (Белевцев и др., 1984; Engel, Fisher, 1975; Цветков и др., 1980; Лисицын и др., 1982). Разлом простирается с юго-запада на северо-восток почти на 700 км, смещая ось рифтовой долины хребта на 200 км. Максимальная глубина желоба 5876 м (рис. 9,б). Разлом представляет собой систему из нескольких субпараллельных впадин, разделенных грядовыми возвышенностями. Опробование нижней части северного борта главного разлома на глубине 3600—4700 м (Цветков и др., 1980) показало, что склон сложен различными габброидами и перидотитами, среди которых отмечены обломки вебстеритов, лерцолитов, серпентинизированных гарцбургитов, анортозитов, габбро-анортозитов и метаморфизованных габбро (катаклазированного амфиболита, тремолитизированного микрогаббро). На глубине 4880 м с северного борта подняты (Engel, Fisher, 1975) лерцолиты, серпентинизированные гарцбургиты, анортозиты, катаклазированные и милонитизированные габброиды, а также оталькованные тремолиты. В средней части северного склона (3500—4205 м) обнаружены обломки ортопироксенитов, серпентинизированных лерцолитов, гарцбургитов, милонитизированных и амфиболитизированных габброидов. Вблизи основания северного склона на глубине 5185—5740 м обнажаются гарцбургиты, милонитизированные анортозиты и габбро. Габброиды эпидотизированы и амфиболитизированы, здесь же встречена эпидот-кварцевая порода.

Южнее глубинные породы встречены в трансформных разломах Западно-Индийского хребта. Приблизительно по меридиану 61° в.д. Западно-Индийский хребет пересекает крупный трансформный разлом Мелвилл (Engel, Fisher, 1975). На различном удалении от области пересечения хребта и рифта получены: оливиновое габбро (27°59' ю.ш.), миланитизированное метагаббро, кварцевый диорит, лерцолит и тальк-хлорит-серпентинитовая порода, возможно образовавшаяся по пироксениту (29°18' ю.ш.); метагаббро и серпентинизированные лерцолиты (30°27' ю.ш.). Общая тенденция заключается в увеличении количества ультраосновных пород по мере продвижения к рифтовой зоне.

Очень интересный материал получен в Западно-Индийском хребте

в пределах трансформного разлома Атлантис-II ( $32^{\circ}50'$  ю.ш.). Здесь во время 118-го рейса "Джойдес Резолюшн" было пробурено несколько скважин, которые вскрыли глубинные породы (Robinson et al., 1988).

Разлом Атлантис-II протягивается почти на 210 км, в субмеридиональном направлении пересекая хребет на  $57^{\circ}$  в.д. Борты разлома представляют собой продольные хребты, склоны которых в сторону рифтовой долины крутые ( $30-40^{\circ}$ ). Перепад высот в месте максимальной депрессии составляет более 5 км. Дрожное опробование склонов разлома показало повсеместное присутствие серпентинизированных перидотитов, в ассоциации с которыми встречено подчиненное количество обломков габбро, базальтов и метаморфитов.

Наибольший интерес представляет собой скв. 735, пробуренная на западном продольном хребте. Последний представляет собой цепочку плосковершинных (следы абразии) поднятий, разделенных седловинами. На одной из таких возвышенностей  $5 \times 2$  км пробурено около 500 м океанской коры, возраст которой составляет 12 млн лет.

Скважина вскрыла последовательный разрез различных габброидов, разделенных маломощными тектоническими зонами (рис. 10). Всего выделено 6 последовательных слоев габброидов. Сверху вниз вскрываются:

- 1) рассланцованное метагаббро по габбро-нориту (породы несут следы катаклаза, что отражается в появлении текстур от порфи-рокластических до гнейсовидных и милонитовых; мощность слоя 39,5 м);
- 2) оливинное габбро, в котором в нижней части слоя появляется ортопироксен (габбро расслоено обособлением слоев, обогащенных или обедненных оливинном; мощность слоя 140 м);
- 3) оливинное габбро с прослоями рудного габбро (мощность 44 м; в нижнем контакте наблюдается маломощная зона (60 см) милонитизации);
- 4) титан-магнетитовое рудное габбро с жилками трондьемитов (в нижнем контакте зона милонитизации мощностью около 3 м; общая мощность слоя 48 м);
- 5) оливинное габбро с прослоем троктолитов (мощность 102,5 м);
- 6) оливинное габбро со слоями троктолитов.

Габброиды испытали различную степень динамотермального метаморфизма.

Наиболее впечатляющими по своим размерам являются трансформные разломы Тихого океана. Отдельные из них, например Меррей, Мендосино, протягиваются почти на 3,5 тыс км, пересекая множество структур тихоокеанского дна. Одной из наиболее крупных считается также зона разлома Элтанин на юге Тихого океана. Отдаленность, суровые метеоусловия долго препятствовали изучению этой зоны, пока, наконец, в 1977 г. в 24-м рейсе нис "Академик Курчатов" впервые из глубоководной части разлома Элтанин были подняты коренные породы (Кашинцев, Фрих-Хар, 1978).

Зона разломов Элтанин протягивается почти на 2000 км, смещая ось Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) более чем на 500 км. В пределах этой зоны выделяются два близкорасположенных разлома: Хизена и Тарп. Разлом Хизена, где были сосредоточены геологи-

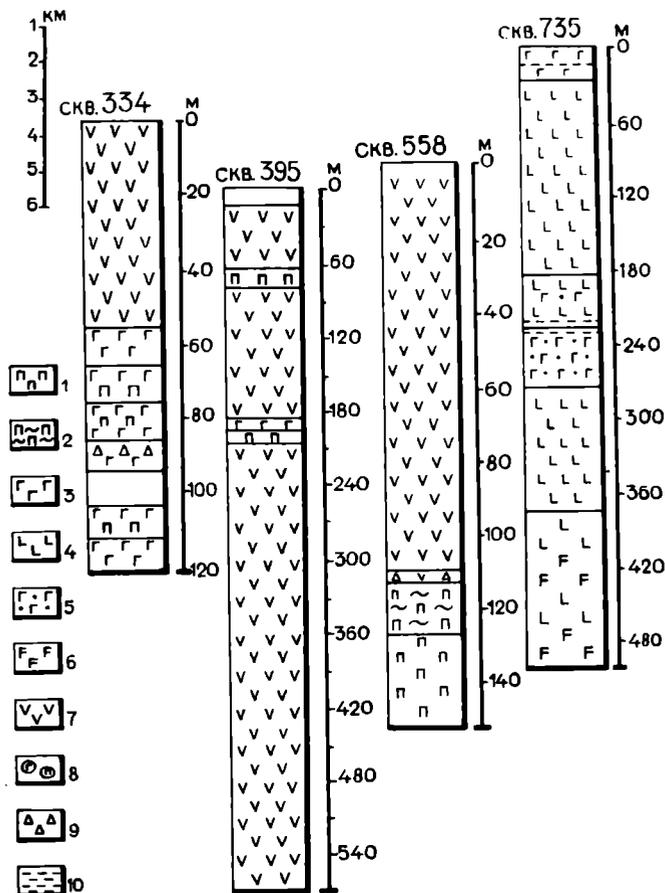


Рис. 10. Геологические разрезы по скважинам 334, 395, 558 (Атлантика) и 735 (Индийский океан)

1 — перидотиты, 2 — перидотиты катаклазированные и рассланцованные, 3 — габбро, 4 — оливковое габбро, 5 — рудное габбро, 6 — троктолит, 7 — базальт, 8 — галька габбро и перидотитов, 9 — брекчи базальтов и глубинных пород, 10 — зоны катаклаза и рассланцевания в габброндах. Справа от скважин дается длина в метрах пород фундамента

ческие работы, можно отнести к типу В (рис. 11, а). Ось ВТП по этому разлому смещается на 280 км. Южный борт разлома представляет собой высокий гребневидный хребет, протягивающийся параллельно общему направлению главного трога разлома. Склон хребта, обращенный в долину разлома, крутой, достигает  $26^\circ$ , южный более пологий (до  $15^\circ$ ), переходит в выровненное дно (3200—3500 м), примыкающее к разлому Тарп на юге. Северный борт разлома невысокий, менее крутой (до  $20^\circ$ ), на глубине 3550 м переходит в выровненное дно котловины с отдельными холмами высотой 200—

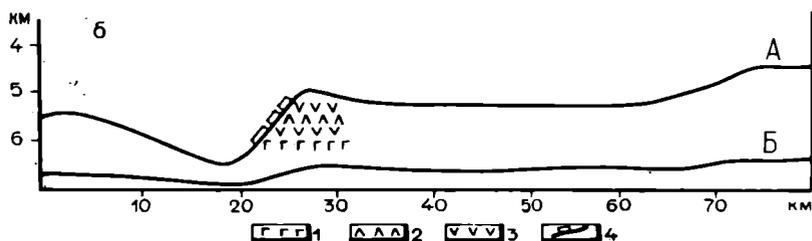
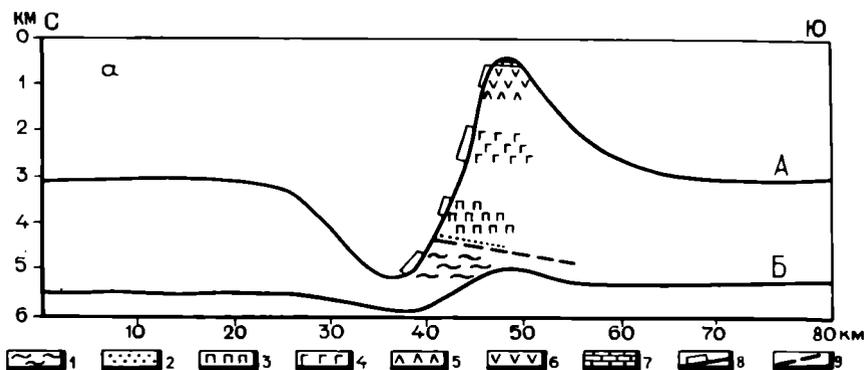


Рис. 11. Поперечные профили и места геологического опробования

а — разлома Элтанин (Кашинцев, Фрих-Хар, 1978): А — профиль на  $125^{\circ}40'$  з.д., Б — тот же профиль в масштабе 1:1

1 — амфиболитовые сланцы, 2 — гранулиты, 3 — перидотиты, 4 — габбро, 5 — долериты, 6 — базальты, 7 — известняки, 8 — места опробований, 9 — предполагаемый надвиг; б — разлом Меррея (Рудник и др., 1982): А — профиль на  $143^{\circ}30'$  з.д., Б — тот же профиль в масштабе 1:1

1 — габбро, 2 — долериты, 3 — базальты, 4 — места опробования

500 м. Дно ущелья в районе исследований лежит на глубине 5660—5980 м. Общий перепад глубин от вершины хребта до дна ущелья максимально составляет более 5 км.

Опробование южного борта проводилось приблизительно по меридиану  $125^{\circ}40'$  з.д. Здесь сверху вниз по склону вскрываются: базальты (660 м), долериты (660—1000 м), габбро (2300—3000 м), перидотиты (3900—4050 м). В 35 км восточнее изученного профиля на том же склоне на глубине 5200—5400 м встречены амфиболитовые сланцы, которые обнаружены к тому же и на дне депрессии на глубине 5640 м. Среди перидотитов преобладают апогарцбургитовые серпентиниты, состоящие из оливина (55—60%) и ромбического пироксена (40—45%). Оливин серпентинизирован на 30%, в отдельных разновидностях серпентинизация захватывает до 80% объема породы. Характерной чертой перидотитов является отсутствие следов рассланцевания и будинажа, что довольно часто отмечается в перидотитах трансформных разломов. При этом оливин несет следы

механических деформаций, свидетельствующих о наличии определенных напряжений, испытанных породой.

Совместно с перидотитами подняты очень интересные метаморфиты, сложенные кислым плагиоклазом, пироксенами, роговой обманкой, биотитом и оливином. Порода имеет явно выраженную такситовую текстуру и нематогранобластовую структуру. По своему составу, структуре они очень напоминают гранулиты. Помимо того, с ними совместно встречены пироксениты, несущие черты вторичной перекристаллизации и метаморфизма (Кашинцев, Рудник, 1984).

Ещё больший интерес представляют собой метаморфические сланцы, поднятые в низах склона под перидотитами на глубине 5200—5640 м (Кашинцев, Жданов, 1981). Сланцы были подняты в виде крупных 0,2—0,8 м остроугольных глыб. Порода отличается сланцеватостью и полосчатостью, последняя обусловлена чередованием темно-зеленого амфибола, участков, сложенных плагиоклазом и кварцем. Помимо сланцеватости, в породе присутствуют совершенно необычные для океанских амфиболитов элементы микроскладчатости и плейчатости. Состав сланцев отвечает в целом толеитовым базальтам, на это указывает также и распределение редкоземельных элементов.

Залегающие над перидотитами и габбро долериты и базальты по составу и структурам идентичны таким же породам толеитовой серии, вскрывающимся в рифтовых зонах срединных хребтов и прилегающих участков трансформных разломов в других районах океанов.

Таким образом, в зоне разломов Элтанин вскрывается последовательный разрез океанской коры от перидотитов через габбро и долериты к базальтам и осадочным породам. Этот разрез снизу подстилается амфиболитовыми сланцами с элементами складчатости и плейчатости. Непосредственно в контакте с перидотитами эти сланцы переходят в гранулитоподобные породы, сложенные высокотемпературными минералами. Петрографические, геологические и геофизические (Городницкий и др., 1979) данные говорят о том, что в зоне разлома Элтанин на границе блоков-микроплит имели место надвиговые движения. Срыв пластины произошел по перидотитам, в местах контакта с которыми за счет трения и повышения температуры образовались высокотемпературные гранулитоподобные породы и необычные по составу пироксениты. Давление вышележащей пластины мощностью около 5 км привело к тому, что нижележащие базальты, слагающие кровлю автохтона, превращаются в амфиболитовые сланцы с элементами плейчатости и микроскладчатости (складки волочения). Тектонические движения по трансформному разлому привели к образованию сброса и вывели на поверхность склона контакт авто- и аллохтона, представленный зоной перехода амфиболитовые сланцы—перидотиты.

Разлом Меррей один из самых крупных в системе трансформных разломов северо-восточной части Тихого океана. Он протягивается до Гавайских островов, продолжаясь далее в виде подводного хребта Неккер. Наиболее детальные работы, позволившие выяснить глубин-

ное строение коры в пределах этого разлома, были проведены советскими океанологами в 1979 г. в средней части разлома (Рудник и др., 1982). Приблизительно на долготе 143°30' з.д. разлом представляет собой довольно простую структуру (рис. 11, б.) Северная и южная части котловины имеют выровненную поверхность, лежащую на глубине 5000—5500 м. Отдельные вершины высотой 500—700 м осложняют эту поверхность, протягиваясь цепочкой на севере в 30 км от оси разлома, а на юге вдоль бровки склона.

Опробование разлома было проведено на южном склоне в интервале глубин 5100—6000 м. На глубине 5300—6000 м совместно с базальтами и долеритами было встречено габбро. Среди габброидов отмечаются габбро-нориты, обычные и роговообманковые габбро. Структуры пород кумулятивные, вторичные изменения выражены в катаклазе и зеленокаменном метаморфизме. Среди габброидов значительная часть принадлежит габбро-долеритам, особенно порфирировым, где вкрапленники минералов составляют до 40% объема породы. Эти породы по своей структуре и характеру вкрапленников являются переходными к обычным габбро. Среди них по этому признаку встречаются участки с габбровой структурой, подчеркивающие такситовую структуру породы в целом.

Сходное строение имеет и другой крупнейший разлом Пацифики — разлом Клариион (Меланхолина и др., 1983; Лазько, 1985). Здесь на 147° з.д. в пределах коры позднемелового возраста на южном борту разлома в 28-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев" были проведены детальные геологические исследования. Северный борт разлома образован тремя односторонними горстами, образующими три последовательно поднимающиеся ступени. Южный борт, напоминающий тип В трансформных разломов, образует единый уступ с перепадом глубин 1800 м и углом склона местами около 30°. С юга перепад глубин от вершины хребта до пологого плато составляет 700 м (рис. 12). Базальты встречены на всем диапазоне глубин. Долериты отмечаются совместно с габброидами. Последние в ассоциации с перидотитами встречены на глубине 5050—5200 м. Среди габброидов выделяются пироксеновое габбро, габбро-нориты, оливинное габбро, лейкократовые пегматоидные габбро-нориты. Текстуры от массивных до полосчатых. Перидотиты представлены апогарцбургитовыми, серпентинитами. Глубинные породы являются результатом дифференциации толеитовой магмы, перидотиты претерпели пластическую деформацию в условиях верхней мантии. В дальнейшем и те и другие были подвержены тектоническим деформациям в пределах коры.

Суммируя данные по трансформным разломам, следует отметить их общую черту — широкое развитие протрузивной тектоники и связанного с ней меланжа пород почти во всех типах разломов независимо от их величины. Однако наряду с общими чертами некоторые разломы отличаются особенностями своего строения. В одних случаях крупные трансформные нарушения сохраняют стратификацию, в их пределах можно наблюдать надвиговые явления

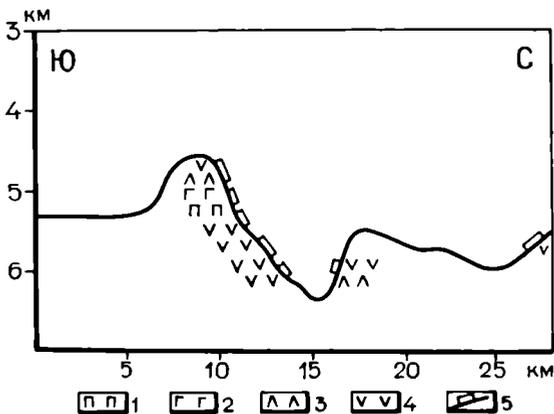


Рис. 12. Поперечный профиль и места геологического опробования разлома Кларин (Меланхолина и др., 1983)

1 — перидотиты, 2 — габброиды, 3 — долериты, 4 — базальты, 5 — места опробований

(Элтанин), в других не менее крупных наряду с участками стратифицированной коры широкое развитие получают протрузивная тектоника, меланж и наложенный щелочной магматизм (Романш). Наконец, в третьих исключительное значение приобретает протрузии ультраосновных пород, слагающие протяженные хребты (Оуэн, Сан-Паулу).

Сравнивая характер глубинного магматизма в различных океанах следует отметить, что, например, магматические комплексы, слагающие океанскую кору в пределах трансформных разломов Тихого океана, более примитивны по набору пород, чем такого рода комплексы в Атлантике и Индийском океане. В Атлантике наряду с широким набором различных типов пород в области срединного хребта имеют место щелочные разновидности, связанные с наложенным магматизмом в пределах некоторых участков трансформного разлома, прилегающего к хребту. Эти различия скорее всего связаны с различной скоростью спрединга в срединных хребтах различных океанов.

### СКЛОНЫ СРЕДИННО-ОКЕАНСКИХ ХРЕБТОВ

Большая часть находок глубинных пород на склонах срединных хребтов, вне ясно выраженных трансформных разломов и вдалеке от рифтовой зоны, связана с глубоководным бурением. В отдельных случаях (Аументо и др., 1973) породы были подняты с поверхности дна при драгировании.

Приблизительно на 22° с.ш. при бурении западного склона хребта в скв. 395 (см. рис. 10), расположенной в 35 км от оси Срединно-Атлантического хребта, южнее трансформного разлома Кейн, под глубоководными илами и базальтами встречены обломки серпентинизированных гарцбургитов. В скважине отмечены два горизонта,

сложенные лерцолитами и гарцбургитами, переслаивающимися с серпентинитовыми брекчиями, габбро и базальтами (Sinton, 1979). Эти образования рассматриваются как реститы после выплавления базальтов, тектонически перемещенные в дальнейшем в верхние структурные этажи коры. Прослои с обломками ультрабазитов маломощные в несколько десятков сантиметров.

Более обильный и интересный материал был получен в скв. 334 (Melson et al., 1974), расположенной на 37° с.ш. в 120 км к западу от рифтовой долины срединно-океанского хребта Атлантики (см. рис. 10), где в дальнейшем были проведены глубоководные исследования по проекту FAMOUS. Скважина заложена на склоне хребта, представляющего неровное плато с глубинами 3,5—4,0 км. Плато разбито серией разломов, обусловивших мелкоглыбовый тектонический характер рельефа в целом.

Глубинные породы вскрыты на 314-м метре от поверхности дна, они перекрываются 60-метровой толщей афировых базальтов, а в самой верхней части 250-метровой толщей глубоководных илов. 68-метровая пачка интрузивных пород состоит из чередующихся прослоев брекчированных перидотитов и габброидов, разделенных маломощными прослоями смешанных перидотит-габбровых брекчий с цементом, состоящим из плотных органогенных осадков. Габбро составляют 47% всего объема вскрытых скважиной пород, перидотиты — 24%, остальное приходится на смешанные брекчии, по составу и структуре представляющие собой типичный меланж в его традиционном геологическом понимании. Среди пород выделяются обычные, оливковые и анортозитовые габбро, габбро-нориты, лерцолиты, перидотиты различного состава, в том числе оливин-плагиоклазовые пироксениты (70% — пироксен, 20% — плагиоклаз, 10% — оливин). Изучение состава пород и минералов их слагающих, а также структур и текстур показало (Hodges, Papike, 1976; Clark, Loubat, 1977), что все указанные породы представляют собой кумулятивные образования, формирующиеся при дифференциации базальтовой магмы. В течение первого магматического этапа на глубине под срединным хребтом происходила медленная кристаллизация магматически расслоенного перидотит-габбрового комплекса. В дальнейшем этот комплекс при тектонических движениях был перемещен в верхние структурные этажи коры, образовав при выходе на поверхность прослои меланжированных пород, включающих глубоководные осадки. Впоследствии они перекрылись новыми порциями лав, а позже — осадочными илами.

В 82-м рейсе бурового судна "Гломар Челленджер" (Michael, Bonatti, 1985b) в скважинах 556, 558, 560 (см. рис. 10) на западном фланге Срединно-Атлантического хребта, к юго-западу от Азорского плато, были вскрыты глубинные породы, представляющие тектониты. Во всех случаях породы залегают под 400—500-метровой толщей осадков и базальтов. Указанные тектониты сложены брекчированными габброидами, серпентинитами, серпентинитовыми брекчиями и милонитами. Перидотиты представлены апогарцбур-

гитовыми серпентинитами. Наличие их непосредственно под базальтами и осадками, высокая степень тектонизации свидетельствуют о сложных тектонических процессах и взаимоотношениях между отдельными комплексами офиолитов, сформированных под рифтовой долиной хребта.

Еще в одном районе Срединно-Атлантического хребта был получен большой комплекс пород глубинного генезиса. На 45° с.ш. на так называемом профиле Гудзона (Аументо и др., 1973) проведены сравнительные геологические исследования в трех структурных участках дна: срединной долине, гребнях хребта и прилегающих склонах. По мере движения от срединной долины к склону возрастает тектоническая раздробленность океанской коры и вместе с тем возрастает количество экспонируемых на поверхности глубинных пород. Усложняются их взаимоотношения. В бортах срединной долины наряду с базальтами встречены лишь габброиды; в пределах гребня хребта уже отмечаются единичные находки серпентинитов, а на склоне хребта на так называемом трещинном плато серпентиниты в ассоциации с габброидами, диоритами и трондьемитами отмечены в нескольких точках. Вместе с нарастанием количества интрузивных пород вкост простирания хребта отмечается нарастание количества различных метаморфитов, вплоть до пород амфиболитовой фации метаморфизма. Авторами делается интересный вывод об отсутствии связи между выходами серпентинитов и особенностями рельефа дна. Отмечается, что впервые выходы серпентинитов встречены в 30 км от оси хребта, в дальнейшем выходы перидотитов отмечаются на любых гипсометрических отметках и различных морфоструктурных формах дна — подводных горах, их вершинах и склонах, на относительно ровных участках дна и склонах крутых тектонических эскарпов.

В отличие от серпентинизированных перидотитов базальты, габброиды и метаморфиты часто размещаются строго последовательно по вертикали, подчеркивая определенную стратификацию. В то же время габброиды, особенно троктолиты, встречены совместно с перидотитами, причем наблюдается их тесная взаимосвязь. Переходы от гарцбургита к дуниту или троктолиту и габбро иногда наблюдаются в одном образце на расстоянии в несколько сантиметров. Наличие в породах гравитационных структур позволяет отнести эти ассоциации пород к продуктам стратиформных интрузий, ультраосновные фрагменты которых совместно с габброидами были тектонически перемещены в виде протрузий в верхние горизонты коры. Наличие в диоритах ксенолитов перидотитов говорит о более позднем внедрении диоритов в уже сформировавшиеся перидотиты. Все это свидетельствует о длительном многоэтапном формировании отдельных комплексов вулканических пород океанской коры.

Аналогичное положение на западном фланге Срединно-Атлантического хребта занимают габбро на 47° с.ш. (Quon, Ehler, 1963).

Таким образом, появление глубинных пород и их метаморфических продуктов на склонах срединных хребтов связывается с

диапировым внедрением перидотитов и ассоциирующих с ними основных пород по зонам разломов, нарушающих различные участки дна. Вместе с тем в высоких эскарпах на склонах хребта и тектонических нарушениях в бортах рифтовой долины можно встретить последовательно дифференцированный разрез океанской коры от базальтов до габброидов и метаморфитов зеленосланцевой и нижних ступеней амфиболитовой фаций метаморфизма.

## ОКЕАНСКИЕ КОТЛОВИНЫ

Интенсивное геологическое изучение срединных хребтов, связанное с доступностью пород фундамента, оставило в стороне огромные области океанских котловин. В то же время эти крупные впадины океанского дна являются сложно построенными структурами, местами лишенными осадочного чехла. В их пределах зафиксировано большое количество подводных гор, несущих информацию о характере магматизма в этих областях. Крупные депрессии и поднятия дна, ограниченные или разделяемые разломами, несут информацию о глубинном строении фундамента. Изучение геологического строения котловин в полном объеме в настоящее время только начинается. И уже первые исследования отдельных районов различных котловин дают обнадеживающие результаты.

Примером таких исследований служит Бразильская котловина в Атлантическом океане. На огромной ее площади, составляющей около 3 млн км<sup>2</sup>, до 1984 г. было проведено лишь одно опробование фундамента, которое показало присутствие под осадочной толщей толеитовых базальтов.

В 1984 г. в 870 км северо-восточнее скв. 355, в которой были вскрыты эти базальты, в меридиональной зоне разлома с перепадом высот около 1000 м, представляющем собой сбросовый уступ, были подняты магматические породы фундамента, представленные как базальтами, так и глубинными породами.

Драгирование, проведенное на тектоническом уступе (рис. 13), позволило получить образцы базальтов, долеритов, габброидов и перидотитов. Уступ обрамляет с запада депрессию шириной около 10 км и протяженностью 50 км. Дно тектонического трога осложнено грядами высотой 20—80 м. Наряду с меридиональными в пределах изученного полигона имеют место широтные структуры, представляющие собой приподнятые блоки коры, на которых располагаются отдельные вулканические постройки. В целом изученная в Бразильской котловине площадь в значительной мере отражает общую картину распределения трансформных разломов в котловинах Атлантики (Казьмин и др., 1986). Меридиональные тектонические нарушения скорее всего являются древними разломами, которые повсеместно фиксируются в гребневой части срединных хребтов и на его склонах, отражающих общее меридиональное направление срединного хребта и его рифтовой долины, где происходит зарождение этих разломов. Тектоническая природа уступа подтверж-

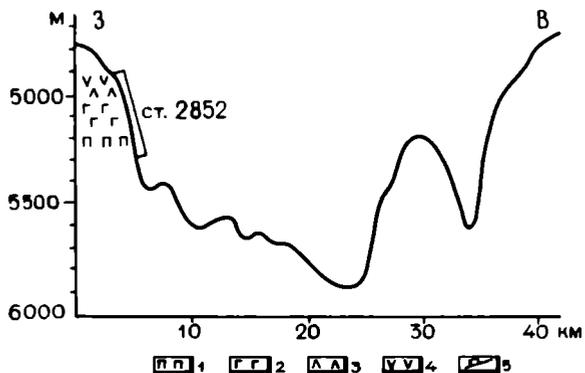


Рис. 13. Поперечный профиль и место геологического опробования разлома в Бразильской котловине (данные автора)

1 — серпентиниты, 2 — габбро, 3 — базальты, 4 — долериты, 5 — место опробования, номер станции

дается высокой степенью раздробленности и милонитизации поднятых там пород.

Драгирование было проведено в северной части западного склона трога на глубине 4900—5300 м. Среди полученных базальтов и долеритов преобладают плагиоклазовые разновидности, частично затронутые процессами зеленокаменного метаморфизма. Наибольший интерес среди поднятых пород представляют габбро и перидотиты.

Среди габброидов выделяются два типа. Первый представлен катаклазированным габбро, претерпевшим заметное гидротермальное изменение, выразившееся в широком развитии процессов тремолитизации и прениитизации. Второй тип габбро представлен меланократовой и оливиновой разновидностью. Отдельные образцы меланократового габбро близки по составу плагиоклазовым пироксенитам, так как на 90% состоят из клинопироксена-диаллага, только частично замещенного игольчатыми выделениями тремолита. Оливиновое габбро совершенно свежее, лишь оливин почти полностью замещен серпентином и обильными выделениями тонкодисперсного окисленного магнетита, придающего минералу темно-бурю окраску. Обилие магнетита в оливине, несомненно, свидетельствует о его повышенной железистости. Между крупными, до 5 мм, зернами плагиоклаза и диаллага располагается интракмулятивный агрегат из мелких округлых зерен тех же минералов, окруженных каемками рудного.

Перидотиты во всех случаях представляют собой сильно выветрелые окисленные охристые рыхлые породы с реликтами замещенного баститом ортопироксена или без него. Преобладают апогарцбургитовые серпентиниты, встречены единичные обломки аподерцолитовых и аподунитовых разновидностей. Породы частично рассланцованы и будинированы. Оливин полностью замещен серпентином. Отдельные зерна ортопироксена замещены листоватым

гидробриотитом более позднего гидротермального генезиса. По хромшпинелиду развивается магнетит, а в ассоциации с рудным иногда отмечается бурый, полностью сосюртитизированный плагиоклаз. Часть образцов представлена плагиоклазовыми лерцолитами. В этих породах отмечаются бурые каемки вокруг ортопироксена, которые могут представлять собой измененный клинопироксен.

Таким образом, в пределах тектонического уступа уверенно выделяется комплекс, представленный полным набором пород, свойственных примитивной океанской коре. Характерной чертой изученного комплекса является высокая степень тектонизации и гидротермального изменения слагающих пород.

Выходы глубинных пород отмечаются в Канарской котловине приблизительно на восточном простирании трансформного разлома Кейң (22°15' с.ш., 37°00' з.д.). Структурная привязка изученного района неоднозначна. Не исключено, что опробование было проведено на южном борту разлома Кейң, в настоящее время практически не выраженному в рельефе. Однако остается возможным вариант наличия здесь разлома, не связанного с трансформным. Глубинные породы получены из ядер конкреций (Кашинцев и др., 1988). 90% образцов представлены перидотитами, габбро и метаморфитами, 10% долеритами. Среди перидотитов выделяются аподунитовые и алогарцбургитовые серпентиниты с реликтами первичных структур, а также тектонизированные и гидротермально измененные антигортитовые серпентиниты. Среди габбро также выделяются два типа: слабдеформированные среднезернистые габбро и габбро-пегматиты лейкократового типа. Породы местами в значительной мере выветрелы.

Вторая группа габброидов представлена катаклазированными разновидностями с образованием в конечном счете полосчатых габбро-амфиболитов. Около трети обломков составляют метаморфиты, образовавшиеся по перидотитам и габбро. Среди метаморфических пород преобладают мономинеральные тремолититы, судя по реликтам петельчатых структур, образовавшиеся по серпентинизированным гарцбургитам, претерпевшим частичный будинаж. Кроме того, отмечаются обломки горнблендитов, сложенных коричневой роговой обманкой, и амфиболитов, в которых гранобластовый агрегат плагиоклаза составляет около 80% объема породы. Один обломок сложен целиком хлоритом с примесью лейкоксена. В ассоциации с перидотитами, габбро и метаморфитами встречены среднезернистые долериты.

В Индийском океане глубинные породы океанской коры вскрыты разломами в глубоководной Западно-Австралийской котловине. Здесь, южнее Кокосового поднятия, на трех станциях был поднят обильный материал, представленный глубинными перидотитами и габброидами (Кашинцев, 1973; Кашинцев, Рудник, 1977; Кашинцев и др., 1981).

Северная часть Западно-Австралийской котловины характеризуется наличием двух структурных планов, отражающих скорее всего

разновозрастность тектонических этапов ее формирования. С одной стороны, здесь достаточно ясно выражены структуры, связанные с меридиональными структурами Восточно-Индийского хребта, в частности все станции лежат в зоне разлома Инвестигейтор, протягивающемся параллельно Хребту  $90^\circ$ . Наряду с этим имеет место ориентация форм рельефа с юго-запада на северо-восток (Затонский, Турко, 1981). Сочетание этих двух направлений образует сложный горстово-глыбовый крупноблоковый характер рельефа с перепадами высот 1200—1700 м.

В районе непосредственно южнее Кокосового поднятия, в зоне разлома северо-восточного простираения на глубине 4500 м получен материал, представленный базальтами, долеритами, различными типами габброидов и перидотитов (Безруков, Кашинцев, 1974). Ультраосновные породы — это главным образом серпентинизированные гарцбургиты, в значительно меньших количествах отмечены лерцолиты и различные метаморфиты. В гарцбургитах серпентинизированный оливин имеет темно-бурый цвет за счет насыщенности его гидроокислами железа. В отдельных образцах под микроскопом наблюдаются следы катаклаза, выраженные в мозаичном угасании зерен пироксена и рассланцевании оливиновой массы. Породы отличаются от альпинотипных перидотитов повышенными содержаниями железа и щелочей. Совместно с перидотитами подняты образцы троктолитов, габбро-норитов и амфиболовых габбро. Все эти породы частично деформированы, а их обломки встречены в эдафогенных брекчиях, цементом которых служит частично раскристаллизованная глина с обломками кристаллов пироксена, плагиоклаза и амфибола. Все образцы габброидов отличаются несколько повышенными концентрациями щелочей и титана, о чем подробнее будет сказано ниже. Кроме того, встреченные совместно с перидотитами и габброидами долериты и базальты по химическому составу относятся к щелочным высокоглиноземистым разновидностям, что позволило отнести весь изученный комплекс пород к самостоятельной слабощелочной разновидности офиолитовой ассоциации, генезис которой связан с более глубинными выплавками магмы. Среди метаморфических пород здесь встречены хлоритизированные амфиболиты, которые скорее всего образовались по перидотитам при их гидротермальном изменении. В эдафогенных брекчиях наблюдаются обломки оливиновых пироксенитов, поэтому не исключено, что хлоритизация и амфиболитизация захватила именно эти породы.

Южнее в северной части Западно-Австралийской котловины (Кашинцев, 1973) в разломе северо-восточного простираения, на подводных горах и возвышенностях были подняты с глубины 3400—5700 м обломки долеритов, оливиновых габбро-норитов и троктолитов. Последние сложены на 30% замещенными иддингситом ксеноморфными зернами оливина и более идиоморфными зернами плагиоклаза (70%). Совместно с габброидами подняты обломки субщелочных базальтов, долеритов и один обломок небольших размеров, представленный фонолитом. Габброиды частично катаклазирваны.

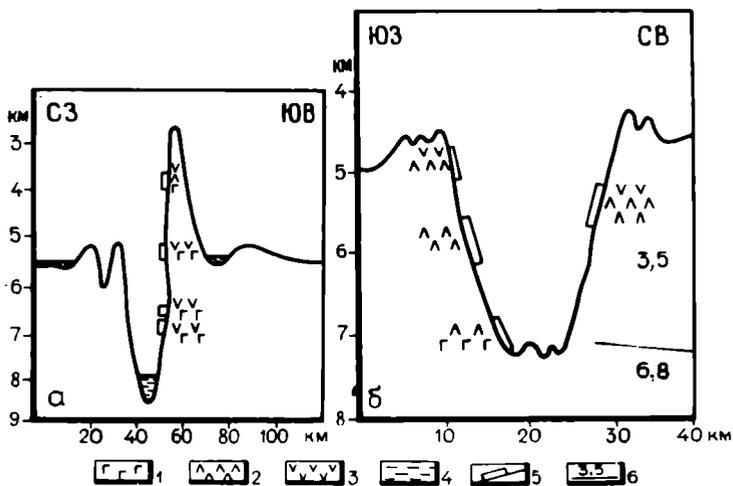


Рис. 14. а — Поперечный профиль и места геологического опробования разлома Ново-Кантон, Центральная котловина, Тихий океан (Меланхолина и др., 1983); б — геолого-геофизический разрез океанической коры в районе Императорского разлома (Рудник и др., 1982)

1 — габбро, 2 — долериты, 3 — базальты, 4 — осадки, 5 — места опробования, 6 — геофизические границы между слоями и соответствующие скорости, км/с

В Тихом океане примером разломных структур, вскрывающих океанскую кору котловин, может служить разлом Нова-Кантон в Центральной котловине. Последняя характеризуется корой мезозойского возраста. Зона разлома протягивается на 500 км при средней ширине 10—20 км (Rosenthal et al., 1975). Разлом характеризуется значительной расчлененностью рельефа, в южном борту наблюдается перепад глубин до 5000 м (рис. 14,а). По своей морфологии разлом очень напоминает разлом Хизена в зоне трансформных разломов Элтанин.

Впервые опробование этой структуры было проведено в 1970 г. (Rosenthal et al., 1975). В нижней части склона на глубине 7100—7200 м были подняты базальты, диабазы, различные габброиды. Повторно богатая коллекция образцов из приблизительно того же места была получена в 28-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев" в 1982 г. (Меланхолина и др., 1983). В интервале глубин 6800—7000, 6700—6800, 5200—5300 и 3800—4000 м получены обломки базальтов, долеритов и габбро. Базальты и габброиды встречены на всех глубинах, долериты преобладают в интервале глубин 3800—4000 м. Среди габброидов встречаются габбро-долериты, кварцевые габбро, габбро-пегматиты, оливинное габбро с кумулятивными структурами, а также обычное клинопироксеновое габбро с полосчатыми текстурами. Габбро-долериты среди основных типов габбро явно преобладают. Вторичные метаморфические изменения выражены локально, сохраняются первичные магматические структуры породы. Отмечаются слабые

проявления катаклаза и рассланцевания в маломощных зонах. В целом метаморфизм пород относится к зеленосланцевой или низам амфиболитовой фаций метаморфизма.

В распределении габброидов наблюдается определенная стратификация. Наиболее глубинные разновидности габбро представлены полосчатыми оливиновыми и пироксеновыми габбро, пегматоидные и кварцевые габбро встречены в верхних частях южного борта трога. Вместе с тем, как отмечают авторы (Меланхолина и др., 1983), габбро встречено на всем диапазоне глубин. В сочетании со следами динамометаморфизма вышеуказанный факт свидетельствует о том, что габброиды были частично перемещены вверх от своего первоначального залегания. Очевидно, в разломе Нова-Кантон имеют место тектонические процессы, нарушающие первичную стратификацию океанской коры.

Вторым примером глубинного разлома, вскрывающего кору котловины, является Императорский разлом. В отличие от субширотных трансформных разломов Тихого океана он имеет северо-западное простираение параллельное Северо-Западному хребту. Опробование было проведено на юго-западном борту разломного трога (рис. 14,б) в интервале глубин 4750—5000, 5500—6100, 6800—7200 м при общей мощности разреза около 2500 м (Рудник и др., 1982). Среди обильного материала представленного толеитовыми базальтами и долеритами встречены образцы габброидов. Последние занимают основание разреза. Смена долеритов на габброиды по геологическим и геофизическим данным (Рудник, Меланхолина, 1984) происходит на глубине 2,5 км от поверхности дна. Габброиды имеют такситовые текстуры, характеризующиеся сочетанием крупнозернистых и офитовых структур. В них встречены гранофировые участки, сложенные олигоклазом и кварцем. В породе отмечается роговая обманка, из акцессориев — значительное количество апатита, циркона и магнетита. Габброиды рассматриваются как продукт кристаллизации базальтовой магмы в апикальной части магматической камеры в условиях повышенной концентрации летучих.

Интересна находка габброидов в разломе о-ва Дейнджер, окаймляющем с северо-запада плато Манихики с корой мелового возраста (Clague, 1976). На крутом западном склоне разлома с глубины 4085 м подняты мелкие обломки, представленные сильно измененным оливиновым габбро-норитом. Совместно с кумулятивным габбро ассоциируют базальты очень интересные по химическому составу, они отличаются от океанских толеитов очень низким титаном и сравнительно высоким магнием.

К межструктурным пограничным разломам относится хребет Муссау, разделяющий Восточно-Каролинскую впадину от впадины Лира. В первом случае океанская кора имеет олигоценый возраст, во втором — нижнемеловой. В 9-й рейсе нис "Академик Мстислав Келдыш" в верхней части (1480—1850 м) и в нижней (5000—5300 м) хребта подняты ПОА "Пайсисом" и драгами обломки и глыбы базальтов, долеритов, габброидов и конгломератобрекчий (Сорохтин и др., 1985). Среди габброидов отмечаются троктолиты и оливиновые

габбро-нориты. Хребет Муссау и одноименный трог-разлом рассматриваются как структура сжатия на границе Каролинской и Тихоокеанской плит. В результате сжатия сформировался хребет с чешуйчатой структурой.

## ПОДНЯТИЯ В ПРЕДЕЛАХ КОТЛОВИН

Среди многочисленных поднятий в котловинах морфологически можно выделить два типа. К первому типу относятся линейные хребты значительной (несколько тысяч километров) протяженности с очень характерным асимметричным строением. Один склон таких хребтов, как правило, пологий, другой — крутой, обрывистый. Вдоль него часто прослеживается глубинный разлом, имеющий линейный характер и довольно сильно врезанный в дно. Характерным примером такой структуры служит Восточно-Индийский хребет (Хребет 90°). Несколько меньших размеров такого типа хребты отмечаются в Атлантике (хребты Палмер, Китовый) и в Тихом океане (хребет Математиков). Ко второму типу относятся поднятия изометричной формы. К такого рода поднятиям можно отнести банку Горриндж в Атлантике, Кокосовое поднятие в Индийском океане, поднятие Хесса, возвышенности Шатского и Магеллана в Тихом. Интрузивные породы встречаются главным образом в структурах линейного типа.

Хребет Палмер представляет собой фрагмент древнего рифта срединного хребта (Канн, 1973). Дизъюнктивные нарушения, сформировавшие хребет как структуру, обнажили одновременно глубинные породы и привели к протрузивному внедрению серпентинитов вдоль гребня хребта. В интервале глубин 3193—3429 м и 4604—5329 м подняты серпентиниты, 4542—5300 м — габброиды. Наряду с магматическими породами на глубинах 3128—4596 и 4645 м были обнаружены многочисленные обломки амфиболитов, которые образовались в результате метаморфизма долеритов в условиях амфиболитовой фации.

Банка Горриндж расположена в зоне крупной тектонической структуры. Драгировками и прямыми наблюдениями с подводных аппаратов "Сиана" и "Мир" (La Gabrielle, Aurende, 1982; Вержбицкий и др., 1989) было установлено, что банка сложена серпентинитами, вебстеритами и габброидами, сходными с теми, что формируют офиолитовые пояса континентов. Глубинные породы встречены в виде разнообломочного материала на вершине и на склонах двух крупных тектонических блоков.

Крупнейшим линейным поднятием в Индийском океане является Восточно-Индийский хребет. К востоку от его подножия параллельно протягивается узкая впадина разломного характера (Восточно-Индийский желоб). Эта крупная депрессия фиксируется почти вдоль всего хребта. Еще далее к востоку от депрессии на ее восточном борту между 7°с.ш. и 26°ю.ш. отмечается цепочка узких приразломных гребней и валов. Такого рода участки дна были опробованы на 10°ю.ш., на 13°ю.ш. и 16°ю.ш. (Кашинцев, Рудник, 1981). Узкие гряды на восточном борту желоба возвышаются над его дном на 2000 м

(Затонский, Турко, 1981). Ширина гряды по подножию, например на 13° ю.ш., составляет 9 км.

Проведенные в 54-м рейсе нис "Витязь" в 1973 г. драгировки в пределах этой гряды дали обильный каменный материал, в том числе по глубинным магматическим породам (Кашинцев, 1973). На западном склоне гряды были подняты с глубины 4260—5600 м гипербазиты, габбро, диориты и метаморфиты, представленные амфиболититами. Перидотиты в значительной мере катаклазированы, серпентинизированы и оталькованы. Габброиды катаклазированы с образованием гранобластового агрегата из зерен пироксена и плагиоклаза. В ассоциации с перидотитами и габброидами встречены диориты, состоящие из кислого плагиоклаза-андезина и роговой обманки. Множество обломков представлено долеритами и габбро-долеритами, среди эффузивных пород наряду с базальтами встречены андезиты, состоящие из кислого плагиоклаза (андезина), клинопироксена, базальтической роговой обманки и кварца. Из метаморфитов подняты гранат-актинолит-хлорит-эпидотовые и тремолит-хлоритовые сланцы с мелкими прожилками, выполненными кальцитом, цеолитами и кварцем, причем последний встречается в виде мелких кристаллов горного хрусталя. Эти же породы подняты в виде цеолитизированных брекчий с эпидотом и хлоритом.

Гряда на восточном склоне желоба была изучена на 10° ю.ш. и 16° ю.ш. в 1976 г. в 58-м рейсе нис "Витязь" (Кашинцев, Рудник, 1977). На 16° ю.ш. гряда представляет собой систему ступенчатых сбросов, которые постепенно поднимаются от дна депрессии к востоку в сторону котловины (рис. 15,а). В средней части восточного склона одной из вершин меридиональной гряды на глубине 4800—5000 м драгами получены обломки апоперидотитовых серпентинитов, пироксенитов, различных габброидов и диоритов. Эффузивные и субвулканические породы представлены базальтами, андезитами, долеритами и кварцевыми долеритами. Среди метаморфических пород обнаружены гранат-хлоритовые и гранулитоподобные пироксен-плагиоклазовые сланцы.

В той же самой структурной обстановке на 10° ю.ш. в верхней части подводной вершины, входящей в ту же меридиональную гряду, на глубине 4500-4800 м драгами подняты ультрабазиты, оливинные габбро-нориты, метаморфические сланцы, ассоциирующие с базальтами и долеритами. Среди сланцев выделяются биотит-актинолитовые и пироксен-амфиболовые разновидности. Восточнее, приблизительно в 110 км от предыдущей станции в пределах подводной вершины, расположенной в восточной части внешнего вала желоба (рис. 15,б) на ст. 7449 с глубины 4700—4900 м, подняты обломки ультрабазитов, кварцевых диоритов, гранодиоритов в ассоциации с андезитами. Метаморфические разновидности представлены гранулитоподобными породами.

Полученные данные свидетельствуют о том, что изученная структура представляет собой тектонический блок, возникший на стыке

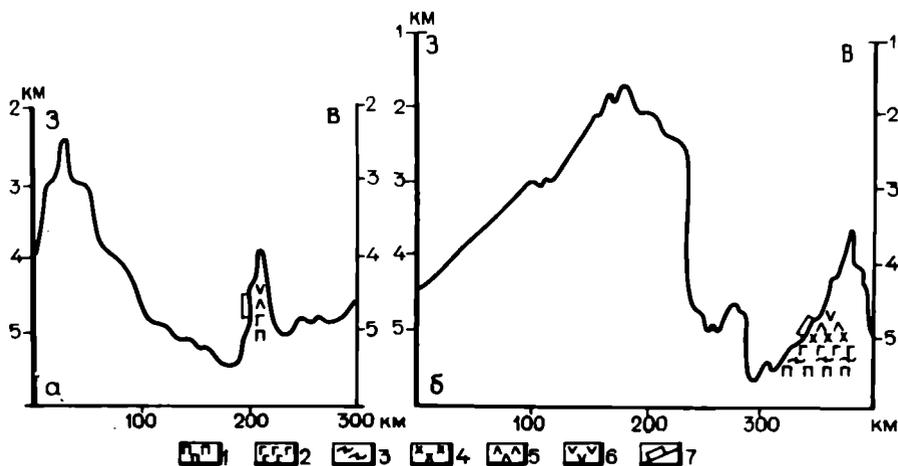


Рис. 15. Поперечные профили и результаты геологического опробования Восточно-Индийского желоба (Кашинцев, Рудник, 1977): а — на широте 16° ю.ш., б — 10° ю.ш.

1 — перидотиты, 2 — габброиды, 3 — гранулиты, 4 — диориты, 5 — долериты, 6 — базальты, 7 — места опробований

котловины с крупной тектоно-магматической линейной структурой, прошедшей сложную историю формирования (Кашинцев, Рудник, 1981). Многофазный магматизм сочетается с интенсивной тектоникой, унаследованностью тектонических движений по крупному разлому на стыке двух структур океанского дна. На сложность процессов магматизма и тектоники указывают тектонические брекчии с многократным дроблением обломков пород, слагающих эти брекчии, наличие так называемых "брекчий в брекчии", явления гидротермальной минерализации (цеолитизации, хлоритизации, гранатизация) всего комплекса магматитов. По составу здесь выделены две магматические ассоциации (Кашинцев и др., 1979). Одна связана с формированием океанской коры в зоне срединного хребта. Породы этой ассоциации встречаются в эдафогенных брекчиях из зоны разлома и имеют толентовый тренд дифференциации. Вторая ассоциация связана с более молодым наложенным вулканизмом субщелочного состава. В этом случае имеет место тренд дифференциации к ферроандезитам и кварцевым диоритам. Породы ряда габбро характеризуются наличием биотита, железистым ортопироксеном, примесями акцессорного циркона.

В Тихом океане примерами внутриплитовых поднятий может служить хребт Математиков. Последний представляет собой группу высоких подводных гор, разделенных узкими трогами. Эта система хребтов и трогов осложнена серией трансформных разломов (Vanko, Vatiza, 1982). Структура представляет собой отмерший 3,5 млн лет назад срединный хребет. Габброиды подняты с верхней части склона одного из трогов. С глубины 2600—3200 м подняты обычные и двупироксеновые габбро и троктолиты, ниже с глубины 3000—3400 м —

метагаббро и амфиболиты. Габброиды и троктолиты имеют типичные кумулятивные структуры, отдельные образцы представляют собой брекчии тектонического характера. Считается, что габброиды сформировались как часть океанской коры при быстром спрединге (4,3 см/год), а затем при уменьшении скорости спрединга и отмирании структуры как срединного хребта они были тектонически выжаты в верхние части сформированного хребта.

Таким образом, комплексы глубинных пород в пределах поднятий котловин по набору, степени метаморфизма и тектоническим преобразованиям мало чем отличаются от аналогичных комплексов срединных хребтов и трансформных разломов. Различие заключается в том, что эти породы в пределах котловин более тектонизированы и меланжированы, здесь хорошо сохранившиеся стратифицированные разрезы практически отсутствуют. Вместе с тем в отдельных структурах (Восточно-Индийский хребет) проявляются несколько тектоно-магматических этапов разорванных во времени, формирующих различные по составу магматические комплексы.

### ОКЕАНСКИЕ ЖЕЛОБА

Глубинные породы имеют очень широкое распространение в областях стыка океанской и континентальной коры, в зоне островных дуг. Они вскрываются на поверхности в виде крупных аллохтонов с континентальной стороны островных дуг и под поверхностью океана на островодужном склоне. Островодужные офиолитовые комплексы имеют очень широкое распространение, детально описаны в многочисленных работах и здесь рассматриваться не будут. Однако рассматривая глубинные породы океана, нельзя обойти вниманием редкие примеры выходов интрузивных пород различного состава на океанской стороне островной дуги. В этих случаях принадлежность магматических комплексов океанской коре не вызывает сомнений.

Наиболее полно глубинные породы океанского склона островной дуги описаны в Марианском желобе. Полный разрез получен в южной широтной части Марианского желоба, там, где последний имеет максимальные глубины (Рудник и др., 1978). Глубинные породы получены с нижней части океанского склона желоба. С глубин 10220—10275 и 10700—10730 м подняты обломки апогарцбургитовых серпентинитов, габброидов и метаморфитов. Выше по разрезу с глубин 8900 м драгами получены базальты и осадочные породы. Соотношение их по вертикали следующее: на максимальной глубине в драгах преобладают обломки перидотитов, выше на глубине 10250 м они представляют лишь 15% объема поднятого материала, 65% составляют габброиды и 15% метаморфиты.

Среди перидотитов встречены дуниты и гарцбургиты, а также переходные разновидности, по составу относящиеся к энстатит-содержащим дунитам. Перидотиты частично деформированы, что выражается в появлении локальных зон сланцеватости в них. Широко развиты процессы гидротермального минералообразования. Оливины и ортопироксены замещаются лизардитом, хризотилом, а на послед-

них стадиях — антигоритом. Отдельные участки пород почти полностью карбонатизируются, хлоритизируются и отальковываются, кое-где появляются крупные порфиробласты актинолита.

Среди габброидов встречены меланократовые габбро-пироксениты, оливинные и обычные двупироксеновые габбро-нориты, лейкократовые, обогащенные плагиоклазом разновидности этих пород. Присутствие перечисленных обломков пород в одном трале может косвенно свидетельствовать о том, что габброиды имеют полосчатую текстуру, где имеет место чередование полос лейко- и меланократовых разновидностей. Помимо всего, среди габброидов встречено роговообманковое габбро, в котором амфибол, реакционно замещающий клинопироксен, составляет около 30% объема породы.

Метаморфические породы, поднятые вместе с перидотитами и габбро, представлены актинолит-хлоритовыми сланцами и амфиболитами с эпидотом и без него, отмечаются единичные обломки кварцсодержащих амфиболитов.

Совместно с глубинными породами в тралах встречены обломки долеритов и габбро-долеритов, а с глубины 8900 м и выше основным материалом тралов являются базальты и осадочные породы. Все магматиты, встреченные на океанском склоне желоба, по своим петрографическим и петрохимическим свойствам отнесены к дифференциатам толеитовой магмы, формирующей океанскую кору в срединно-океанских хребтах. Перидотиты рассматриваются как реститы после выплавки базальтов из исходного вещества мантии. Тектонизация пород послужила причиной их дробления и гидротермального метаморфизма.

Несколько позднее Марианский желоб был исследован к северу и к югу от этого района. В 17-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев" (Геология дна Филиппинского моря, 1980) детальные геологические работы были проведены на островном склоне Марианского желоба южнее о-ва Гуам. С глубины 8100—8400 м были подняты брекчии ультрабазитов, габбро, диабазов, базальтов и родингитов, а также других метаморфических пород.

Среди перидотитов выделяются массивные и катаклазированные гарцбургиты, апогарцбургитовые серпентиниты и плагиоклазовые лерцолиты, которые относятся к породам переходного полосчатого комплекса. Большой объем пород представлен различными габброидами, принадлежащими офиолитовой ассоциации. К ним относятся троктолиты, оливинные и обычные габбро, габбро-нориты, габбро-анортозиты и габбро-диабазы. Все указанные породы обладают кумулятивными структурами.

Метаморфические породы представлены главным образом серпентинитами. По энстатиту наряду с баститом развивается амфибол и тальк.

Южнее Марианского желоба, на его стыке с желобом Яп, были опробованы как островной, так и океанский склон. На стороне островного склона с глубины 4700—5200 м подняты обломки кварцевых диоритов и диабазов в ассоциации с андезитом-базальтами, а со

стороны океанского склона, с его основания (глубина 7000—7400 м), — обломки габбро-норитов, диабазов в ассоциации с базальтами.

Большой комплекс пород глубинного типа обнаружен в желобе Яп к северу и югу от его стыка с Марианским желобом. Южнее на  $8^{\circ}25'$  с.ш. в основании островного склона подняты обломки диабазов с бурой титанистой роговой обманкой, несколько выше в пределах того же склона (глубина 7150—7500 м,  $9^{\circ}39'$  с.ш.) обнаружены породы офиолитовой ассоциации, состоящие из ультрабазитов, габбро, диабазов, а также амфиболитов и зеленых сланцев. Среди гипербазитов встречены апогарцбургитовые серпентиниты, пироксениты. Габброиды представлены оливин-двупироксеновыми габбро, полосчатыми амфиболитизированными обычными габбро, габбро-анортозитами, мелкозернистыми безрудными габбро-норитами переходными по структуре к габбро-диабазам. Здесь же подняты обломки рудных габбро-диабазов, богатых титано-магнетитом и горнблендитов.

Севернее стыка Марианского желоба и желоба Яп, в пределах зоны разлома, как бы подстраивающей желоб Яп к северу, с глубин 5300—5600 и 6450—6600 м драгированы родингитизированные габброиды и габбро-диабазы, а также обломок шпинелевого лерцолита. По мнению авторов, эти породы (Савельева и др., 1980) имеют определенную специфику состава и относятся к неофиолитовым габбро. Их отличает наличие коричневой или буро-зеленой титанистой роговой обманки, титанистого авгита. Метаморфизм в желобе Яп отличается от такового в Марианском желобе более интенсивными процессами деформации исходных пород и широкой амфиболитизацией, вплоть до образования горнблендитов и амфиболитов. В Марианском желобе эти процессы проявлены локально, шире развит зеленосланцевый метаморфизм.

Желоб Пуэрто-Рико в западной части Атлантики имеет субширотное простирание, в восточной части несколько отклоняясь к югу. Максимальная глубина желоба в западной его части 8742 м. Глубинные породы, представленные главным образом серпентинитами, серпентинизированными перидотитами, подняты между  $66^{\circ}$  и  $67^{\circ}$  з.д. по обе стороны желоба (Bowin, 1966; Shido et al., 1974; Perfit et al., 1980).

С северного склона желоба, сложенного океанской корой с глубин 6200, 6600, 7000, 7800 м, подняты серпентиниты, метаморфизованные перидотиты — талькиты, метаморфизованные базальты. Перидотиты часто брекчированы, оливин гранулирован с образованием агрегата мелких ксеноморфных зерен. Ортопироксен, как правило, замещен баститом, в единичных образцах встречаются реликты этого минерала с ламеллами клинопироксена. В геохимическом плане базальты и перидотиты относятся к океанской офиолитовой ассоциации.

С южного склона желоба, примыкающего к островной дуге, также были подняты ультраосновные породы и метаморфиты. Среди последних встречены сланцы ультраосновного состава, амфиболиты, различные слюдястые сланцы с бластопорфировыми структурами и слабо выраженной сланцеватостью. Сланцы ультраосновного состава

сложены тремолитом, тальком, хлоритом, серпентином и карбонатом в различных соотношениях. Химический состав перидотитов и их метаморфических аналогов с северной, океанской, и южной, островодужной, сторон значительно отличается. Этот факт, а также ассоциация глубинных пород с различными по составу метаморфитами и осадочными комплексами позволяют считать, что перидотиты желоба Пуэрто-Рико отличаются по своему генезису. Породы с северного борта образовались в срединном хребте. Попав в район желоба при субдукции плиты и появлении серии поперечных и продольных разломов — эскарпов, они были тектонически выжаты на поверхность. В целом они представлены апогарцбургитовыми серпентинитами. В отличие от них перидотиты и метаморфические сланцы с южного борта разлома представлены, судя по особенностям их состава, пироксенитами и серпентинизированными плагиоклазовыми перидотитами, свойственными дифференцированному переходному комплексу. Считается (Perfit et al., 1980), что перидотиты южного борта разлома произошли за счет гидратации нижней коры или верхней мантии, расположенных под островной дугой. В дальнейшем при гравитационной неустойчивости они были выжаты наверх в виде диапиров.

## ОСТРОВА

Выделение островов в самостоятельные структуры дискуссионно. С одной стороны, они пространственно тесно связаны в подавляющем большинстве случаев с океанскими впадинами (плитами) и, как будто, должны рассматриваться как их часть. С другой — довольно часто острова по времени своего образования и характеру магматизма довольно существенно отличаются от возраста и состава прилегающих участков дна океана, вернее фундамента, сложенного магматическими породами. Последний фактор дает право выделять их в самостоятельные структуры, так как они характеризуют определенный тектоно-магматический этап формирования океанской коры.

Образование островов связано с двумя ведущими процессами в океане: магматизмом и тектоникой. В связи с этим выделяются острова, образованные в результате вулканической деятельности различной интенсивности и времени проявления, и острова — тектонические блоки океанской коры, приподнятые над уровнем океана в результате интенсивных блоковых движений. Наибольшее распространение имеют острова первого типа.

Острова вулканического происхождения сложены различного рода магматитами, среди которых встречаются и глубинные породы. Последние по своему генезису можно разделить на две группы. Первая группа пород представляет собой вскрытые глубокой эрозией коренные выходы интрузивов, залегающие в основании крупных вулканических построек. Второй тип — это большое количество глубинных включений в базальтах и других эффузивах. Генезис включений трактуется в зависимости от состава по-разному. Считается, что большая часть ультраосновных включений представляет собой

отторженцы верхней мантии (Ernst, 1965; Kuno, Aoki, 1970; Соболев и др., 1975). Вторая точка зрения отражает мнение, что включения глубинных пород в эффузивах представляют собой фрагменты интрузивных тел, сформированных в промежуточных очагах и магматических камерах под вулканическими постройками (Волохов, 1972). Существует и компромиссная точка зрения, согласно которой есть включения мантийного и корового типа (Clague, 1987).

Таким образом, включения несут дополнительную информацию о глубинном строении литосферы под вулканическими областями, куда, к сожалению, заглянуть, даже используя современные методы бурения, невозможно.

Коренные выходы глубинных пород на островах имеют место лишь там, где вулканическая структура хорошо развита. Примером такого места может служить архипелаг Кергелен. В его южной части расположен крупный комплекс интрузивных пород. Наиболее древними являются габброиды, слагающие плутон площадью 4 км<sup>2</sup>, залегающий среди метабазальтов (Giret, Beauch, 1984) верхнеэоценового возраста. Интрузив сложен в основании субгоризонтальными слоями перидотитов, которые несогласно перекрываются крупнозернистыми оливинowymi габбро. Верхняя часть плутона сложена слоистыми габброидами, которые секутся серией жил микрогаббро. Породы комплекса имеют толеитовый состав и относятся к одной из ранних стадий формирования щитовых базальтовых толщ. Там же на юге, на п-ове Рельер-дю-Бати, расположен крупный массив глубинных щелочных пород, сложенный главным образом амфиболовыми и биотитовыми сиенитами, в которых отмечается до 2—15% нормативного кварца. Возраст этого комплекса составляет 12,3—7,6 млн лет (Dosso et al., 1979). Наряду с сиенитами в пределах массива отмечаются кольцевые дайки и тела, сложенные щелочными гранитами (аплитами), которые, однако, по своему составу в значительной мере отличаются от гранитов континентального генезиса (Dosso, Murthy, 1980).

Небольшие интрузивные тела в виде даек и кольцевых образований, сложенных перидотитами (дуниты, верлиты) и габбро, известны на Канарских островах (Gasteni, 1973; Stillman et al., 1975). На о-ве Мадейра известны выходы габброидов, среди которых отмечаются эссекситы и монцонитовые габбро (Celestino et al., 1975). На островах Зеленого Мыса широкое развитие имеют ультраосновные щелочные породы, щелочные габбро и нефелиновые сиениты (Когарко и др., 1989). Породы слагают небольшой (10 км<sup>2</sup>) массив раннемиоценового возраста. Ультраосновные породы, представленные ийолитами, мельтейгитами и мелилитсодержащими турьяитами, слагают вертикально расслоенное тело. Слои мощностью до нескольких сантиметров обогащены мелилитом, пироксенами и полевыми шпатами. Перидотиты окружены щелочными габбро с ксенолитами пироксенитов. Породы секутся дайками и жилами пироксенитов и нефелиновых сиенитов. Отмечается сходство магматических комплексов островов Зеленого Мыса и аналогичных образований на континентах.

Большая часть находок глубинных пород на вулканических островах встречается в виде включений в различных эффузивах.

Таблица 1

## Распространенность включений глубинных пород в базальтах островов

Остров	Типы включений	Литература
<b>Атлантический океан</b>		
Исландия	Кварцевые диориты	Sigurdsson, 1977
Азорские острова, Флорес	Кварцевые сиениты, щелочные граниты и сиениты, монзониты, диориты, габбро	Monod, Varet, 1976
Мадейра	Плагιοгаббро, эссекситы, монцогаббро (коренные выходы)	Celestino et al., 1975
Канарские острова, Фуэнтевентура Лансароте	Дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, верлиты, габбро (в виде даек и кольцевых структур) оливниновый габбро-норит	Stillman et al., 1975; Gasteni, 1973; Munoz et al., 1974 Frisch, 1970
Архипелаг Зеленого мыса, Сан-Висенти	Щелочные пироксениты (якупирангиты), щелочные габбро (тералиты), нефелиновые сиениты, ийолиты, уртиты (коренные выходы)	Ахметьев и др., 1985
Сан-Паулу (подводная часть)	Гарцбургиты, лерцолиты	Sinton, 1979
Вознесения	Кварцевые сиениты, габбро	Harris et al., 1982; Harris, 1983
Тристнан-да-Кунья	Дуниты, керсутитовые габбро	Кутолин, 1975; Le Maitre, 1969
<b>Индийский океан</b>		
Коморские острова	Лерцолиты, дуниты, верлиты, габбро, сиениты	Flower, 1971; Ludden, 1977
Маврикий	Дуниты, верлиты, оливниновые габбро, анортозиты, керсутитовые габбро Коренные выходы меланократовых трахитов и сиенитов	Baxter, 1975; 1978
Реюньон	Дуниты, перидотиты, габбро	Upton, 1972
Кергелен	Коренные выходы щелочных гранитов, сиенитов, щелочные габбро	Girof, Beaux, 1984; Dosso, Murthy, 1980
<b>Тихий океан</b>		
Гавайские острова, Гавайи	Дуниты, лерцолиты, верлиты, пироксениты, гранатовые пироксениты, габбро	Jackson, Wright, 1970; Kuno, Aoki, 1970; Frey, 1980; Sen, Presnall, 1986; Fodor, Vandermeijden, 1988;
Лоихи (подводная гора к югу от о-ва Гавайи)	Дуниты, лерцолиты	Clague et al., 1982
Таити	Гарцбургиты, щелочные габбро, нефелиновые сиениты	Tracy, 1980; McBirney, Aoki, 1968

Таблица 1 (окончание)

Остров	Типы включений	Литература
Острова Кука, Айтутаки	Лерцолиты, клинопироксениты	Fodor et al., 1982
Подводная гора, о-ва Лайн	Амфиболитовые и биотитовые авгититы	Natland, 1976
Галапагосские острова, Чарльз, Альбемарл	Дунит, верлит, эвкриты, габбро, лейкодиорит	McBirney, Williams, 1969
Рабида	Габбро, диорит	Фролова, Митрейкина, 1980
Острова Ревилья Хихедо Сокорро	Габбро, анортозиты	Ortega-Guèrpez, Sanchez- Rubio, 1985

Перечень всех этих находок занял бы много места, поэтому эти данные сведены в табл. 1. Как видно из таблицы, включения встречаются в вулканитах островных структур, расположенных как на срединных хребтах, так и в пределах океанских плит. В подавляющем большинстве случаев они связаны с щелочными базальтами, однако встречаются в оливиновых базальтах, пикритах и довольно часто в трахитах. В общих чертах все включения можно разделить на две большие группы. Одну группу составляют ксенолиты ультраосновных пород и габброидов толеитового ряда. Сюда относятся дуниты, лерцолиты, гарцбургиты, верлиты, в том числе и гранатовые. Большой спектр составов дают включения габброидов, вместе с ними отмечаются обломки кварцевых диоритов и анортозитов. Вторая большая группа обломков-включений сложена глубинными породами щелочного ряда — щелочными габброидами, кварцевыми сиенитами, монцонитами, щелочными гранитоидами. Интересен факт, что породы этих двух больших групп встречаются в виде ксенолитов в пределах одной островной структуры. Примером могут служить острова Маврикий и Кергелен, Коморские острова в Индийском океане (Baxter, 1978; Ludden, 1977), о-в Таити и Галапагосские острова в Тихом (McBirney, Aoki, 1968; Tracy, 1980; Фролова, Митрейкина, 1980), о-в Вознесения и Азорские острова в Атлантике (Harris, 1983; Monod, Varef, 1976). Четкой приуроченности той или иной группы включений к определенному типу вулканической породы нет. В щелочных базальтах можно встретить как включения первой, так и второй группы. Однако в некоторых случаях тенденция такой связи составов включение—материнская порода все же есть. Например, на о-ве Маврикий включения дунитов и верлитов встречаются в пикрит-базальтах, анортозиты — в серии пород оливиновый базальт-муджнерит, а меланократовые сиениты — в трахитах. Этот факт позволяет рассматривать включения как родственные содержащим их магматитам (Волохов, 1972; Baxter, 1978). С другой стороны, по некоторым признакам включения шпинелевых перидотитов, такие, как лерцолиты, гарцбургиты, рассматриваются как глубинные образования (Кутолин, 1975; Сахно и др., 1972).

## МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Обнаруженные на океанском дне полнокристаллические глубинные породы отличаются в первую очередь количественным минеральным составом. Основными породообразующими минералами глубинных пород являются оливин, орто- и клинопироксены, плагиоклаз, шпинели, титаномagnetиты и ильмениты. По соотношению оливина и плагиоклаза выделяются две большие группы пород — ультрабазиты и габброиды. Пироксены свойственны как первой, так и второй группе. Являясь таковыми, они образуют самостоятельное петрографическое семейство пироксенитов, которое условно относится к ультрабазитам.

### УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ

Ультраосновные породы сложены главным образом оливинами, пироксенами в различных соотношениях и шпинелидами переменного состава. По количественному соотношению этих минералов выделяются дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, верлиты и пироксениты, между названными основными типами существует множество подтипов переходного минерального состава.

*Дуниты* — почти мономинеральные оливиновые породы, в которых примесь других минералов (шпинели, клино- и ортопироксенов) составляет первые проценты от объема породы. В среднем в них 90—95% оливина и 1—2% шпинелида. В более сложных по составу разновидностях можно наблюдать до 5% пироксенов, иногда до 1—2% плагиоклаза, как, например, в дунитах впадины Романш или в ультраосновных включениях из базальтов Гавайских островов.

Состав оливина характеризуется содержанием фаялитовой молекулы от 10,0 до 18,3 в различных типах дунитов (табл. 2). Например, оливин в плагиоклазовом дуните из трансформного разлома Гаррет в Тихом океане (Hebert et al., 1983) содержит  $Fa_{11,2-11,6}$ , из разлома Оуэн в Индийском —  $Fa_{10}$  (Hamlyn, Bonatti, 1980). Состав оливина из дунитовых нодулей в щелочных базальтовых лавах океанских островов колеблется от  $Fa_{11,2}$  (о-в Таити) до  $Fa_{14,6}$  (Гавайские острова) и  $Fa_{15,5}$  (о-в Тенериф, Канарские острова). Оливин из нодулей более железистый, нежели оливин из дунитов трансформных разломов. Оливин океанских дунитов имеет очень небольшую примесь  $Cr_2O_3$  (0,03—0,06 мас. %),  $NiO$  (0,17—0,27) и  $CaO$  (0,05—0,13). По этим компонентам какой-либо существенной разницы между оливинами различных дунитов нет.

Ортопироксен в дунитах встречается крайне редко. Он отмечен в единичных образцах плагиоклазового дунита разлома Гаррет ( $En_{85,9} - 87,2$ ;  $Fs_{12,8} - 14,1$ ;  $Cr_2O_3 0,4 - 0,6$ ) (в ксенолите дунита на о-ве Таити  $En_{87,8}$ ;  $Fs_{10,1}$ ;  $Wo_{2,1}$ ;  $Al_2O_3 4,14$  мас. %;  $Cr_2O_3 0,63$ ;  $TiO_2 0,21$ ;

Таблица 2

## Химический состав оливинов в дунитах\*

Компоненты	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	38,95—41,30	—	39,2—40,1	—
TiO <sub>2</sub>	0,00—0,08	—	—	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03—0,05	0,00—0,06	Сл.	—
FeO	9,84—16,46	10,39—11,36	13,7—17,7	—
MgO	43,71—48,94	47,73—49,57	44,0—46,0	—
CaO	0,001—0,20	0,10—0,12	0,10—0,13	—
NiO	—	—	0,17—0,20	0,27
Fa	10,3—17,4	10,5—11,8	14,1—18,3	11,2—11,6
n	20	2	3	

1 — Гавайские острова, о-в Оаху (Sen, Presnall, 1986); 2 — о-в Таити (Tracy, 1980); 3 — Канарские острова, о-в Тенериф (Borley et al., 1973); 4 — трансформный разлом Гаррет, Тихий океан (Hebert et al., 1983).

\*Здесь и далее в таблицах окислы даются в мас. % — количество анализов; там, где единичный анализ, количество не проставляется. Fa — содержание фаялитовой (железистой) молекулы в оливине в процентах.

Na<sub>2</sub>O(0,11) и Гавайских островах (En<sub>82,7</sub>; Fs<sub>15,8</sub>; Wo<sub>1,5</sub>; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1,1; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,15; TiO<sub>2</sub> 0,12; Na<sub>2</sub>O(0,01). Клинопироксен в дунитах встречается значительно чаще. Для ультраосновных пород обычно существует постепенный минералогический переход между дунитами и верлитами, поэтому дуниты с примесью пироксена — это обычное явление для нодулей перидотитов в базальтах различных островов. Клинопироксен в дунитах ксенолитов в среднем имеет незначительные колебания состава по Mg, Ca и Fe (En<sub>47—54</sub>; Fs<sub>5—9</sub>; Wo<sub>37—48</sub>) (табл. 3) при существенных изменениях содержаний таких компонентов, как TiO<sub>2</sub> (0,09—1,5 мас.%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (1,4—5,6), Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,2—1,55), Na<sub>2</sub>O (0,03—1,3), а также CaO (19,0—23,0). Высокие содержания хрома в некоторых образцах дунитов обуславливаются присутствием хромдиоксида. Особенно в этом отношении выделяются нодули дунитов о-ва Таити. Диоксида в этих дунитах характеризуются очень высокими концентрациями натрия (Na<sub>2</sub>O — 1,2—1,3) и хрома (Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 1,2—1,55).

Шпинелид в дунитах имеет довольно широкий диапазон составов от хромшпинелидов до хроммагнетитов (рис. 16). Абсолютное большинство анализов относятся к шпинелям нодулей дунитов в лавах Гавайских островов (табл. 4). Остальные шпинели представлены единичными анализами, однако довольно близкими между собой по отношению Mg /Mg+Fe (0,59—0,66) и Cr/Cr+Al (0,23—0,54). Шпинели Гавайских островов заметно отличаются (в среднем соответственно 0,22 и 0,68). Для шпинелей включений, особенно с Гавайских островов, характерны более высокие содержания TiO<sub>2</sub>. На основании изучения 20 образцов из включений в базальтах о-ва Оаху (Sen, Presnall, 1986) отмечается, что хромиты во включениях имеют более высокие

значения отношения  $Cr/Cr+Al$  и содержания  $TiO_2$  при малых величинах отношения  $Mg/Mg+Fe$ , чем оливины из абиссальных базальтов и перидотитов. Например, шпинели из дунитов трансформных разломов Индийского океана имеют крайне низкие (0,05—0,23) концентрации  $TiO_2$  (Dick, Bullen, 1984).  $NiO$  в оливине по двум определениям составляет в среднем 0,20.

Из других второстепенных минералов, встречающихся в дунитах включений, следует отметить плагиоклаз и амфибол. Плагиоклаз отвечает основному лабродору ( $Al_{62-67}; Ab_{32-37}; Or_{1-2}$ ), амфибол в тех же образованиях представлен керсутитом ( $SiO_2-42,96; Al_2O_3-3,20; Al_2O_3-12,58; Cr_2O_3-1,33; FeO-6,70; Mg-16,05; CaO-11,69; Na_2O-2,83; K_2O-1,03$ ).

Наиболее типичным вторичным минералом дунитов является серпентин, развивающийся по оливину. Подробнее вопросы серпентинизации рассмотрены при описании серпентинитов.

**Гарцбургиты** — наравне с лерцолитами наиболее распространенные ультраосновные породы океанского дна. Они состоят из оливина (70—80%), ортопироксена (20—30%) и шпинели (около 1%). Второстепенными минералами могут быть клинопироксен, плагиоклаз, вторичным — серпентин, тальк, актинолит-тремолитовые амфиболы, брусит и хлорит в различных соотношениях, отражающих общий минеральный состав породы.

Оливин по своей форме выделения, продуктам замещения аналогичен оливину дунитов, однако по составу он более магнезиален ( $Fe_{8,7}$ ). Вместе с тем в некоторых плагиоклазовых разновидностях железистость повышается до  $Fe_{9,7-10,5}$  (разлом Оуэн) или  $Fe_{16-20}$  (разлом Романш). В отдельных образцах гарцбургитов из разломов на океанских плитах или трансформных разломах на значительном удалении от рифтовой зоны (разлом Курчатова, Атлантика) встречены серпентинизированные разновидности, в которых оливин почти целиком замещен буроватыми вторичными продуктами. Как правило, появление такого оливина связано с гальмиролизом перидотитов, однако не исключено, что побурение отражает окисление высокожелезистого оливина, так как общий химический состав ассоциирующих с гарцбургитами основных пород — габбро и базальтов характеризуется высокими содержаниями железа и щелочей (Безруков, Кашинцев, 1974; Кашинцев, Рудник, 1981). Концентрация  $NiO$  в проанализированных оливинах из гарцбургитов стабильна и составляет около 0,4.

Ортопироксен в различных гарцбургитах представлен двумя морфологическими формами. В отдельных образцах он явно ксеноморфен и занимает промежутки между зернами оливина (Табл. 1, 1, 2), в других случаях минерал образует таблитчатые или удлиненно-призматические формы, более идиоморфные, нежели окружающие оливины. По наблюдениям в офиолитах Урала идиоморфный ортопироксен принадлежит к метаморфизованным разновидностям гарцбургитов. Не исключено, что в каких-то условиях идиоморфный пироксен может выделяться наравне с оливином из расплава, образуя

Таблица 3

## Химический состав клинопироксенов в дунитах

Компоненты	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	—	52,49—53,56	—	49,7
TiO <sub>2</sub>	—	0,09—0,65	0,29—1,09	1,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	1,37—2,67	4,46—4,86	5,6
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,3—1,4	0,20—0,72	1,24—1,55	0,39
FeO	—	3,58—6,28	3,59	5,8
MnO	—	0,04—0,11	—	0,15
MgO	—	16,16—19,72	15,65—17,07	15,3
CaO	—	18,75—23,06	19,02—21,33	20,1
Na <sub>2</sub> O	—	0,03—0,54	1,17—1,32	0,6
K <sub>2</sub> O	—	—	—	Сл.
En*	49,9—50,9	46,5—53,7	47,4—52,1	50,0
Fs	5,4—5,6	5,8—9,6	6,2	13,4
Wo	43,7—44,5	36,7—47,7	41,7—46,4	36,6
n	—	5	2	—

1 — трансформный разлом Гаррет (Hebert et al., 1983). Нодулы в базальтах; 2 — Гавайские острова (Sen, Presnall, 1986), 3 — о-в Танти (Tracy, 1980), 4 — Канарские острова, о-в Тенериф (Borley et al., 1973).

\*Здесь и далее соотношение в минералах Mg, Fe и Ca дается в количествах энстатитовой (En), ферросилитовой (Fs) и воллостанитовой (Wo) молекул, рассчитанных по атомным количествам элементов и приведенных к 100%.

Таблица 4

## Химический состав шпинелидов в дунитах

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
TiO <sub>2</sub>	0,18	0,22	0,05	0,23	1,83	1,47	0,88—13,84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	50,8	39,3	23,5	45,00	35,15	39,60	7,70—23,14
FeO	11,6	11,5	12,60	11,20	21,93	14,80	33,57—61,21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,57	6,48	7,09	5,52	8,30	8,07	—
MnO	0,05	0,16	0,17	0,14	—	0,27	—
MgO	18,8	17,1	14,9	18,1	17,78	16,10	4,42—12,10
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,8	23,9	41,4	19,60	26,05	19,60	16,39—42,69
NiO	0,09	0,21	0,15	0,26	—	—	—
Mg/Mg+Fe	0,72	0,67	0,59	0,67	0,63	0,66	0,13—0,39
Cr/Cr+Al	0,25	0,29	0,54	0,23	0,34	0,25	0,48—0,75
n	—	—	—	—	2	—	33

1, 2 — разлом Оуэн (Hamlyn, Bonatti, 1980); 3 — разлом Мария Целеста (Dick, Bullen, 1984); 4 — разлом Буллард, Атлантика, 57° ю.ш. (там же) 5 — о-в Танти (Tracy, 1980); 6 — о-в Сан-Паулу, Атлантика (Sinton, 1979); 7 — Гавайские острова, о-в Оаху (Sen, Presnall, 1986).

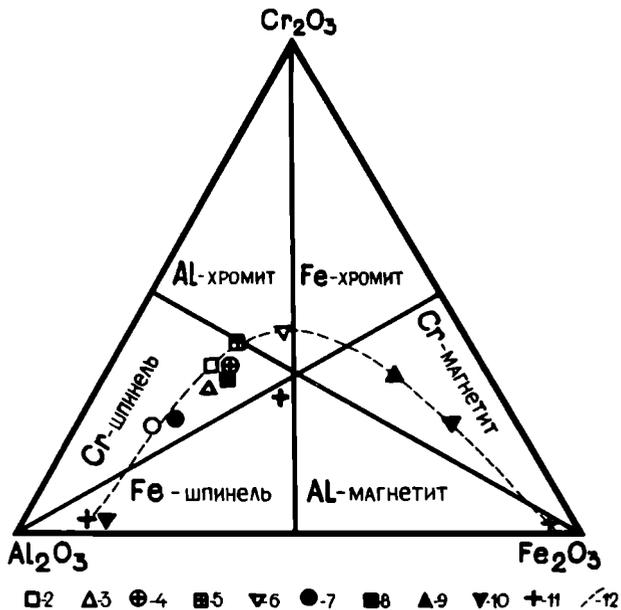


Рис. 16. Средние составы шпинелидов из различных ультраосновных пород на графике  $Al_2O_3-Cr_2O_3-Fe_2O_3$

Трансформные разломы: 1 — лерцолит, 2 — гарцбургит, 3 — дунит. Склоны срединного хребта: 4 — лерцолит, 5 — гарцбургит, 6 — верлит. Включения в базальтах: 7 — лерцолит, 8 — гарцбургит, 9 — дунит, 10 — верлит, 11 — пироксенит, 12 — линия изменения составов

кумулятивную фазу. Гарцбургиты с различными типами ортопироксенов пространственно сближены между собой и разделить их бывает довольно трудно.

Как показывают детальные исследования, обычно гарцбургиты в офиолитах континентов и в их океанских аналогах имеют порфиорокластические структуры, связанные с различной степенью тектонизации пород в условиях пластичной деформации. При этом в зависимости от положения в разрезе могут встречаться крупнозернистые порфиоровые разновидности (в верхах разреза), образующиеся при пластичном течении ультрабазитов в условиях высоких температур и стрессовых напряжений (Nicolas et al, 1980). Такие гарцбургиты отмечаются в срединных хребтах и зонах разломов. Среди них могут быть и кумулятивные гарцбургиты, особенно если в них есть примесь интерстициального клинопироксена и плаггиоклаза. Эти гарцбургиты не несут следов высокотемпературных деформаций. В зонах разломов встречаются гарцбургиты с порфиорокластическими структурами, в которых ортопироксен образует необласты. Наконец, при сильных деформациях, особенно в нижних частях ультрабазитовых пластин (например, в трансформном разломе Элтанин), образуются милонитовые структуры и сланцеватые текстуры. Такого рода текстуры отмечаются в зонах разломов в связи с диапировым

Таблица 5

## Химический состав ортопироксенов в гарцбургитах

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	55,37	55,65	54,60	56,00	55,29
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,06	0,00	0,05	0,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,38	2,42	3,39	2,34	3,18
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,31	—	0,66	0,47	0,62
FeO	5,07	6,08	6,45	5,86	5,45
MnO	0,12	—	0,15	0,14	0,12
MgO	33,41	33,27	33,62	34,60	33,02
CaO	2,23	1,87	1,00	0,64	1,62
Na <sub>2</sub> O	0,02	—	0,04	0,06	0,25
NiO	0,09	—	—	—	0,11
En	88,3	87,0	88,7	90,5	88,7
Fs	7,6	9,0	9,5	8,5	8,2
Wo	4,1	4,0	1,8	1,0	3,1
л	5	4		5	4

Трансформные разломы: 1 — разлом 43° с.ш., Атлантика (Shibata, Thompson, 1986; Dick, Bullen, 1984); 2 — рифтовая долина САХ на 26° с.ш. (Tiezzi, Scott, 1980). Нодули в базальтах: 3 — о-в Танти (Tracy, 1980); 4 — о-в Сан-Паулу, Атлантика (Sinton, 1979); 5 — о-в Лансароте, Канарские острова (Кутюлин, 1975; Fuster et al., 1970).

Таблица 6

## Составы клинопироксенов в гарцбургитах

Компо- ненты					Компо- ненты				
	1	2	3	4		1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	53,05	51,90	53,40	52,10	CaO	23,38	21,20	21,90	22,36
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,10	0,13	0,12	Na <sub>2</sub> O	—	0,50	1,00	0,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,37	3,50	3,51	4,07	NiO	0,06	—	—	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,95	1,25	0,77	1,14	En	49,50	53,10	49,50	48,80
FeO	2,15	2,80	2,20	2,73	Fs	3,3	4,6	3,8	4,4
MnO	0,09	—	—	—	Wo	47,2	42,3	46,7	46,8
MgO	17,64	19,00	16,6	16,71	л	6			

Трансформные разломы: 1—43° с. ш., Атлантика (Shibata, Thompson, 1986); 2 — суммарные сведения по разломам Центральной Атлантики (Michael, Bonatti, 1985a). Нодули в базальтах: 3 — подводные склоны о-ва Сан-Паулу (Sinton, 1979); 4 — о-в Танти (Tracy, 1980).

внедрением холодных блоков ультрабазитов. Для гарцбургитов очень характерны также полосчатые, линейно-плоскостные и цепочечные выделения пироксенов, что существенно отличает их от других разновидностей перидотитов.

По соотношению главных компонентов En—Wo—Fs ортопироксены всех гарцбургитов относятся к энстатитам, причем по соотношению En и Wo выделяются две группы: ортопироксены гарцбургитов из трансформных разломов и включений в базальтах. Первые более

Таблица 7

## Состав хромшпинелей из гарцбургитов трансформных разломов Атлантического океана

Компо- ненты	1	2	3	4	5	5а	6	7
TiO <sub>2</sub>	0,03—0,13	0,08	0,62	0,12	0,17	1,10	0,11	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,4—29,0	26,1	22,1	34,2	37,4	23,1	38,0	25,0
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	38,90—46,00	43,5	41,8	30,3	28,8	38,20	26,7	45,0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,68—4,57	1,76	5,72	4,77	4,76	8,58	5,67	—
FeO	13,8—16,8	14,20	17,90	12,9	10,90	15,10	11,5	15,0
MnO	0,12—0,31	0,16	0,36	—	0,44	0,66	0,14	—
MgO	13,86—14,74	14,3	11,6	15,6	17,4	13,5	17,1	14,0
NiO	0,07—0,21	—	0,07	0,12	0,18	0,25	0,11	—
Mg/(Mg+Fe)*	0,41—0,59	0,62	0,53	0,62	0,66	0,51	0,65	0,62
Cr/(Cr+Al)	0,36—0,57	0,53	0,57	0,37	0,34	0,52	0,32	0,55
Al	26,6—33,8	30,8	26,4	39,6	41,4	28,0	42,6	30,0
Cr	30,7—37,0	34,4	34,8	23,4	21,4	31,0	20,0	36,2
Mg	14,4—22,3	21,6	18,2	22,8	24,3	21,5	24,3	21,3
Fe	12,2—21,3	13,2	20,6	14,2	12,9	19,5	13,1	12,5
л.	7							

1 — 43° с.ш. (Shibata, Thompson, 1986); 2 — район "Фамоус В"; 3 — Курчатова, 40° с.ш.; 4 — Кейн, 23°50' с.ш.; 5 — Романш (5а — плагиноклазовый гарцбургит); 6 — 22° ю.ш. (Анализы 2—6 — по данным Dick, Bullen, 1984). 7 — суммарные сведения по разломам Центральной Атлантики (Michael, Bonatti, 1985).

\*Здесь и далее для хромшпинелидов величины Mg/(Mg+Fe) и Cr/(Cr+Al) отражают отношение ионных количеств этих элементов. Элементы даны в соответствующих процентах после пересчета их ионных количеств на 100%.

кальциевые (W<sub>0,8</sub>), вторые — магниальные (W<sub>0,4</sub>). Железистость в обоих случаях близка (Fs<sub>7,6—9,0</sub>). По содержанию остальных элементов эти две группы пироксенов также несколько различаются (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—2,4 и 2,3 —3,4 мас<sup>1</sup>. %; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—0,3 и 0,5—0,7). TiO<sub>2</sub> в среднем составляет 0,04 (табл. 5). Суммарно ортопироксен в гарцбургитах различных структур характеризуется низкими содержаниями таких элементов, как железо, алюминий и титан. Намечается некоторая разница по кальцию и хрому между пироксенами трансформных разломов и включений в базальтах островов в сторону снижения этих компонентов в последних.

Для ортопироксенов гарцбургитов особенно характерны пластинчатые вроски клинопироксена, являющиеся продуктом распада твердого раствора диопсидовой молекулы в энстатине. Минерал замещается в различных образцах либо серпентином, который образует псевдоморфозы бастита, либо агрегатом талька и тремолита, реже хлорита.

Клинопироксен не характерен для гарцбургитов, однако в отдельных образцах все же отмечается. Например, он встречается в гарцбургитах некоторых трансформных разломов Атлантики (разлом

Таблица 8

Состав хромшпинелей из гарцбургитов трансформных разломов  
Индийского и Тихого океанов

Компоненты	1	2	3	3а	4	4а	5
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,14	0,04	0,17	0,01	1,13	0,00—0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	41,1	37,4	48,8	34,3	33,3	18,6	22,9—38,5
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,2	29,3	18,3	28,2	32,9	37,0	30,8—34,4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,77	3,59	1,87	4,58	4,93	12,2	0,81—4,57
FeO	9,38	10,09	10,60	18,5	13,10	22,3	11,1—14,3
MnO	0,04	0,17	0,10	0,14	0,17	0,28	0,06—0,31
MgO	19,0	17,8	18,5	12,0	15,6	8,54	13,4—17,0
NiO	0,23	0,14	0,24	0,13	0,12	0,30	0,02—0,23
Mg/Mg+Fe	0,73	0,70	0,73	0,49	0,61	0,31	0,53—0,72
Cr/Cr+Al	0,32	0,35	0,20	0,36	0,40	0,57	0,35—0,42
Al	44,5	41,9	52,6	40,5	31,6	23,9	27,6—43,1
Cr	20,0	22,2	13,2	22,4	23,7	31,7	23,3—32,6
Mg	25,5	25,2	25,3	18,1	21,2	13,9	20,4—24,2
Fe	10,0	10,8	9,0	19,0	19,0	30,5	9,6—18,1
л		2	2				7

Индийский океан: 1 — Вима, 2 — Мария Целеста, 3 — Мелвилл, 17°36' ю.ш., 65°45' з.д. (3а — плагиоклазовый гарцбургит); 4 — Буве, 54°27' ю.ш., 1°37' в.д. (4а — плагиоклазовый гарцбургит). Анализы 1—4 по данным (Dick, Bullen, 1984). Тихий океан: 5 — Кларин (Лазько, 1985).

43°с. ш., Романш), Гаррет в Тихом океане, в отдельных включениях гарцбургитов в щелочных базальтах островов. Большая часть клинопироксенов в гарцбургитах относятся к диопсидам. Состав их независимо от генезиса довольно близок (табл 6), особенно по главным компонентам — Mg, CaO, FeO. Очень небольшие вариации касаются TiO<sub>2</sub>, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Na<sub>2</sub>O. Содержание последнего в среднем выше в ксенолитах.

Из всех минералов, входящих в состав гарцбургитов, наиболее полно охарактеризованы шпинели в силу того, что при серпентинизации породы они сохраняются лучше, чем силикаты. Хромшпинель в гарцбургитах встречается в виде крупных изометричных зерен красновато-коричневого цвета, часто в сростках с ортопироксеном. В других гарцбургитах она чаще встречается в ассоциации с оливином, при этом имеет самую различную форму от идиоморфных зерен до неправильных мелких образований и их агрегатов. Во втором случае шпинель, как правило, сильно окислена.

По химическому составу все шпинелиды гарцбургитов относятся к хромшпинелидам (см.рис. 16), состав которых значительно варьирует в отношении Al и Cr (табл. 7, 8, 9). Анализ состава хромшпинелидов показывает (рис. 17), что концентрация Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> колеблется в пределах 17—46 мас.%. Такое поведение двуокиси хрома прямо коррелируется с изменением в хромшпинели глинозема. С увеличением Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в

Таблица 9

Состав хромшпинелидов из гарцбургитов срединных хребтов и включений

Компоненты	1	2	3	4	5	6
TiO <sub>2</sub>	0,00	—	0,54	0,08	0,78	0,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33,5	30,7	19,53	39,6	25,3	39,56
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	35,0	37,5	43,66	29,3	37,3	26,82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,19	—	—	1,67	7,64	5,07
FeO	10,30	16,2	21,33	11,10	14,50	11,11
MnO	0,15	—	0,25	0,22	0,31	—
MgO	17,5	15,3	11,97	17,9	14,5	17,82
NiO	0,18	—	—	—	—	—
Mg/Mg+Fe	0,70	0,69	0,50	0,72	0,55	0,67
Cr/Cr+Al	0,41	0,38	0,60	0,34	0,50	0,32
Al	38,0	35,4	23,5	43,5	30,2	43,3
Cr	26,4	22,4	34,4	21,7	29,6	19,7
Mg	25,0	28,5	21,0	24,8	21,7	24,7
Fe	10,6	12,9	21,1	10,0	18,5	12,2
n		6	3	4	2	

Срединные хребты: 1 — рифтовая долина Аравийско-Индийского хребта, 12° 25' ю.ш., 65° 56' в.д. (Dick, Bullen, 1984); 2 — западный склон САХ (Aumento, Loubat, 1971); 3 — скв. 334, САХ (Symes et al., 1977). Включения в базальтах: 4—5 — о-в Сан-Паулу (Sinton, 1979) (5 — хромшпинелид из кумулятивного гарцбургита). 6 — о-в Таити (Tracy, 1980).

указанных выше пределах концентрации Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> прямо пропорционально падает от 50,0 до 18,0. Изучение составов большого количества хромшпинелидов в зависимости от структуры вмещающей породы показало, что глубинные, предположительно мантийные шпинелиды имеют более глиноземистый состав (Nicolas et al., 1980). Наиболее глиноземисты хромшпинели гарцбургитов из разлома Мелвилл в Западно-Индийском хребте (Dick, Bullen, 1984), где содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> составляет около 49%. Хромшпинели, величина Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в которых колеблется от 30 до 40%, входят в состав пород Южной Атлантики, Аравийско-Индийского хребта, разлома Кларин в Тихом океане и склона САХ (профиль Гудзон) в Северной Атлантике. Менее 30% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> имеют шпинели гарцбургитов из трансформных разломов Северной Атлантики и склона САХ на 37° с. ш. (скв. 334), сюда же попадают и некоторые плагиоклазовые разновидности гарцбургитов, что согласуется с представлениями о более высокохромистом составе кумулятивных шпинелей (Nicolas et al., 1980). Дополнительным критерием кумулятивности плагиоклазовых разновидностей гарцбургитов может служить факт высоких концентраций TiO<sub>2</sub> (1,0—1,5) в ортопироксенах этих пород, так как титан сугубо «базальтовый» компонент, его содержание в абсолютном большинстве проанализированных ортопироксенов составляет 0—0,2%.

Хромшпинелиды из гарцбургитов нодулей в базальтах островов,

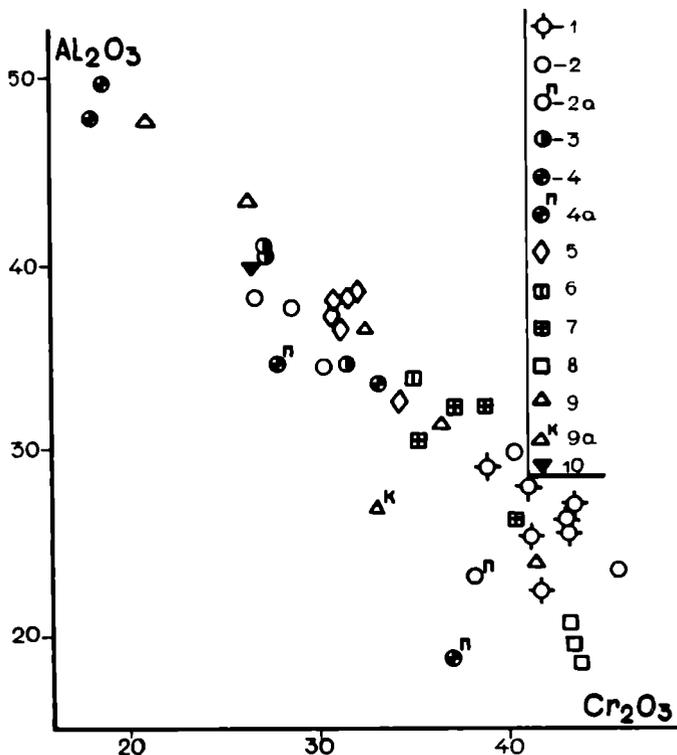


Рис. 17. Составы хромшпинелидов из гарцбургитов на графике  $Al_2O_3$ — $Cr_2O_3$  (Материалы по данным: Dick, Bullen, 1984; Shibata, Thompson, 1986; Лазько, 1985; Aumento, Loubat, 1971; Symes et al., 1977; Sinton, 1979; Tracy, 1980)

**Трансформные разломы (1—5):** 1 — Северной Атлантики (43° с.ш., "Фамоус В", Курчатов), 2 — Центральной и Южной Атлантики (Кейн, Романш, 22° ю.ш., Зеленого Мыса), 2а — плагиоклазовый гарцбургит, разлом Романш, 3 — Аравийско-Индийского хребта (Вима, Мария Целеста), 4 — Западно-Индийского хребта (Мелвилл, Буве), 4а — плагиоклазовые гарцбургиты разломов (Мелвилл, Буве), 5 — Кларин, Тихий океан. Рифтовая долина: 6 — Аравийско-Индийский хребет, 12°25' ю.ш. Склоны срединного хребта: 7 — Срединно-Атлантический хребет (САХ), 45° с.ш., 8 — САХ, 37° с.ш., скв. 334. Включения в базальтах: 9 — о-в Сан-Паулу, Атлантический океан, 9а — кумулятивный гарцбургит (там же), 10 — о-в Таити

например о-ва Сан-Паулу (Sinton, 1979), показывают широкий диапазон изменения содержаний  $Cr_2O_3$  (21—41,5) и  $Al_2O_3$  (24—47,5). Это может свидетельствовать лишь о том, что базальты выносят обломки сложно дифференцированных магматических тел, в которых в тесном парагенезисе встречаются однотипные породы, сформировавшиеся в различных термодинамических условиях.

На рис. 18 приведен график изменения в хромшпинелях их хромистости и магниальности. На графике видно, что с падением величины  $Cr/(Cr+Al)$ , т. е. по мере экстракции алюминия из хромшпинели и увеличения в ней хрома, происходит непрерывный рост магниальности шпинелидов.

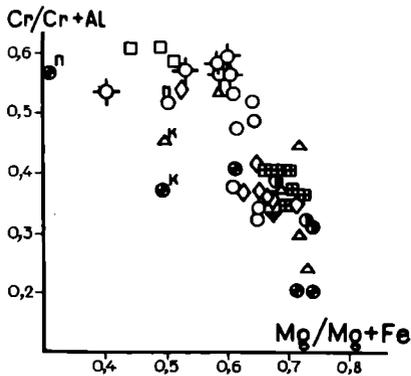


Рис. 18. Составы хромшпинелидов из гарцбургитов на графике  $Mg/Mg+Fe - Cr/Cr+Al$ . Усл. обозн. на рис. 17

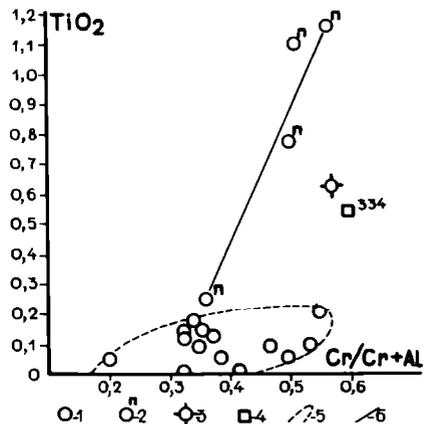


Рис. 19. Составы хромшпинелидов из гарцбургитов на графике  $TiO_2 - Cr/Cr+Al$

1 — гарцбургиты срединных хребтов и трансформных разломов; 2 — плагиоклазовые гарцбургиты, там же; 3, 4 — гарцбургиты разлома Курчатова (3) и скв. 334 (4); 5 — поле составов гарцбургитов; 6 — линия составов плагиоклазовых гарцбургитов

Наиболее стабильны в шпинелидах гарцбургитов содержания  $NiO$ , которые составляют в среднем 0,14 мас.  $\%$ , несколько меньше, чем в остальных ультраосновных породах океана. Например, для пород срединно-океанских хребтов Индийского океана его концентрация составляет 0,11—0,33 мас.  $\%$ , в плагиоклазовых гарцбургитах разлома Романш — 0,25, разлома Буве — 0,30. В этих же породах наблюдаются максимальные содержания  $TiO_2$  (1,1 и 1,13 соответственно) (рис. 19).

Единственный анализ плагиоклаза в гарцбургитах рифтовой долины Атлантического хребта на  $26^\circ$  с. ш. показывает содержание в нем анортита 93 $\%$ .

Лерцолиты представляют собой вторую широко распространенную группу перидотитов. Порода состоит из оливина (60—65 $\%$ ), энстатит-бронзита (20—25 $\%$ ), диопсид-авгита (15—20 $\%$ ) и шпинели (около 1 $\%$ ). Второстепенные минералы представлены плагиоклазом, который слагает иногда до 15 $\%$  объема породы.

Структуры лерцолитов очень похожи на структуры гарцбургитов. В них также наблюдаются как пластичные, так и хрупкие деформации минералов, отражающие различные этапы эволюции породы (Щербачов, Савельева, 1984). Как и для гарцбургитов, для них характерны линейно-плоскостные выделения орто- и клинопироксенов, их цепочечные и гнездовые скопления, а порой и прожилки этих минералов.

Оливин в лерцолитах имеет довольно широкий диапазон составов (8,4—16,1 Fa) (табл. 10). 81 $\%$  всего количества анализов оливинов в лерцолитах ложится в интервал  $Fa_{8-12}$ , только 19 $\%$  приходится на составы более 12, причем большая их часть — на включения в ще-

Таблица 10

## Составы оливинов из лерцолитов

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	41,8	40,1	39,54	40,98	40,73	40,76	41,13	40,2
TiO <sub>2</sub>	—	—	0,02	0,07	0,04	—	—	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	0,03	0,02	0,02	0,17	0,03	—
FeO	8,3	10,5	10,03	8,59	10,18	8,45	8,91	11,5
MgO	50,8	49,0	50,23	48,47	48,29	48,89	41,13	48,65
CaO	0,01	0,06	0,02	0,03	0,09	0,06	—	0,07
NiO	—	0,33	0,34	0,47	0,45	0,36	0,09	0,37
CoO	—	—	—	—	—	—	—	—
n			2			4		2
Fa	8,4	10,7	10,1	9,0	10,6	8,9	10,9	11,4

Компо- ненты	9	10	11	12а	12б
SiO <sub>2</sub>	39,5—40,6	40,30—41,16	—	39,28—41,07	40,74
TiO <sub>2</sub>	—	0,02	—	—	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01—0,12	0,02—0,08	0,02—0,07	0,02—0,03	0,01
FeO	8,6—9,9	8,72—9,20	10,01—14,72	8,55—9,72	13,89
MgO	49,1—50,8	49,56—50,40	45,31—49,55	49,06—50,20	44,32
CaO	0,0—0,08	0,07	0,07—0,14	0,01	0,40
NiO	0,38—0,45	0,30—0,34	—	0,35—0,45	0,19
CoO	—	0,013	—	—	—
n	8	3	7	4	16
Fa	8,7—10,1	8,9—9,3	10,4—15,4	8,7—10,0	14,9

**Трансформные разломы:** 1 — Романш (Prinz et al., 1976); 2 — Вима (Prinz et al., 1976); 3 — о-в Сан-Паулу (Roden et al., 1984); 4 — Вима (Савельева, 1987); 5 — Оуэн (Bonatti, Hamlin, 1978); 6 — Оуэн (Савельева, 1987); 7 — Элтанин. **Склоны Срединно-Атлантического хребта (САХ):** 8 — скв. 334, 37° с.ш. (Hodges, Papike, 1976); 9 — скважина 395, 22° с.ш. (Arai, Fujii, 1979). Включения в базальтах: 10 — Гавайские острова (Kuno, 1968); 11 — о-в Таити (Tracy, 1980); 12 — Коморские острова (Judden, 1977): а — обычный оливин, б — перекристаллизованный.

лочных базальтах о-ва Таити, а также перекристаллизованные оливины в ксенолитах Коморских островов. Отдельные анализы с повышенным содержанием железистой составляющей встречаются в лерцолитах трансформных разломов Атлантики. На гистограмме (см. рис. 26) резкий переход между абсолютным большинством анализов и меньшинством проходит по содержанию Fa<sub>12</sub>. Можно предположить, что по крайней мере два типа лерцолитов представляют собой частично дифференцированное вещество, оливины которого в одном случае имеют средний состав Fa<sub>10</sub>, во втором — Fa<sub>14</sub>. Более железистые оливины встречаются в лерцолитах, связанных с

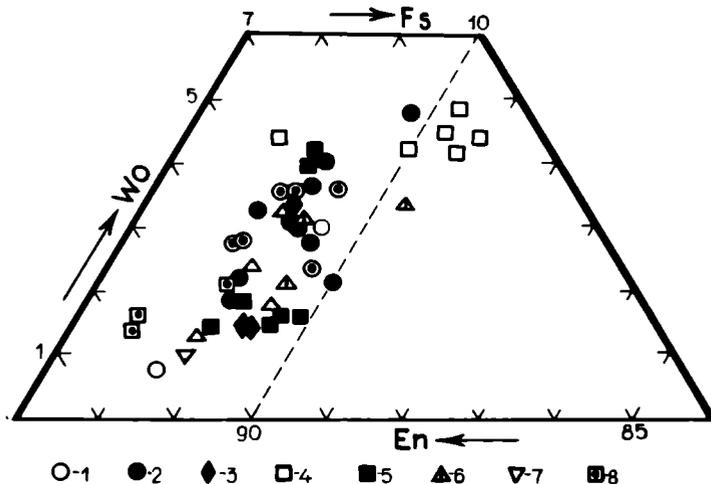


Рис. 20. Составы ортопироксенов из лерцолитов на графике  $En-Wo-Fs$  (Материалы по данным: Prinz et al., 1976; Савельева, 1987; Dick, Bullen, 1984; Hodges, Papike, 1976; Clark, Loubat, 1977; Symes et al., 1977; Arai, Fujii, 1979; Kuno, 1968; Ludden, 1977; Sinton, 1979; Roden et al., 1984; Nickolls et al., 1981, а также автора)

Трансформные разломы: 1 — Атлантика (Романш, Вима, Сан-Паулу); 2 — Индийский океан (Оуэн, Вима, Ислас, Оркадас); 3 — Тихий океан (Элтанн). Склоны срединного хребта: 4 — САХ, 37° с.ш., скв. 334, плагиоклазовый лерцолит; 5 — САХ, 22° с.ш., скв. 395. Включения в базальтах: 6 — Коморские острова; 7 — Гавайские острова; 8 — внутриплитные разломы Дьямантина-Натуралист. Остальные условные обозн. на рис. 17

внутриплитовым магматизмом. При этом оливины из лерцолитов различных структур активных зон имеют довольно близкий состав: Атлантика — 8,4—11,6; Индийский океан — 9,0—10,0; Тихий океан — 10,9.

Лерцолиты включений по составу оливина довольно четко разделяются на две группы. Первая имеет оливин, близкий по составу оливинам из лерцолитов активных зон. Например, лерцолиты Гавайских островов ( $Fa_{8-10}$ ), Коморские острова ( $Fa_{8,7-10,0}$ ). От них заметно отличаются оливины лерцолитов о-ва Таити ( $Fa_{10,4-15,4}$ ). Оливины из различных лерцолитов довольно близки по концентрации в них  $NiO$  (0,35—0,42 мас. %),  $Cr_2O_3$  (0,02—0,09) и  $CaO$  (0,05—0,08).

Ортопироксен в лерцолитах в общих чертах аналогичен по форме выделения этому минералу в гарцбургитах, в нем также крайне характерны тонкие пластинчатые вроски клинопироксена, пластинчатые и хрупкие деформации. По соотношению в пироксене магния, кальция и железа он относится чаще всего к энстатиту и только в отдельных анализах — к бронзитам (рис. 20). Вариации составов ортопироксенов в лерцолитах касаются главным образом  $Ca$  и  $Mg$ . Содержание железистой составляющей ( $Fs$ ) в большинстве минералов меняется незначительно от 7 до 11 (табл. 11). Выделяются повышенной железистостью ортопироксены со склона САХ, скв. 334 на 37° с. ш.

Среди лерцолитов разлома Оуэн в Индийском океане встречаются отдельные ортопироксены, которые по своей повышенной железистости ( $Fe_{13,4-16,8}$ ) относятся к бронзитам (Bonatti, Hamlin, 1978; Савельева и др., 1980), причем наряду с ними встречаются и обычные энстатиты, железистость которых составляет 8,7—10,2%. Содержание в энстатитах воллстонитовой молекулы колеблется в небольших пределах ( $W_{0,1-3,4}$ ), за исключением экстремальных значений для лерцолитов о-ва Сан-Паулу ( $W_{0,5}$ ) и скв. 334 ( $W_{0,9}$ ). Колебания магниевой составляющей также незначительны. В расчете на молекулу энстатита они находятся в пределах  $En_{85-91}$ .

Как уже отмечалось, важной характеристикой ортопироксенов является содержание в них глинозема. В лерцолитах эта величина варьирует от 2,1 до 5,5 мас.%  $Al_2O_3$ , причем в породах различных трансформных разломов эти концентрации довольно стабильны, составляя в среднем 4,5 мас.%  $Al_2O_3$ . В лерцолитах со склонов срединных хребтов эта величина несколько меньше (2,2—3,1). Наибольшие колебания содержаний  $Al_2O_3$  наблюдаются в ортопироксенах лерцолитовых включений: от 2,1 в базальтах о-ва Сан-Паулу до 5,5 на о-ве Таити. Высокое содержание глинозема в ортопироксенах лерцолитов из трансформных разломов и включений с о-ва Таити позволяет отнести эти породы к наиболее глубинному слабо деплетированному типу, в то время как лерцолиты со склонов хребта менее глубинные и сильно деплетированы.

Ортопироксен в отличие от оливина является концентратором хрома, количество которого колеблется в различных минералах в среднем от 0,42 до 0,90 мас.%  $Cr_2O_3$ . Пироксены лерцолитов из трансформных разломов и склонов хребта имеют несколько более высокие концентрации хрома (в среднем 0,8  $Cr_2O_3$ ), чем ортопироксены включений, где эта величина падает до 0,45  $Cr_2O_3$ . Исключение составляют пироксены лерцолитовых включений Гавайских островов (0,75  $Cr_2O_3$ ).

Изменение содержания хрома в ортопироксенах может быть связано с его зональностью. Например, в лерцолитах 22° с. ш. САХ в скв. 395 (Arai, Fujii, 1979) максимальные содержания  $Cr_2O_3$  (1,89) наблюдались в краевых частях зерен энстатита и во включениях в клинопироксене (1,08). В центрах зерен концентрация  $Cr_2O_3$ , как правило, ниже (0,87—0,95). Наиболее поздние выделения ортопироксена, нарастающего на клинопироксен, имеют минимальные значения  $Cr_2O_3$  (0,42—0,59%).

Клинопироксен в лерцолитах выделяется в виде вrostков-ламелл в ортопироксене, самостоятельных зерен, а в более поздние стадии кристаллизации образует каемки вокруг энстатита. По соотношению главных компонентов (Ca, Mg, Fe) минерал в большинстве проанализированных образцов относится к диопсиду и значительно реже к эндиопсиду (рис. 21). Изоморфизм идет по линии изменения соотношений Ca—Mg, содержание железа очень стабильно ( $Fe_{36}$ ). В то же время воллстонитовая составляющая меняется от

Таблица 11

## Составы ортопироксенов из различных лерцолитов

Компоненты	1	2	3а	3б	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	53,9—56,1	54,3	53,65—54,60	54,83—55,66	55,80	54,19	56,55	54,76
TiO <sub>2</sub>	0,04—0,15	0,06	0,03—0,1	0,02—0,03	0,11	0,05	0,03	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,6—5,5	4,0	3,89—5,43	3,52—5,02	3,14	4,99	3,29	3,73
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,46—0,69	0,80	0,62—1,05	0,39—0,52	0,74	0,64	0,76	1,04
FeO	5,6—6,3	6,1	5,57—6,28	5,31—6,81	6,00	5,80	6,09	5,79
MnO	0,12—0,13	0,16	0,11—0,13	0,03—0,05	0,14	0,12	0,12	0,11
MgO	32,6—33,3	33,4	30,90—32,39	32,31—32,48	32,77	31,55	32,38	30,93
CaO	1,44—1,88	1,33	0,97—1,84	1,30—1,78	1,00	1,98	0,81	1,73
Na <sub>2</sub> O	0,02—0,04	0,03	0,01—0,08	0,01—0,02	0,02	0,07	—	сл.
NiO	—	—	0,07—0,13	0,03—0,05	0,07	—	0,10	0,10
CoO	—	—	—	—	—	—	—	—
En	87,0—88,8	88,5	83,7—89,2	80,0—82,1	88,9	87,0	88,6	87,4
Fs	8,4—9,4	9,0	8,7—10,0	13,4—16,8	9,1	9,0	9,1	9,1
Wo	2,8—3,6	2,5	1,9—3,7	3,2—4,5	2,0	4,0	1,5	3,5
n	4	2	5	3	2	26	3	

Компоненты	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO <sub>2</sub>	54,2—56,15	53,6—55,8	55,4—56,2	54,2—55,4	—	56,4	55,0—57,6	55,84
TiO <sub>2</sub>	0,03—0,11	0,03—0,07	0,08—0,13	0,03—0,14	0,05—0,42	0,05	0,02—0,18	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,14—2,30	2,62—4,44	3,1—4,7	2,18—4,03	4,05—5,55	2,12	2,2—2,8	2,08
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,74—0,81	0,42—1,89	0,65—0,72	0,64—0,80	0,32—0,75	0,42	0,36—0,75	0,26
FeO	5,4—7,4	6,05—6,61	5,3—5,7	5,66—5,99	6,80—9,88	5,95	6,1—7,0	7,45
MnO	0,19	0,10—0,12	0,09	0,09—0,12	0,09—0,20	0,14	0,13—0,22	—
MgO	31,4—32,87	33,1—35,8	32,2—34,3	33,6—34,2	29,54—32,44	34,7	31,6—33,4	34,79
CaO	2,19—2,53	0,74—2,28	0,8—1,0	0,74—1,72	0,94—1,11	0,65	1,0—1,8	0,29
Na <sub>2</sub> O	0,03—0,05	0,02—0,03	0,08—0,18	0,06—0,17	0,07—0,14	0,05	0,02—0,12	0,02
NiO	—	—	—	0,07—0,08	—	—	—	0,10
CoO	—	—	—	0,005	—	—	—	—
En	84,7—85,8	87,1—89,9	89,3—90,7	88,0—90,3	82,5—87,8	90,4	86,3—88,8	89,4
Fs	10,0—10,9	8,7—9,9	7,7—8,6	8,4—8,8	10,3—15,4	8,6	9,0—10,4	10,1
Wo	4,1—4,9	1,4—4,1	1,5—2,1	1,3—3,2	1,8—2,2	1,0	1,8—3,3	0,5
л	6	9	3	3	7		5	2

Трансформные разломы: 1 — Романш (Prinz et al., 1976); 2 — Вима (Prinz et al., 1976); 3 — Оуэн: а — с низкой железистостью (Савельева, 1987), б — высокой (Bonatti, Hamlin, 1978); 4 — Вима (Савельева, 1987); 5 — Исла Оркадас (Dick, Bullen, 1984); 6 — Элтанн; 7 — Кларин (Савельева, 1984). Склоны САХ: 8 — скв. 334, 37° с.ш. (Hodges, Papike, 1976; Clark, Loubat, 1977; Symes, 1977); 9 — скв. 395, 22° с.ш. (Arai, Fujii, 1979). Внутриплитовый разлом: 10 — Диамантина—Натуралист (Nickolls et al., 1981). Включения в базальтах: 11 — Гавайские острова (Kuno, 1968); 12 — о-в Таити (Тасу, 1980); 13 — о-в Сан-Паулу (Sinton, 1979); 14 — Коморские острова (Ludden, 1977); 15 — о-в Сан-Паулу (Roden et al., 1984).

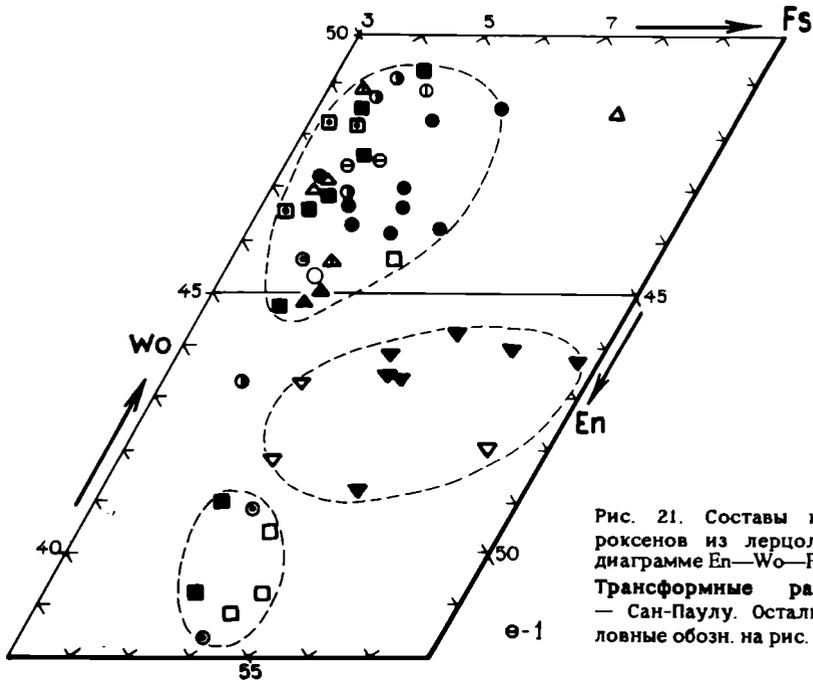


Рис. 21. Составы клинопироксенов из лерцолитов на диаграмме  $En-Wo-Fs$   
 Трансформные разломы: 1 — Сан-Паулу. Остальные условные обозн. на рис. 17, 20

$Wo_{38}$  до  $Wo_{56}$ , а энстатитовая — от  $En_{38}$  до  $En_{55}$ . Такой значительный разброс вызван несколькими экстремальными значениями. Большая часть точек группируется в пределах очень небольшого поля диопсида, ограниченном параметрами  $En_{46-51}$ ,  $Wo_{45-50}$ ,  $Fs_{3-6}$ . В этом поле сосредоточены анализы диопсидов из лерцолитов самых различных структур.

Повышенные количества  $CaO$  (табл. 12) при минимальном  $MgO$  имеют клинопироксены лерцолитов разлома Элтанин в Тихом океане и часть пироксенов в лерцолитах разлома Оуэн (более 50%). Анализы эндиопсидов условно делятся также на две группы (см. рис. 21). В первую группу с минимальными содержаниями кальция входят пироксены разлома Романш, скв. 334 и часть клинопироксенов скв. 395. Вторая группа анализов образует поле с максимальными значениями ферросилитовой составляющей, в это поле ложатся эндиопсиды из лерцолитовых ксенолитов Гавайских островов и о-ва Таити.

Вариации составов клинопироксена в лерцолитах зачастую связаны с различной формой и временем их кристаллизации. Например, изучение лерцолитов разлома Элтанин в Тихом океане показало, что диопсид в ламеллях по сравнению с каемками клинопироксена вокруг энстатита содержит несколько больше  $Al_2O_3$  (4,1 и 3,3 мас. %) и  $Cr_2O_3$  (1,3 и 1,0) при меньшем  $MgO$  (16,4 и 17,2). Вне области диопсида происходит дальнейшее падение содержаний  $Al_2O_3$

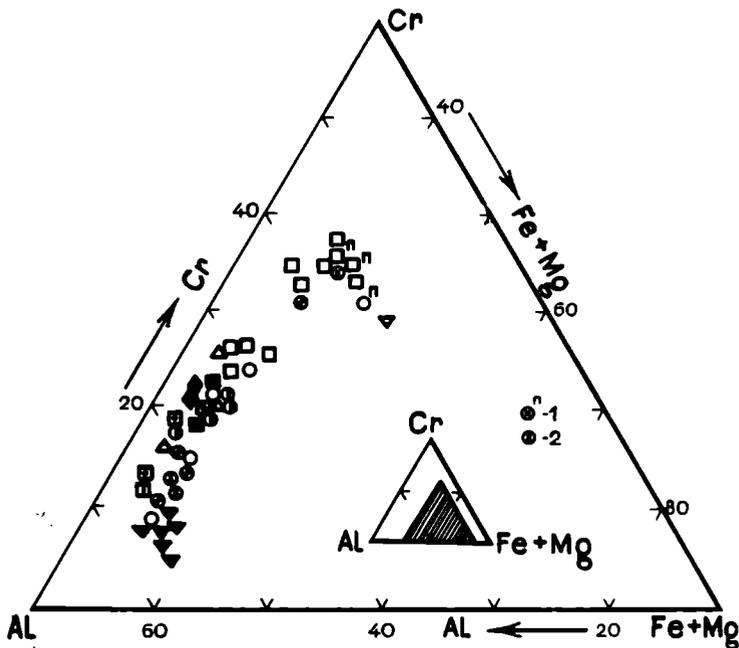


Рис. 22. Составы хромшпинелидов из лерцолитов на графике Al—Cr—(Fe+Mg). (Материалы по данным: Dick, Bullen, 1984; Roden et al., 1984; Arai, Fujii, 1979; Nickolls et al., 1981; Ludden, 1977; Kuno, 1968, а также автора).

Трансформные разломы: 1 — Арго, плагиоклазовый лерцолит, 2 — Ислас, Оркадас, Африкано-Антарктический хребет. Остальные условные обозн. на рис. 17, 20, 21

2,4) и  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (0,59). Еще более четко эта тенденция наблюдается в клинопироксенах из лерцолитов скв. 395. В ряду ядро зерна—ламелля—кайма вокруг ортопироксена—гранулированное зерно происходит постепенное снижение содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (5,0—4,2—3,6—3,0),  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (1,5—1,4—1,2—0,7). В ядрах отдельных зерен, т.е. в начальные фазы кристаллизации, отмечается больше FeO (3,0) и MgO (19,0) и меньше CaO (21,0) по сравнению с последующими фазами выделения клинопироксена.

Исходя из только что изложенных соображений, анализ рис. 21 позволяет сделать следующий вывод. По-видимому, большая часть клинопироксенов лерцолитов представляет собой продукт частичного плавления и перекристаллизации первичных пироксенов. Возможно, в процессе разогрева исходного лерцолита мантии кальций из центра зерен эндиопсидов диффундирует в краевые части и в дальнейшем переходит в расплав, уходя в базальтовую составляющую, либо при вторичной перекристаллизации входит в состав вновь образованного более обогащенного этим компонентом диопсида. Магматическая диффузия Ca из центральной части зерен клинопироксена приводит к обогащению этой области кристаллов

Таблица 12

## Составы клинопироксенов из лерцолитов

Компо- ненты	1	2	3а	3б	4
SiO <sub>2</sub>	50,3—52,4	51,5	48,55—51,01	51,35—53,95	51,83
TiO <sub>2</sub>	0,50	0,12	0,11—0,37	0,16—0,21	0,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,4—7,5	5,3	4,44—7,68	3,48—5,82	3,77
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,8—1,07	1,22	1,09—1,74	0,37—0,86	1,10
FeO	2,5—3,7	2,67	2,41—3,60	2,52—3,05	2,62
MnO	0,08—0,11	0,13	0,08—0,12	0,02—0,05	0,10
MgO	17,1—19,0	16,4	15,19—16,69	17,0—17,73	16,95
CaO	18,3—21,7	23,2	21,0—22,10	21,2—23,1	22,20
Na <sub>2</sub> O	0,27—0,52	0,10	0,19—0,61	0,13—0,16	0,45
K <sub>2</sub> O	—	—	0,03—0,04	0,01—0,02	0,05
NiO	—	—	—	—	0,04
En	50,2—55,5	47,5	46,7—49,2	39,9—42,2	49,3
Wo	38,4—45,7	48,3	46,1—48,6	50,5—54,2	46,4
Fs	4,1—6,1	4,3	3,7—6,1	5,9—7,3	4,3
n	3	2	8	3	5

Трансформные разломы: 1 — Романш (Prinz et al., 1976); 2 — Вима (Prinz et al., 1976); 3а — Оуэн (Савельева, 1987); 3б — Оуэн (Bonatti, Hamlin, 1978); 4 — Вима (Савельева, 1987); 5 — Элтанин; 6 — разлом Кларнон (Савельева, 1984). Склон Срединно-Атлантического хребта: 7 — скв. 334 (Symes et al., 1977; Hodges, Papike, 1976); 8 —

Компо- ненты	10	11	12	13	14
SiO <sub>2</sub>	53,0—53,7	52,32	51,28—54,97	51,87—52,28	—
TiO <sub>2</sub>	0,06—0,18	0,15	0,02—0,13	0,29—0,80	0,20—1,52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,03—3,82	3,97	3,63—4,33	1,72—4,25	4,71—7,61
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,66—1,00	1,05	0,78—1,45	0,98—1,44	0,64—1,46
FeO	2,2—2,32	2,85	2,33—2,77	2,97—5,11	3,67—5,56
MnO	0,09—0,11	0,08	0,07—0,16	0,06—0,09	—
MgO	16,3—16,8	17,27	16,39—16,67	16,48—18,59	14,70—16,99
CaO	21,5—22,3	21,35	20,38—23,94	19,26—20,92	18,9—20,0
Na <sub>2</sub> O	1,03—1,19	0,76	0,07—0,45	0,33—2,14	1,02—1,52
K <sub>2</sub> O	—	0,03	—	0,02—0,08	—
NiO	—	0,06	—	0,04	—
En	49,2	50,5	47,4—50,2	50,0—52,6	46,3—51,6
Wo	46,9—47,1	44,9	45,0—48,9	41,8—43,3	41,2—44,3
Fs	3,7—3,9	4,6	3,7—4,8	5,3—8,0	6,4—9,8
n	2	3	3	3	7

	5	6	7	8	9
	52,18—53,44	50,52	50,5—52,4	50,0—52,5	52,0—52,8
	0,07—0,08	0,09	0,10—0,28	0,10—0,16	0,15—0,43
	2,39—4,12	4,58	2,52—3,53	3,01—4,92	4,6—5,4
	0,59—1,34	1,67	1,25—1,34	0,66—1,61	1,2—1,9
	2,11—2,36	2,86	3,7—4,12	2,36—3,54	1,8—2,3
	0,07—0,11	0,11	0,14—0,17	0,04—0,09	0,02—0,08
	16,43—17,38	16,58	17,2—19,52	16,2—19,6	15,6—16,1
	23,69—24,34	21,96	18,9—22,7	19,3—24,0	21,0—22,2
	0,03—0,05	0,11	0,13—0,27	0,16—0,29	1,15—1,6
	0,03—0,04	0,08	0,03	—	—
	0,02—0,10	0,11	—	—	—
	38,6—40,1	48,8	48,4—54,9	46,5—55,3	47,8—50,0
	54,6—55,9	46,5	38,8—45,8	39,1—49,2	46,6—48,3
	4,8—5,5	4,8	5,8—6,6	3,7—5,6	3,4—3,9
	3	2	4	9	3

скв. 395 (Arai, Fujii, 1979). Разлом внутривулканический: 9 — Диамантина—Натуралист (Nickolls et al., 1981). Включения: 10 — о-в Сан-Паулу (Sinton, 1979); 11 — о-в Лансароте, Канарские острова (Кутолин, 1975; Fuster et al., 1970); 12 — Коморские острова (Ludden, 1977); 13 — Гавайские острова (Kuno, 1968); 14 — о-в Таити (Tracy, 1980).

железом, магнием, хромом и алюминием. Если такое предположение верно, то высокожелезистые и умереннокальциевые эндиопсиды нодулей лерцолитов в базальтах Гавайских островов и о-ва Таити ближе всего по составу к слабо дифференцированной мантии. Дополнительным свидетельством этому могут служить значительно более высокие концентрации в этих пироксенах  $TiO_2$  (0,29—1,52%) и  $Na_2O$  (0,33—2,14%). Например, в ксенолитах лерцолитов с островов Сан-Паулу, Канарских и Коморских содержания этих компонентов значительно ниже ( $TiO_2$ : 0,12—0,15—0,08 мас. % соответственно;  $Na_2O$ : 1,11—0,76—0,27). Однако такого рода соотношения могут свидетельствовать и об их кумулятивной природе.

Шпинелиды в лерцолитах представлены хромшпинелью с вариациями в составе по линии изоморфизма  $Al-Cr$ , при практически постоянном содержании железа и магния (рис. 22). Шпинели лерцолитов в целом более глиноземистые, чем, например, гарцбургитовые. Если содержание  $Al_2O_3$  в шпинелях гарцбургитов редко превышает 40 мас. %, то в лерцолитах половина из имеющихся анализов показывает содержание 40—55 мас. %  $Al_2O_3$  (рис. 23; таблицы 13, 14, 15). Наиболее высокохромистыми являются хромшпинели различных плагиоклазовых лерцолитов и лерцолитов скв. 334, анализы которых образуют довольно компактное поле на диаграммах  $Al_2O_3-Cr_2O_3$  и  $Al-Cr-(Fe+Mg)$  (см. рис. 22, 23). Существует мнение,

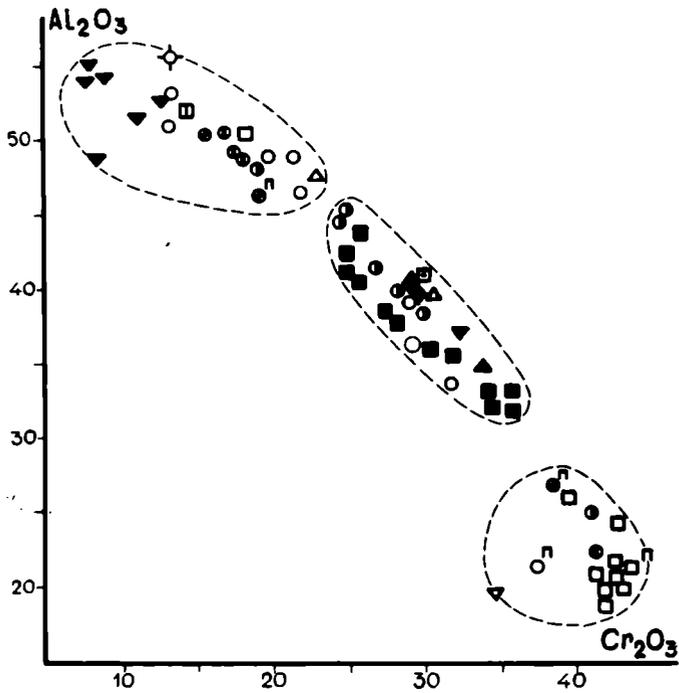


Рис. 23. Составы хромшпинелидов из лерцолитов на графике  $Al_2O_3-Cr_2O_3$ .  
Условные обозн. на рис. 17, 20, 21, 22

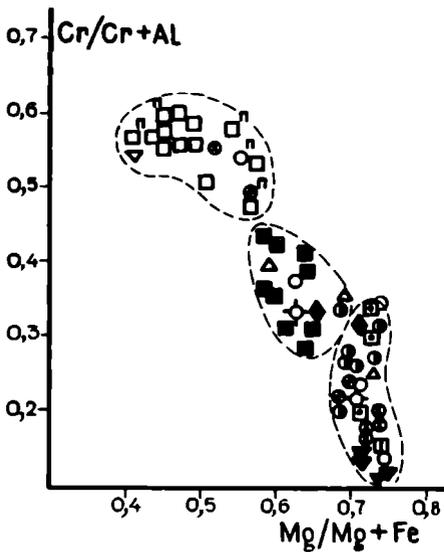


Рис. 24. Составы хромшпинелидов из лерцолитов на графике  $Mg/(Mg+Fe) - Cr/(Cr+Al)$ . Условные обозн. на рис. 17, 20, 21, 22

Таблица 13

Состав хромшпинелей из лерцолитов и плагиноклазовых лерцолитов (PL) трансформных разломов Атлантического и Тихого океанов

Компо- ненты	1	2	3	3/PL	4	5	6	7
TiO <sub>2</sub>	—	0,66	0,09	2,67	—	0,04	0,07	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	44,0	33,7	45,9	21,2	53,1	40,3	36,36	55,85
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,3	32,0	21,6	37,3	13,3	29,3	32,42	13,25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,9	4,20	3,23	8,28	2,97	—	—	—
FeO	12,9	12,9	10,4	19,2	9,23	14,1	15,27	16,69
MnO	0,21	0,18	0,17	0,23	0,05	0,30	0,24	—
MgO	16,6	16,1	18,7	12,0	19,9	15,5	15,96	16,26
NiO	0,19	0,15	0,34	0,24	0,24	0,27	0,17	0,36
Mg/Mg+Fe	0,67	0,63	0,72	0,56	0,75	0,69	0,65	0,63
Cr/Cr+Al	0,28	0,38	0,24	0,54	0,14	0,33	0,37	0,13
Al	47,9	38,7	48,8	26,3	55,4	44,9	40,90	55,50
Cr	17,9	24,2	15,5	31,0	9,2	21,9	24,3	10,2
Mg	11,2	23,5	25,4	19,0	26,5	22,0	22,7	21,5
Fe	23,0	13,6	10,3	23,7	8,9	11,2	12,4	12,8
n.	2					2	6	2

Атлантический океан: 1 — Вима (Prinz et al., 1976); 2 — 22° ю.ш. (Dick, Bullen, 1984); 3 — Буллард (Dick, Bullen, 1984); 4 — Вулкан (Dick, Bullen, 1984). Тихий океан: 5 — Элтанн; 6 — Кларин (Савельева, 1987). 7 — о-в Сан-Паулу (Roden et al., 1984).

что интрузивный комплекс этой скважины является типично кумулятивным (Hodges, Parike, 1976). В таком случае лерцолиты со средним содержанием в шпинели Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 23 мас. % и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 40 можно условно отнести к группе кумулятивных пород.

На всех графиках, представленных соотношениями четырех главных компонентов в шпинелидах (Al, Cr, Fe, Mg) (рис. 24, см. рис. 22), довольно четко выделяются три дискретных поля точек. Например, на рис. 23 точки анализов образуют поле с максимальными содержаниями Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (45—55 мас. %) и минимальными Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (5—25 мас. %). В центре графика оконтуривается поле со средними значениями этих компонентов Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=30—45; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=25—35, а в правой нижней части располагаются точки анализов с наименьшими концентрациями Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (15—27) и максимальными значениями Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (35—45). В целом наблюдается пропорциональное уменьшение в хромшпинелидах Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> с ростом количества Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. На рис. 24 отображена зависимость между хромистостью и магниальностью хромшпинелидов из лерцолитов. Здесь также намечаются три поля точек анализов, но с меньшей дискретностью. С уменьшением отношения Cr/Cr+Al, т.е. с ростом в хромшпинелидах глинозема происходит увеличение в них магниальности, но до определенного предела. При отношении Cr/Cr+Al=0,3 величина отношения Mg/Mg+Fe стабилизируется на 0,75.

Выделяемые поля составов шпинелидов нодулей включают в себя

Таблица 14

Состав хромшпинелей из лерцолитов и плагиоклазовых лерцолитов (PL) трансформных разломов Индийского океана

Компоненты	1	2	2PL	3	3PL
TiO <sub>2</sub>	0,03—0,12	0,00	0,46	0,04	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	38,3—44,4	41,7	22,4	50,2	46,1
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,8—30,0	26,8	41,1	15,5	19,6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	3,09	7,2	3,35	3,32
FeO	13,4—17,9	9,3	15,4	10,3	11,30
MnO	0,16—0,25	0,05	0,25	0,13	0,10
MgO	16,17—18,21	19,0	13,1	18,8	17,8
NiO	0,12—0,20	0,17	0,14	0,24	0,21
Mg/Mg+Fe	0,70—0,73	0,74	0,52	0,72	0,69
Cr/Cr+Al	0,27—0,28	0,32	0,55	0,17	0,22
Al	42,7—49,4	45,2	27,4	53,5	50,3
Cr	20,3—22,2	19,5	33,5	11,2	14,2
Mg	20,1—22,5	26,0	20,2	25,4	24,6
Fe	9,8—15,4	9,3	18,9	9,9	10,9
n	4				

Компоненты	4	4PL	5	5PL	6	6PL
TiO <sub>2</sub>	0,12	0,24	0,04	0,03	0,14	0,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	46,3	27,0	48,76	50,6	45,70	25,50
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,6	38,9	18,37	16,7	25,18	41,23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,21	5,30	2,67	2,74	—	—
FeO	10,6	14,2	10,04	10,1	12,94	20,29
MnO	0,13	0,18	0,09	0,08	0,18	0,32
MgO	18,7	13,9	19,03	19,3	17,16	12,62
NiO	0,40	0,15	0,33	0,30	0,20	0,10
Mg/Mg+Fe	0,71	0,57	0,74	0,73	0,70	0,52
Cr/Cr+Al	0,24	0,49	0,20	0,18	0,27	0,52
Al	49,5	32,0	52,3	53,1	49,0	30,6
Cr	15,4	31,0	13,3	11,9	18,4	33,2
Mg	25,0	21,0	25,1	25,7	23,0	19,1
Fe	10,1	16,0	9,3	9,3	9,6	17,1
n			21		2	3

1 — Оуэн (Савельева, 1987; Bonatti, Hamlin, 1978); 2 — Апро (Dick, Bullen, 1984); 3 — Шейк (Dick, Bullen, 1984); 4 — Атлантис-II (Dick, Bullen, 1984); 5 — Ислас Оркадас (Dick, Bullen, 1984); 6 — Вима (Савельева, 1987).

минералы из лерцолитов различных структур. Однако при этом наблюдается определенная закономерность. В поле с максимальными содержаниями Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> попадают также хромшпинели различных лерцолитов, но почти половина из них приходится на ксенолиты в базальтах о-ва Таити и о-ва Сан-Паулу. Сюда же попадают в основном анализы лерцолитов из трансформных разломов Южной Атлантики и Африкано-Аравийского хребта. Единого дифференцированного ряда

Таблица 15

Состав хромшпинелидов из лерцолитов и плагиоклазовых лерцолитов (PL) срединно-океанских хребтов и включений в базальтах островов

Компоненты	1	2	2PL	3
TiO <sub>2</sub>	—	0,34—0,74	0,45—0,70	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	51,7	20,0—24,7	18,86—21,59	31,7—42,1
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,9	41,5—43,3	41,92—43,50	25,0—35,7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,0	—	—	—
FeO	9,1	18,0—26,6	19,43—24,21	15,7—18,5
MnO	0,05	0,14—0,37	0,30—0,36	—
MgO	19,6	10,5—13,4	10,61—12,85	14,2—16,1
NiO	0,14	—	—	0,08—0,15
Mg/Mg+Fe	0,74	0,41—0,57	0,44—0,54	0,59—0,65
Cr/Cr+Al	0,16	0,54—0,60	0,56—0,59	0,28—0,43
Al	53,8	24,6—29,8	25,0—27,3	36,8—46,7
Cr	10,6	33,0—35,5	35,0—36,4	18,5—27,4
Mg	26,4	16,0—23,9	16,7—21,0	20,9—22,8
Fe	9,2	15,2—23,1	17,0—21,6	12,4—14,9
n		6	5	10

Компоненты	4	5	6	7	8
TiO <sub>2</sub>	0,06—0,12	0,04	0,05	1,60	0,14—0,93
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	39,8—50,7	43,3	34,5	19,29	47,8—55,25
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,5—29,8	26,5	34,2	34,87	7,95—12,74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,47	—	—	2,15—8,47
FeO	11,7—12,3	12,3	16,73	30,74	7,02—14,19
MnO	0,10—0,29	0,16	—	0,18	—
MgO	18,0	17,4	13,47	12,14	16,82—21,21
NiO	—	—	—	—	—
Mg/Mg+Fe	0,72—0,73	0,71	0,59	0,41	0,58—0,75
Cr/Cr+Al	0,20—0,33	0,30	0,40	0,55	0,09—0,14
Al	43,9—53,7	47,1	40,0	23,9	53,3—56,6
Cr	13,0—21,9	19,6	26,6	29,0	5,5—8,9
Mg	24,0—24,9	23,5	19,7	18,8	23,7—27,8
Fe	9,0—9,3	9,8	13,7	27,1	8,8—12,9
n	3	2			6

1 — Западно-Индийский хребет, рифтовая долина на 26°28' ю.ш. (Dick, Bullen, 1984);

2 — Склон САХ, 37° с.ш., скв. 334 (Clark, Loubat, 1977; Hodges, Papike, 1976; Symes et al., 1977); 3 — склон САХ, 22° с.ш., скв. 395 (Arai, Fujii, 1979); 4 — пересечение разломов Дьямантина и Натуралист (Nicholls et al., 1981). Включения: 5 — о-в Сан-Паулу (Sinton, 1979); 6 — Коморские острова (Ludden, 1977); 7 — Гавайские острова (Kuno, 1968); 8 — о-в Танти (Трасу, 1980).

шпинелей из одной структуры здесь нет. Поэтому можно лишь предположить, что такое поведение хромшпинелей связано с какими-то специфическими условиями кристаллизации на более глубинном уровне, чем, например, для шпинелидов с умеренными содержаниями глинозема. Косвенным подтверждением этому предположению могут служить ксенолиты, а также более зрелый возраст литосферы Южной Атлантики и, возможно, вовлечение в магматический процесс более глубинных уровней мантии. Но это предположение представляет собой скорее предмет для размышления, нежели строго аргументированный факт. Промежуточные значения этих компонентов наблюдаются для шпинелидов из лерцолитов скв. 395. Причем здесь отмечается интересная закономерность. Наиболее высокоглиноземистые шпинелиды ( $Al_2O_3 = 40-44$  мас. %) свойственны вросткам этого минерала в оливине и ортопироксене. В такого рода вростках в клинопироксене содержание глинозема падает до 35—37, наконец в самостоятельных выделениях шпинелей величина  $Al_2O_3$  минимальна (32—34). Вместе с падением содержания глинозема в ряду хромшпинелидов наблюдается рост  $Cr_2O_3$ . Рассматривая оливин и ортопироксен как наиболее высокотемпературные минералы, следует сделать вывод, что с падением температуры происходит увеличение в хромшпинелиде хрома за счет уменьшения алюминия.

Третье поле включает в себя точки анализов шпинелидов из лерцолитов скв. 334, а также плагиоклазовые лерцолиты из разломов Атлантики и Индийского океана. Низкие содержания глинозема в этих шпинелидах согласуются с представлениями о перидотитах скважины, как низкотемпературных кумулятах.

Таким образом, составы хромшпинелидов позволяют предположить наличие трех полей кристаллизации этого минерала: глубинный, промежуточный и камерный.

Хромшпинелиды из лерцолитов различных трансформных разломов удивительно близки по содержанию в них FeO (13,6—14,6) и MgO (15,5—17,5). Основные вариации в их составе касаются таких компонентов, как  $Al_2O_3$ : 40,3 мас. % для разлома Элтанин в Тихом океане, 44,0 — для разлома Вима в Атлантике. Пропорционально уменьшается в минерале концентрации  $Cr_2O_3$  (29,3 и 24,3 соответственно). С другой стороны, известно, что скорость спрединга в ВТП заметно больше, чем в Атлантике. Возможно, именно с этим связана степень плавления исходного вещества мантии в более полном объеме и формирование в соотвествующих объемах наиболее рестирированных перидотитов, в которых хромшпинелиды более хромистые и менее глиноземистые.

Содержание NiO в хромшпинелидах лерцолитов составляет в среднем 0,20 мас. %. В лерцолитах трансформных разломов несколько больше (0,22—0,27), а на склонах хребтов меньше (0,13) (см. табл. 15).

Особый интерес среди лерцолитов представляют их плагиоклазовые разновидности. Плагиоклаз в лерцолитах выделяется в различной форме: в виде агрегата мелких аллотриморфных зерен в интерстициях между оливинами и в виде сростков с хром-

шпинелидами. В полевошпатовых лерцолитах разлома Романш плагиоклаз нарастает на ранее образовавшиеся минералы — оливин и пироксен, образуя пойкилитовые структуры (Плошко и др., 1972). В этом случае он образует округлые или неправильной формы выделения с реликтами оливина и пироксена. По составу плагиоклаз относится чаще всего к лабрадору-битовниту ( $Al_{70-75}$ ), хотя в разломе Вима он представлен лабрадором —  $Al_{60-64}$  (Савельева, 1987). К сожалению, лерцолиты и плагиоклазовые лерцолиты совместно встречаются в океане нечасто. Однако имеющиеся в литературе немногочисленные факты такого сонахождения представляют интерес. Из семи примеров шесть приходятся на трансформные разломы и один на скв. 334. В четырех случаях из шести (разломы Булларда, Южная Атлантика; разлом Арго и Вима, Аравийско-Индийский хребет; разлом Атлантик-II, Западно-Индийский хребет) наблюдается резкое различие в содержаниях основных компонентов в хромшпинелидах (по остальным минералам данных нет) (табл. 16).

Эти различия заключаются в том, что в шпинелевых лерцолитах почти в 2 раза больше содержание  $Al_2O_3$ , более высокие отношения  $Mg/Mg+Fe$  и большая концентрация  $NiO$  по сравнению с плагиоклазовыми разновидностями. Последние, наоборот, характеризуются более высокохромистыми и высокожелезистыми хромшпинелидами, свойственными породам, образующимся при кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы. Не исключено, что совместное присутствие лерцолитов — плагиоклазовых лерцолитов представляет собой парагенезис слабодифференцированных исходных шпинелевых лерцолитов с их кумулятивными плагиоклазовыми аналогами.

В трех других анализах одинаковые составы хромшпинелей, как в лерцолитах, так и в плагиоклазовых лерцолитах. Причем оба типа лерцолитов из трансформных разломов характеризуются высокоглиноземистыми шпинелидами, а лерцолиты из скв. 334 — наоборот низкоглинистые.

Таким образом, существует по крайней мере два типа плагиоклазовых лерцолитов. Первый тип представляет собой глубинный слабодифференцированный исходный субстрат, претерпевший частичный фазовый переход шпинелевый лерцолит—плагиоклазовый лерцолит. Второй тип — это кумулятивные плагиоклазовые лерцолиты, образовавшиеся в ходе дифференциации расплава пикритов или пикрит-базальтов, получающихся в ходе частичного плавления исходных лерцолитов или плагиоклазовых лерцолитов. Следует также отметить, что дополнительным критерием выделения двух типов лерцолитов с плагиоклазом могут служить содержания в их шпинелях титана. Все предполагаемые кумулятивные лерцолиты этого типа содержат повышенные по сравнению с исходными лерцолитами (0,00—0,12 мас. %) содержания  $TiO_2$  в хромшпинелидах (0,24—2,67).

Несколько обособленно от двух наиболее распространенных типов шпинелевых и плагиоклазовых лерцолитов стоят амфиболовые лер-

Таблица 16

Составы хромшпинелидов в лерцолитах и плагиоклазовых лерцолитах (PL)

Компоненты	1	1 PL	2	2 PL	3	3 PL	4	4 PL
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	45,9	21,2	46,3	27,0	41,7	22,4	45,7	25,5
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,6	37,2	21,6	38,9	26,8	41,1	25,2	41,2
NiO	0,34	0,24	0,40	0,15	0,17	0,14	0,20	0,10
TiO <sub>2</sub>	0,09	2,67	0,12	0,24	0,00	0,46	0,14	0,25
Mg/Mg+Fe	0,72	0,56	0,71	0,57	0,74	0,52	0,70	0,52

Компоненты	5	5 PL	6	6 PL	7	7 PL
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	50,2	46,1	48,8	50,6	22,4	20,3
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,5	19,6	18,4	16,7	42,4	42,7
NiO	0,24	0,21	0,33	0,30	—	—
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,04	0,04	0,03	0,49	0,61
Mg/Mg+Fe	0,72	0,69	0,74	0,73	0,49	0,49

Трансформные разломы: 1 — Буллард; 2 — Атлантис-П; 3 — Арго; 4 — Вима, Индийский океан; 5 — Шейк; 6 — Ислас Оркадас. Склоны хребта: 7 — 37° с.ш. САХ, скв. 334.

цолиты. Наиболее детально они изучены на о-ве Сан-Паулу в Срединно-Атлантическом хребте. Они сложены оливином (Fa<sub>9,7-10,5</sub>), ортопироксеном с очень низким содержанием CaO (0,5 мас. %) и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (2,08) (табл. 17), клинопироксеном обычного для лерцолитов состава и очень высокоглиноземистой феррошпинелью (Cr/Cr+Al=0,13). Помимо того, в состав пород входят амфиболы двух типов: роговая обманка и ее магнезиальная разновидность — паргасит.

Обращает на себя внимание значительная дисперсия концентрации K<sub>2</sub>O в паргасите, что скорее всего связано с неравномерностью среды его формирования в процессе флюидного метасоматоза.

Верлиты имеют очень ограниченное распространение среди ультрабазитов океана. Порода состоит из оливина (70—80%), диоксида (15—20%) и рудного минерала (около 1%). Второстепенными минеральными фазами могут быть ортопироксен (1—2%), плагиоклаз и амфибол. Последний часто является вторичным минералом, развивающимся по клинопироксену.

Оливин в верлитах имеет состав от Fa<sub>11,5</sub> до Fa<sub>23,1</sub>. В верлитах склонов САХ (скв. 334) величина фаялитовой молекулы составляет 13,0, в ксенолитах верлитов о-ва Реюньон 11,9—23,1, а о-ва Таити — 11,5—16,2. Ортопироксен относится по железистости к бронзитам и отличается от ортопироксенов лерцолитов и гарцбургитов высокой концентрацией TiO<sub>2</sub> (0,41) и глинозема (6,16 мас. %) (табл. 18). Клинопироксены верлитов имеют различный состав: встречаются эндиопсиды, салиты и крайне редко авгиты. Для этого минерала характерны высокие содержания TiO<sub>2</sub>, особенно в верлитах

Таблица 17

Состав амфиболов и флогопита в лерцолитах о-ва Сан-Паулу (Roden et al., 1984)

Минералы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	NiO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
Роговая обманка	39,74	4,05	13,04	—	13,17	—	11,92	11,58	2,70	1,68
Паргасит	39,61	3,71	14,82	—	5,82	—	15,86	12,10	2,77	1,07
Флогопит	43,33	—	14,88	1,40	4,77	0,11	18,08	12,02	2,66	0,04
	36,06	4,96	16,64	—	4,58	—	21,72	0,12	0,23	9,83

включений (до 2,2 мас. %). Рудный минерал в верлитах срединного хребта представлен алюмохромитом, во включениях хром-магнетитом и ильменитом. В целом для верлитов очень характерно значительное колебание составов различных компонентов в минералах, что, по-видимому, связано с неравновесной кристаллизацией этих пород в магматической камере. Плаггиоклаз в верлитах включений о-ва Реуньон (Urton et al., 1972) представлен лабрадорбитовнитом (An<sub>62-86</sub>).

*Пироксениты*, так же как и верлиты, имеют очень ограниченное распространение. В зависимости от типа породообразующего пироксена выделяются мономинеральные клинопироксениты и ортопироксениты а также вебстериты, сложенные двумя пироксенами. Второстепенными минералами пироксенитов могут быть оливин, плаггиоклаз, амфибол, гранат и рудные минералы. Пироксен легко замещается вторичными амфиболом и хлоритом, что отмечалось при единичных находках этих пород в трансформных и внутриплитовых разломах (Кашинцев, 1973; Hekinian, 1970; Плошко, Богданов, 1972; Henry et al., 1984).

Примером сильного изменения пироксенитов может служить образец из разлома, окаймляющего восточный склон Восточно-Индоканского хребта. Порода сложена реликтами зерен ортопироксена и клинопироксена, почти нацело замещенных тальком и тремолитом. Ортопироксен составляет 80—90% объема породы (вебстерит). Наблюдается стадийность вторичных изменений минерала. Сначала он серпентинизируется с образованием бастита, который, в свою очередь, с сохранением характерной формы тонкой двойниковой штриховки и спайности в исходном ортопироксене замещается тальком. Клинопироксен, составляющий соответственно 10—20%, замещается бесцветным амфиболом тремолитового типа. Последний развивается по пироксену в виде скоплений шестоватых кристаллов.

Большинство различных по минеральному составу пироксенитов встречается в виде нодулей в базальтах на Гавайских (Kuno, 1969; Jackson, Wright, 1970; Frey, 1980) и Канарских (Munoz, Sagredo, 1974; Frish,

Таблица 18

## Составы минералов из различных верлитов

Компо- ненты	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	—	—	50,55—53,51	47,85—49,00	—
TiO <sub>2</sub>	—	0,41	0,22—0,37	1,44—1,72	0,48—1,65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	6,16	2,61—3,69	4,42—5,18	3,25—5,75
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,15	0,72—1,33	0,33—0,52	0,29—1,06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—
FeO	13,58	7,18	2,72—3,64	5,65—6,83	4,14—7,19
MnO	—	0,08	0,10—0,23	—	—
MgO	47,14	32,11	16,20—18,52	13,54—15,38	15,38—17,76
CaO	0,12	0,84	19,56—23,35	22,23—23,65	20,58—21,87
Na <sub>2</sub> O	—	0,09	0,15—0,90	0,38—0,40	0,30—0,59
K <sub>2</sub> O	—	—	0,03—0,06	0,01	—
Fa	13,9	—	—	—	—
En	—	87,4	46,5—53,5	40,2—44,2	45,1—50,9
Wo	—	1,6	40,5—48,3	45,6—50,3	41,7—47,0
Fs	—	11,0	4,5—6,0	9,5—11,6	6,1—11,8
Mg/Mg+Fe	—	—	—	—	—
Cr/Cr+Al	—	—	—	—	—
n	2	—	5	4	8

Компо- ненты	6	7	8	9	10	
SiO <sub>2</sub>	51,31	—	—	—	—	
TiO <sub>2</sub>	0,98	0,84—2,18	0,52—0,63	0,41	6,06	54,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,36	3,27—8,40	20,65—22,5	61,41	8,01	0,27
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,26—0,65	42,1—42,9	1,86	22,84	0,75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	5,05—6,8	6,63	26,66	5,81
FeO	4,34	4,03—4,84	17,2—20,6	8,15	29,18	22,35
MnO	—	—	0,28—0,41	—	—	—
MgO	15,24	14,9—16,33	9,60—12,1	21,82	8,26	14,48
CaO	23,45	19,45—22,02	0,01	—	—	—
Na <sub>2</sub> O	0,36	0,42—1,40	—	—	—	—
K <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—
Fa	—	—	—	—	—	—
En	44,24	46,2—47,8	—	—	—	—
Wo	48,69	44,9—46,0	—	—	—	—
Fs	7,8	7,3—7,8	—	—	—	—
Mg/Mg+Fe	—	—	0,40—0,48	0,73	0,22	—
Cr/Cr+Al	—	—	0,56—0,58	0,02	0,66	—
n	2	3	3	—	—	—

Оливин: 1 — о-в Таити, включение (Трасу, 1980). Ортопироксен: 2 — о-в Таити, включение. Клинопироксен: 3 — склон САХ, 37° с.ш., скважина 334 (Clark, Loubat, 1977); Включения: 4 — Канарские острова (Munoz, Sagredo, 1974); 5 — о-в Реуньон (Upton et al., 1972); 6 — о-в Маврикий (Baxter, 1978); 7 — о-в Таити. Шпинели: 8 — склон САХ, 37° с.ш., скв. 334 (Sigurdsson, 1977a; Clark, Loubat, 1977); 9 — о-в Таити, включение. Ильменит: 10 — о-в Таити, включение.

Schmincke, 1970; Borley et al., 1973) островах. На ложе океана минеральный состав пироксенитов определен в образцах из района пересечения разломов Диамантина и Натуралист в юго-восточной части Индийского океана (Nickolls et al., 1981). На островах во включениях встречены клинопироксениты, вебстериты иногда с гранатом и амфиболом. В разломах Кейн, Ислас Оркадос, Диамантина — оливиновые вебстериты и клинопироксениты. В оливиновых вебстеритах содержание оливина составляет 21—29 об.%, энстатит и диопсид составляют 43—53 и 17—34% соответственно (Henry et al., 1984).

Единственный анализ оливина из клинопироксенитового нодуля Гавайских островов показывает, что оливин содержит 17,7% фаялитовой молекулы, т.е. относится к хризолиту (табл. 19). Ортопироксен из гранатового вебстерита (Гавайские острова) имеет состав бронзита с максимальной для ортопироксенов железистостью ( $Fs_{16-21}$ ), для него также характерно высокое содержание титана (0,23—0,36 мас. %) и низкое хрома (0,12—0,20) по сравнению с ортопироксенами гарцбургитов и лерцолитов ложа океанов (0,05—0,10 и 0,50—0,80 мас. % соответственно).

Клинопироксениты имеют очень широкий диапазон составов. Абсолютное большинство пироксенов относятся к диопсидам, авгитам и салитам, лишь в единичных случаях — к эндиопсидам (рис. 25). Диопсиды встречаются в обычных и оливиновых клинопироксенитах Канарских островов и внутриплитовом разломе Диамантина (Индийский океан). Авгиты входят в состав различных пироксенитов: клинопироксенитов, гранатовых вебстеритов, амфиболовых и титан-магнетитовых разновидностей. Наконец, салиты наиболее типичны для амфиболовых пироксенитов Канарских островов. Рудный минерал в пироксенитах представлен варьирующими по составу магнетитами и шпинелью. Только в пироксенитах встречены первичные магматические амфиболы (керсутиты) и гранаты, их составы также приводятся в табл. 19.

Оливиновые пироксениты разлома Диамантина по составу слагающих минералов несколько отличаются от пироксенитов включений. Клинопироксен в них представлен наиболее высоко-кальциевым диопсидом, керсутит содержит больше глинозема и магния при меньшем железе, рудный минерал относится к Fe-шпинели с содержанием  $Al_2O_3$  60—68 мас. %. Кроме того, в пироксените этого типа встречен флогопит, содержащий 4,8 мас. %  $TiO_2$  и 9,4  $K_2O$ .

Для клинопироксенитов характерны очень широко варьирующие концентрации  $TiO_2$  (0,08—4,92). Максимальное количество отмечено в амфиболовых пироксенитах Канарских островов. В прямой корреляционной зависимости от величины  $TiO_2$  находятся содержания  $Cr_2O_3$ .

*Горнблендиты* — довольно редкий тип пород, состоящий почти целиком из амфиболов и небольшой примеси других минералов. В океане они подробно описаны лишь в одном месте — о-ве Сан-Паулу. Горнблендиты здесь образуют среди амфиболовых лерцолитов от-

Таблица 19

## Состав минералов из различных пироксенитов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	52,40	52,53—53,30	50,26	50,78—51,35	48,41—50,9	50,4—52,7	43,35—52,3	46,3	37,5—39,5
TiO <sub>2</sub>	0,26	0,23—0,36	0,62	0,50—0,95	0,42—0,62	0,08—0,46	1,11—4,92	3,0	5,27—5,7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,45	4,29—5,75	5,07	6,17—7,41	7,57—10,41	3,46—5,10	4,1—8,4	7,2	12,28—13,7
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,32	0,12—0,20	0,80	0,33—0,39	—	0,83—1,40	0,02	0,09	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	11,45	10,44—13,50	6,60	5,76—6,85	6,86—7,93	2,68—3,55	6,97—10,9	6,6	11,2—14,2
MnO	0,16	0,15—0,17	0,15	0,08—0,13	—	—	0,16—0,34	0,05	0,18—0,32
MgO	29,86	27,85—29,56	15,60	13,3—15,13	17,50—17,97	16,03—18,19	10,6—14,12	13,1	10,6—12,9
CaO	0,91	0,74—1,20	19,45	16,84—19,68	12,9—15,0	21,06—21,48	19,95—23,1	23,3	11,9—12,4
Na <sub>2</sub> O	—	0,07—0,15	1,09	1,58—2,95	0,76—1,24	0,44—1,05	0,52—1,24	0,5	2,5—2,86
K <sub>2</sub> O	—	0,03—0,05	0,02	0,01	0,04—0,11	0,02—0,22	0,02—0,24	—	1,2—1,58
NiO	—	—	—	—	—	0,06—0,08	—	—	—
Fa	17,7	—	—	—	—	—	—	—	—
En	—	76,8—82,2	46,9	45,2—48,8	54,6—57,4	48,1—51,8	34,7—41,6	44,1	—
Wo	—	1,4—2,3	42,0	40,3—44,5	28,4—33,3	43,5—46,0	43,4—50,3	43,7	—
Fs	—	16,4—20,9	11,1	10,3—13,2	12,1—14,2	4,3—5,9	11,6—19,5	12,3	—
Mg/Mg+Fe	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr/Cr+Al	—	—	—	—	—	—	—	—	—
n		3	2	3	3	4	12	2	3

Компо- ненты	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO <sub>2</sub>	0,50	—	—	39,33—41,70	50,5—52,2	—	42,2	37,8
TiO <sub>2</sub>	2,20	9,2—13,9	13,0—20,0	0,21—0,28	0,68—1,40	0,08—0,17	4,8	4,8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,93	3,2—5,6	4,5—9,9	23,47—23,69	4,4—6,9	60,0—67,6	14,0	16,2
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,58	0,10—0,21	0,12—0,23	—	0,25—0,46	1,3—8,6	0,45	0,45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	72,3—81,3	65,5—68,0	—	—	—	—	—
FeO	30,2	—	—	11,64—16,16	2,3—2,6	8,8—10,3	4,0	3,7
MnO	0,15	0,74—0,91	0,23—0,64	0,35—0,70	—	0,1—0,3	0,1	—
MgO	13,66	2,3—5,0	4,8—5,5	16,25—17,81	15,0—15,7	20,6—22,1	16,1	21,0
CaO	—	—	—	3,18—5,28	22,3—23,8	—	11,4	—
Na <sub>2</sub> O	—	—	—	0,13—0,20	0,53—0,70	—	2,5	0,63
K <sub>2</sub> O	—	—	—	0,03—0,04	—	—	1,33	9,4
NiO	0,07	—	—	—	—	—	—	—
Fa	—	—	—	—	—	—	—	—
En	—	—	—	—	45,3—47,2	—	—	—
Wo	—	—	—	—	48,3—50,3	—	—	—
Fs	—	—	—	—	3,8—4,5	—	—	—
Mg/Mg+Fe	0,45	—	—	—	—	0,78—0,81	—	—
Cr/Cr+Al	0,38	—	—	—	—	0,01—0,09	—	—
n	1	2	3	3	3	3		

**Включения.** Оливин: 1 — Гавайские острова (Kuno, 1969). Ортопироксен: 2 — гранатовый вебстерит, Гавайские острова. Клинопироксен: 3 — клинопироксенит, там же, 4 — гранатовый вебстерит, там же; 5 — вебстерит, там же (Frey, 1980); 6 — клинопироксенит, Канарские острова (Munos, Sagredo, 1974); 7 — амфиболовый пироксенит, там же (Frish, Schminck, 1970; Munos, Sagredo, 1974; Borley et al., 1973); 8 — титан-магнетитовый пироксенит, там же, (Borley et al., 1973). Амфибол (керсутит): 9 — амфиболовый пироксенит, Канарские острова. Рудные минералы: 10 — алюмомагнетит из клинопироксенита, Гавайские острова (Kuno, 1969). Титаномагнетит: 11 — амфиболовый клинопироксенит, Канарские острова (Burley et al., 1973); 12 — титано-магнетитовый клинопироксенит, там же. Гранат: 13 — гранатовый пироксенит, Гавайские острова (Kuno, 1969). Внутриплитный разлом. Оливиновый пироксенит: 14 — клинопироксен (Nickolls et al., 1981); 15 — шпинель; 16 — амфибол (керсутит); 17 — флогопит.

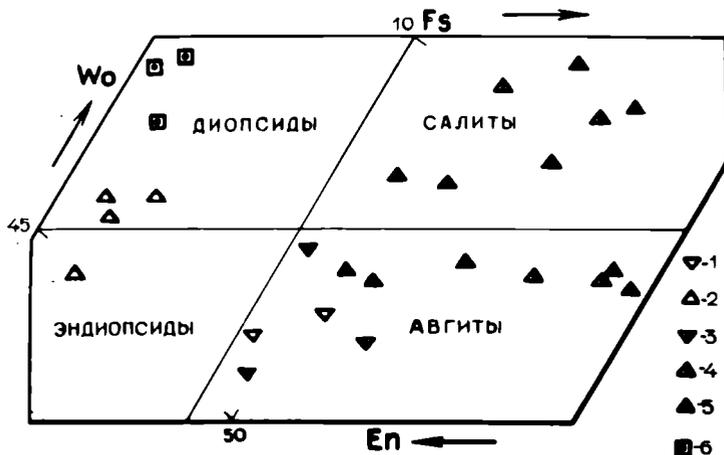


Рис. 25. Составы клинопироксенов из пироксенитов на диаграмме En—Wo—Fs.

Включения в базальтах: 1 — клинопироксенит, Гавайские острова; 2 — клинопироксенит, Канарские острова; 3 — гранатовый вебстерит, Гавайские острова; 4 — амфиболовый пироксенит, Канарские острова; 5 — титанмагнетитовый пироксенит, Канарские острова; 6 — оливиновый пироксенит разломов Диамантина—Натуралист

дельные шлиры и прослои. Из второстепенных минералов в горнблендитах присутствует флогопит, плагиоклаз, скаполит, титаномагнетит и апатит. Наблюдаются постепенные переходы между амфиболовыми перидотитами и горнблендитами. С ростом количества амфибола в промежуточных по составу породах состав его изменяется от паргасита или роговой обманки в перидотитах к титанистому керсутиту в горнблендитах (табл. 20).

Обособленную группу перидотитов океана составляют породы ультраосновного щелочного состава. В настоящее время они подробно описаны лишь на островах Зеленого Мыса (Когарко и др., 1989).

*Турьяиты* — наиболее представительный тип пород этого ряда. Они сложены нефелином, клинопироксеном, гидратированным мелилитом (хуанит), титанистым гранатом (меланит) и флогопитом. Акцессорные минералы представлены апатитом и волластонитом. Породы слагают центральную часть небольшого (10 км<sup>2</sup>) массива с вертикальной расслоенностью, обусловленной чередованием слоев, обогащенных и обедненных нефелином, пироксеном и мелилитом. В

Таблица 20

Состав минералов горнблендитов о-ва Сан-Паулу (Roeden et al., 1984)

Минерал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
Керсутит	40,37	3,29	15,35	8,41	14,29	12,56	2,28	1,63
Плагиоклаз	43,93	0,02	38,26	0,08	0,04	20,48	0,49	0,02

Таблица 21

Состав минералов турьяитов о-ва Сан-Яго, о-ва Зеленого Мыса (Когарко и др., 1989)

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	44,20	41,43	52,61	51,96	31,38
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,05	0,44	0,00	9,63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	33,48	0,72	0,23	1,24
FeO	3,73	1,46	8,59	0,83	22,16
MnO	0,40	0,00	0,34	0,40	0,40
MgO	6,40	0,00	12,23	0,07	0,60
CaO	30,39	0,08	23,53	46,69	32,18
Na <sub>2</sub> O	0,00	16,55	0,73	0,00	0,12
K <sub>2</sub> O	2,89	7,63	0,00	0,00	0,00
NiO	0,11	0,00	0,13	0,00	0,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,19
Cl	0,82	0,02	0,04	—	0,04

1 — мелилит (хуанит), 2 — нефелин, 3 — клинопироксен, 4 — волластонит, 5 — гранат (меланит)

ассоциации с турьяитами встречаются ийолиты и мельтейгиты — породы близкого состава без мелилита. Ультращелочные породы окружены щелочными габбро с ксенолитами пироксенитов. Состав минералов из турьяитов приведен в табл. 21.

#### ОБЩИЙ ХАРАКТЕР ИЗМЕНЕНИЯ СОСТАВОВ МИНЕРАЛОВ В РЯДУ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

Для выяснения процесса кристаллизации ультраосновных пород океана интересно проследить изменение состава их минеральных фаз. Такую последовательность, естественно, нужно было бы пронаблюдать на примере единой по времени и месту формирования ассоциации пород. Однако таких примеров в океане пока слишком мало. Поэтому приходится ограничиться суммарными сведениями и на единичных примерах проследить, насколько закономерны процессы эволюции ультраосновных пород в целом, независимо от временной и структурной принадлежности.

Наиболее высокотемпературным и "транзитным" минералом ультраосновных пород является оливин. Имеющийся аналитический материал по оливинам показывает (рис. 26), что его состав варьирует от Fa<sub>8</sub> до Fa<sub>24</sub>, т.е. в довольно значительных пределах. Для оливинов характерна заметно выделяющаяся граница смены составов, проходящая по составу оливина Fa<sub>10</sub>. Более высокомагнезиальные составы имеют большинство проанализированных оливинов гарцбургитов и лерцолитов. Высокая магнезиальность оливинов позволяет считать их наиболее близкими к примитивным породам мантии. Вторая граница составов проходит по Fa<sub>12</sub> в лерцолитах и гарцбургитах. В диапазоне составов Fa<sub>10-12</sub> встречаются оливины дунитов, верлитов и лерцолитов. В гарцбургитах такого типа оливинов нет. Однако не

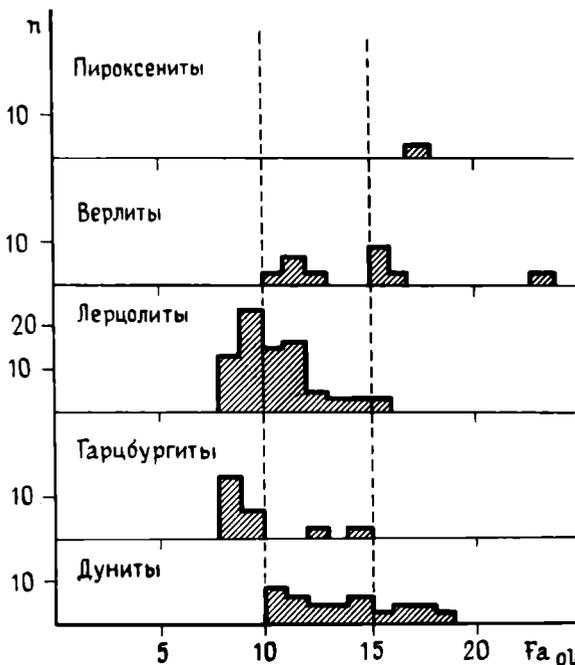


Рис. 26. Гистограмма содержаний фаялитовой составляющей (Fa) в оливинах (Ol) различных ультраосновных пород (n — количество анализов)

исключено, что часть лерцолитов с таким оливином представляет собой слабодифференцированное вещество мантии, формирующееся в иных условиях, чем те, которые образуют гарцбургиты и лерцолиты трансформных разломов и склонов хребта. Составы оливинов более Fa<sub>12</sub> встречаются уже во всех породах в единичных (за исключением дунитов) случаях и скорее всего представляют кумуляты поздних стадий кристаллизации расплава. По содержанию Ni (рис. 27) оливины делятся на две группы. Первая — это оливины лерцолитов и гарцбургитов. Точки анализов образуют компактную группу с содержанием NiO в среднем 0,4 мас. % и низкой железистостью (Fa<sub>9</sub>). Вторая группа анализов относится к дунитам. Эти оливины имеют низкую концентрацию NiO (0,2 мас. %) и широко варьирующую величину фаялитовой составляющей (Fa<sub>11-18</sub>), что позволяет отнести эти оливины к породам-дифференциатам.

Итак, оливины лерцолитов и гарцбургитов характеризуются высокой магнезиальностью и повышенными концентрациями NiO. Среди лерцолитов существуют разновидности, которые по содержанию в них железистого оливина с низкой концентрацией никеля могут быть отнесены к кумулятам, формирующимся в процессе кристаллизации магматического расплава. Судя по росту железистости оливина в ряду ультраосновных пород, кристаллизация их из расплава идет в следующем порядке: гарцбургиты (максимальное содержание фаяли-

Рис. 27. Составы оливинов различных ультраосновных пород на графике  $Fa(Ol) - NiO$

Лерцолиты: 1 — трансформных разломов, 2 — склонов хребта, 3 — включений в базальтах. Гарцбургиты: 4 — трансформных разломов, 5 — включений. Дуниты: 6 — трансформных разломов, 7 — включений

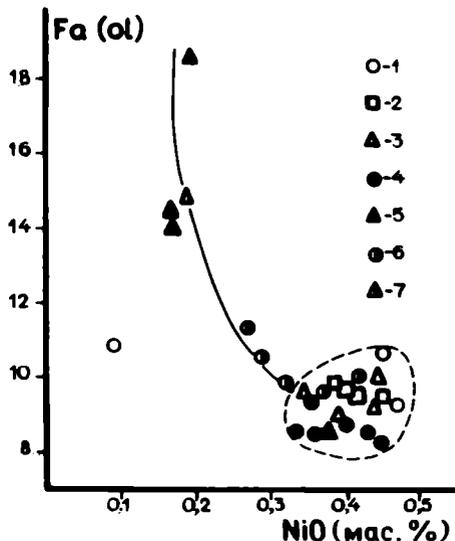
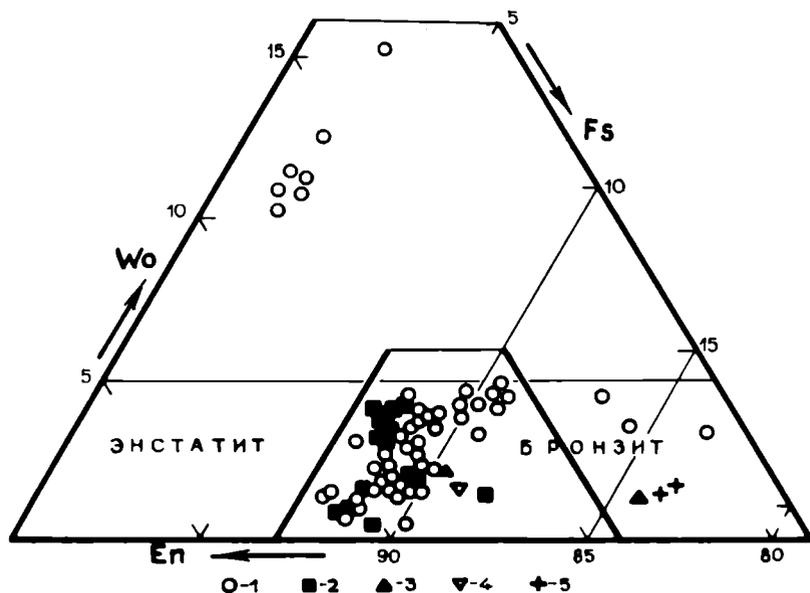


Рис. 28. Составы артопироксенов на графике  $En - Wo - Fs$

1 — лерцолиты, 2 — гарцбургиты, 3 — дуниты, 4 — верлиты, 5 — пироксениты



товой молекулы —  $Fa_{15}$ , лерцолит ( $Fa_{16}$ ), дунит ( $Fa_{19}$ ), верлит-пироксенит ( $Fa_{17-24}$ ). Содержание  $Cr_2O_3$  увеличивается в этом ряду в незначительных пределах (0,01—0,05). Содержание  $CaO$  меняется заметно от 0,05—0,08 в оливинах гарцбургитов и лерцолитов, 0,10—0,12 в дунитах и верлитах и до 0,90 мас. % в оливине пироксенита (единичный анализ). Такая зависимость прослеживается для ультраосновных пород включений, которые представлены полным рядом ультрабазитов.

Таблица 22

Средние составы ортопироксенов в перидотитах различных структур  
(числитель — среднее содержание, знаменатель — количество анализов)

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,0–5,5 $\frac{4,25}{27}$	2,2–4,4 $\frac{3,0}{12}$	3,1–4,7 $\frac{3,7}{3}$	2,1–5,6 $\frac{3,8}{16}$	2,0–2,6 $\frac{2,3}{6}$	— 2,4	1,8–3,4 $\frac{2,6}{8}$	—	1,1–5,8 $\frac{4,1}{5}$	— 6,2	4,3–5,8 $\frac{5,0}{3}$
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,39–1,0 $\frac{0,75}{26}$	0,4–1,1 $\frac{0,88}{14}$	— $\frac{0,7}{3}$	0,3–0,8 $\frac{0,5}{16}$	0,3–1,0 $\frac{0,7}{10}$	—	0,37–0,56 $\frac{0,5}{6}$	0,4–0,6 $\frac{0,5}{2}$	0,12–0,63 $\frac{0,26}{2}$	— 0,15	0,12–0,20 $\frac{0,17}{3}$
Fe	$\frac{9,8}{23}$	$\frac{9,5}{14}$	$\frac{8,0}{3}$	$\frac{6,0}{16}$	$\frac{8,6}{8}$	9,0	$\frac{9,0}{8}$	$\frac{13,4}{2}$	$\frac{15,9}{5}$	11,0	$\frac{17,9}{3}$
Wo	$\frac{2,9}{19}$	$\frac{3,0}{14}$	$\frac{1,7}{3}$	$\frac{6,5}{16}$	$\frac{3,8}{6}$	4,1	$\frac{1,4}{8}$	—	$\frac{1,8}{5}$	1,6	$\frac{1,8}{3}$
NiO	—	—	—	$\frac{0,08}{2}$	$\frac{0,09}{5}$	—	—	—	—	—	—
TiO <sub>2</sub>	—	—	—	—	$\frac{0,03}{7}$	0,06	$\frac{0,06}{7}$	—	—	—	—

1–4 — лерцолиты: 1 — трансформных разломов; 2 — склонов хребтов; 3 — внутриплитного разлома; 4 — включений в базальтах.  
5–7 — гарцбургиты: 5 — трансформных разломов; 6 — рифтовая долина САХ, 26° с.ш.; 7 — включения в базальтах. 8–9 — дуниты:  
8 — трансформных разломов; 9 — включения. Верлит: 10 — включение в базальте. Пироксенит: 11 — включения.

Расчет средних значений фаялитовой составляющей в оливинах ультрабазитов позволяет выстроить следующий ряд последовательного увеличения ее содержаний: гарцбургит ( $Fa_{8,7}$  — 13 анализов), лерцолит ( $Fa_{9,5}$  — 38), плагиоклазовый лерцолит ( $Fa_{10,5}$  — 3); дунит ( $Fa_{13,9}$  — 18), верлит ( $Fa_{15,2}$  — 5), плагиоклазовый верлит ( $Fa_{17,3}$  — 3), пироксенит ( $Fa_{17,7}$  — 1). Вряд ли гарцбургиты с минимальным количеством железа в оливине — основном породообразующем минерале, могли дать дифференцированный ряд пород с более высокими значениями  $Fa$ . По-видимому, породы с промежуточным составом — более реальные источники дифференцированного по оливину ряда. Скорее всего ими могут быть лерцолиты, наиболее распространенные породы океана.

На рис. 27 видно, что в поле высокомагнезиальных оливинов трансформных разломов и склонов хребта попадают анализы этих же пород из включений в щелочных базальтах (хотя единичные анализы имеют высокожелезистый оливин). Это свидетельствует о том, что по крайней мере по оливину исходное вещество мантии, из которого формируется океанская кора, имеет довольно близкий состав. Этот факт позволяет также предположить наличие широко распространенного по латерали океанского литосферного слоя, сложенного лерцолитами с высокомагнезиальным оливином.

Фрагментарность имеющегося материала по ортопироксенам в перидотитах, к сожалению, не дает возможности сделать однозначные выводы о каких-либо общих закономерностях вариаций их составов. Единственным исключением является аналитический материал по ксенолитам перидотитов в щелочных базальтах. В них наблюдается отчетливая закономерность изменения состава ортопироксена в ряду ультраосновных пород от лерцолита к верлиту и пироксениту (табл. 22). Концентрация  $Al_2O_3$  в ортопироксене от гарцбургита к дуниту и верлиту увеличивается следующим образом: 2,6 — 4,1 — 6,2 мас. %, составляя в лерцолите в среднем 3,8 мас. %. Наблюдается общая тенденция увеличения железистости этого минерала от гарцбургитов и лерцолитов ( $Fa_{7-10}$ ) к дунитам, верлитам и пироксенитам ( $Fa_{10-17}$ ) (табл. 28, 29). Группа анализов, слагающих нижнее поле, отражает дифференциацию с накоплением железа на самом низком ( $Wo_{1,5}$ ) уровне содержания  $CaO$  во включениях различных ультрабазитов в щелочных базальтах. Верхнее поле — накопление железа в ряду различных лерцолитов на более высоком уровне содержания  $CaO$  ( $Wo_4$ ). Подробный анализ графика  $Wo-Fs-En$  (см. рис. 29) показывает, что в первую группу анализов (нижнее поле), кроме перидотитов включений, попадают ортопироксены лерцолитов из внутриплитового разлома, скв. 395 на склоне САХ, трансформных разломов Вема, Оуэн и Сан-Паулу с минимальным количеством  $CaO$  ( $Wo_{0,5}$ ). Во вторую группу — гарцбургиты трансформных разломов, лерцолиты скв. 334, разлома Оуэн и только единичные лерцолиты включений в базальтах Коморских островов. Последние по содержанию воллостанитовой составляющей ( $Wo_{32}$ ) занимают промежуточное положение между породами включений и гарцбургит-лерцолитами

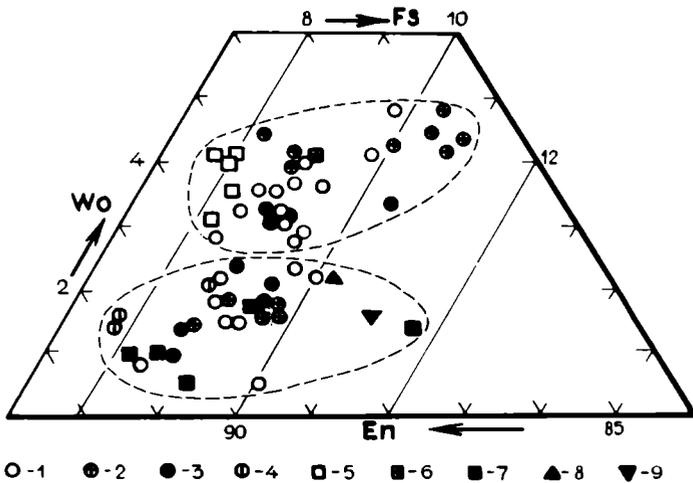


Рис. 29. Составы ортопироксенов на графике En—Wo—Fs (с сокращениями)

Лерцолиты: 1 — трансформных разломов, 2 — склонов хребта, 3 — включений в базальтах, 4 — внутриплитных разломов. Гарцбургиты: 5 — трансформных разломов, 6 — склонов хребта, 7 — включений. Дуниты: 8 — включения. Верлиты: 9 — включения

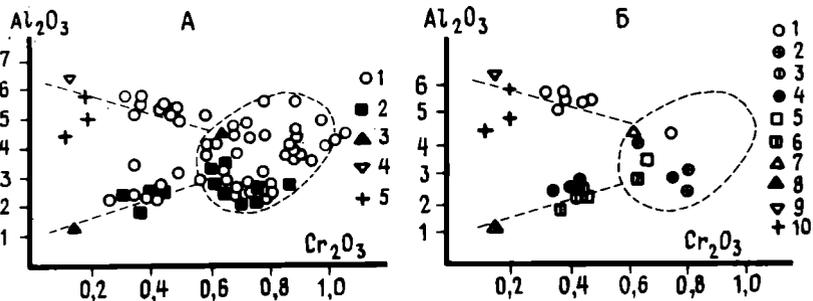


Рис. 30. Составы ортопироксенов на графике  $Al_2O_3$ — $Cr_2O_3$ : А — в ультраосновных породах в целом, Б — во включениях перидотитов в базальтах

А. 1 — лерцолиты, 2 — гарцбургиты, 3 — дуниты, 4 — верлиты, 5 — пироксениты. Б. Лерцолиты: 1 — о-в Таити, 2 — Гавайские острова, 3 — о-в Сан-Паулу, 4 — Коморские острова. Гарцбургиты: 5 — о-в Таити, 6 — о-в Сан-Паулу. Дуниты: 7 — о-в Таити, 8 — Гавайские острова. Верлиты: 9 — о-в Таити. Пироксениты: 10 — Гавайские острова.

трансформных разломов. Не исключено, что эти две группы ультрабазитов отражают наличие двух перидотитовых ассоциаций с самостоятельными производными в том и другом случае.

На графике  $Al_2O_3$ — $Cr_2O_3$  (рис. 30) анализы ортопироксенов из перидотитов группируются в компактное поле со средними значениями  $Al_2O_3=3,5$  мас. % и  $Cr_2O_3=0,8$ . В это поле попадает абсолютное большинство энстатитов из гарцбургитов и лерцолитов трансформных разломов и склонов срединного хребта. Причем концен-

трация  $Al_2O_3$  в ортопироксенах гарцбургитов не превышает 3,5 мас. %, в то время как в большинстве ортопироксенов из лерцолитов эта величина больше. Вторая и третья группа точек отражает два тренда дифференциации перидотитов из нодулей в щелочных базальтах. Верхний тренд отражает составы высокоглиноземистых энстатитов и бронзитов из дифференцированного ряда перидотитов о-ва Таити и пироксенитов Гавайских островов. Нижний, низкоглиноземистый тренд анализов включает в себя ортопироксены гарцбургитов и лерцолитов о-ва Сан-Паулу, Коморских островов и дунитов Гавайских островов. Ортопироксены из включений в обоих случаях характеризуются низкими содержаниями  $Cr_2O_3$  (0,2—0,4) по сравнению с основным полем анализов ( $Cr_2O_3=0,8$ ). По распределению в ортопироксене  $Al_2O_3$  и  $Cr_2O_3$  можно выделить три типа перидотитов: высокохромистый с вариациями по  $Al_2O_3$  от 2 до 5 мас. %, низкохромистый и высокоглиноземистый, низкохромистый и низкоглиноземистый. По-видимому, первый тип отвечает в различной степени деплетированным лерцолитам и гарцбургитам мантийного происхождения, второй тип — дифференцированному комплексу кумулятивных перидотитов, образующемуся в промежуточных очагах на значительных глубинах, и, наконец, третий тип — это кумулятивные перидотиты, образующиеся в неглубоко залегающих магматических камерах под вулканическими постройками.

Считается, что к высокоглиноземистым ортопироксенам относятся энстатит-бронзиты с содержанием  $Al_2O_3$  4 мас. %. По этому параметру, как уже говорилось, лерцолиты некоторых трансформных разломов относятся к высокоглиноземистым, связанным с глубинным генезисом. С другой стороны, явно кумулятивные низкобарические породы, такие, как дуниты и верлиты, также имеют высокие содержания  $Al_2O_3$  (4,1—6,2) в ортопироксенах. Однако в этих случаях минерал резко отличается пониженными концентрациями  $Cr_2O_3$  и CaO ( $Wo_{1,6-1,8}$ ) при повышенной железистости ( $Fs_{11-16}$ ). В ряду ультраосновных пород поведение железа и хрома в ортопироксенах характеризуется обратной корреляцией, т. е. в ряду от гарцбургита к пироксениту происходит увеличение железистости ортопироксена и падение содержания хрома.

Клинопироксен в ультраосновных породах имеет довольно значительные колебания состава в зависимости от типа породы, а в некоторых случаях и в пределах одного типа пород. Эти колебания отражены на рис. 31. Несмотря на вариации, определяется довольно четкая граница по содержанию в них железистой молекулы ( $Fs_6$ ) между гарцбургитами, лерцолитами трансформных разломов и склонов хребта, с одной стороны, и лерцолитами, дунитами, верлитами, пироксенитами, ксенолитами в щелочных базальтах — с другой. Для первой группы пород вариации по железу минимальны и лежат в пределах  $Fs_{3-6}$ . Сюда, правда, попадают и отдельные анализы клинопироксенов из лерцолитов и гарцбургитов нодулей. Основные вариации составов клинопироксенов первой группы касаются кальция и магния. Содержание воллостанитовой молекулы изме-

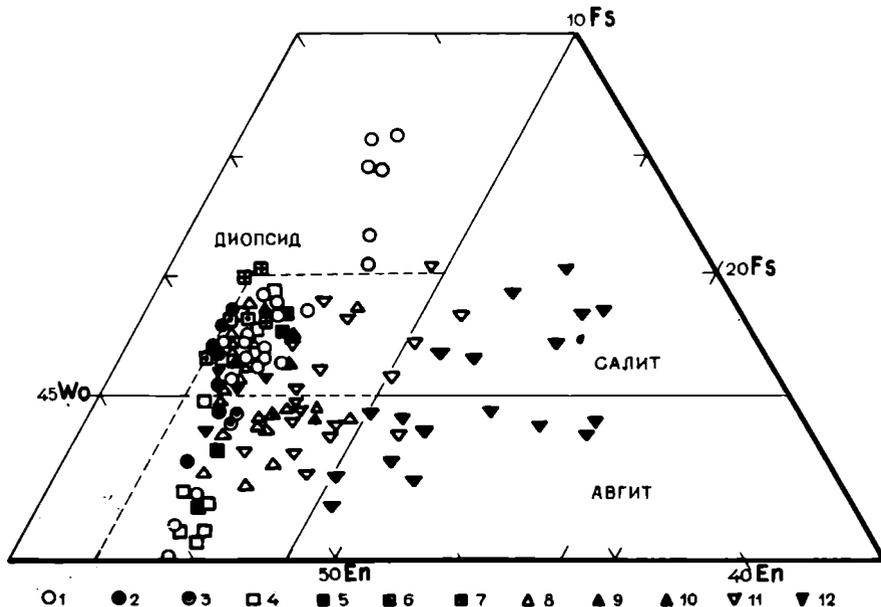


Рис. 31. Составы клинопироксенов на графике En—Wo—Fs

Трансформные разломы: 1 — лерцолиты, 2 — гарцбургиты, 3 — дуниты. Склоны срединно-океанических хребтов: 4 — лерцолиты, 5 — верлиты. Внутриплитный разлом: 6 — лерцолиты, 7 — пироксениты. Нодулы в базальтах: 8 — лерцолиты, 9 — гарцбургиты, 10 — дуниты, 11 — верлиты, 12 — пироксениты

няется от 38 до 56, а для главной массы анализов до 50. Соответственно энстатитовая составляющая колеблется в пределах 35—55, а для большинства анализов 45—55. Такие значительные изменения составов клинопироксенов почти не связаны с типом пород, хотя есть определенные тенденции. Средние содержания воллостанитовой молекулы в лерцолитах и гарцбургитах составляет 46,2, а в дунитах и пироксенитах — 42,4—43,5 (табл. 23). Вышеотмеченные колебания больше связаны со спецификой состава пород той или иной структуры. Например, экстремально высокие содержания Ca (при минимальном Mg) в клинопироксенах отмечаются для лерцолитов трансформных разломов Оуэн и Элтанин, а минимальные — для тех же пород со склонов САХ и впадины Романш. Очень слабая связь с типом пород и по другим компонентам. Отмечается некоторая тенденция увеличения  $TiO_2$  от лерцолита (0,13—0,18 мас. %) к верлиту (0,4), а для  $Na_2O$  в том же ряду от 0,19 до 0,40. Для клинопироксенов перидотитов, главным образом гарцбургитов и лерцолитов, характерны содержания  $Cr_2O_3$  1,1—1,3,  $Al_2O_3$  3,0—5,0 мас. %.

Более заметны колебания состава клинопироксенов в одних и тех же породах какой-либо одной структуры. Например, для лерцолитов впадины Романш наблюдаются следующие вариации составов

клинопироксена:  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (4,4—7,5 мас. %),  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (0,8—1,1),  $\text{Na}_2\text{O}$  (0,27—0,52), Fs (4,1—6,1), Wo (38,4—45,7). Для разлома Оуэн:  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (3,48—7,68),  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (0,86—1,74),  $\text{TiO}_2$  (0,11—0,37),  $\text{Na}_2\text{O}$  (0,16—0,61), Fs (3,7—7,3), Wo (46,1—51,9). Такого же рода значительные изменения содержаний главных компонентов наблюдаются и для лерцолитов скважины 395.

Таким образом, существенные изменения составов клинопироксенов из пород трансформных разломов и склонов срединно-океанских хребтов в большей мере связаны с тектоническим, нежели петрологическим фактором. Это обусловлено скорее всего тем, что клинопироксен является наиболее легкоплавким минералом из группы породообразующих минералов ультраосновных пород. Поэтому он в наибольшей степени отражает стадийность и сложность процесса частичного плавления. По-видимому, различные по размеру и парагенетическому окружению зерна будут испытывать разную степень плавления и изменения своего состава. Кроме того, если часть лерцолитов является кумулятами, то пестрота составов клинопироксенов еще более увеличивается за счет изменения температуры в ходе кристаллизации магмы. На примере лерцолита в скв. 395 можно видеть, как изменяется состав клинопироксенов даже в различных частях одного и того же образца (табл. 24).

Такие же изменения можно наблюдать в лерцолите разлома Элтанин в Тихом океане, прошедшем частичную перекристаллизацию. Содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в отдельном зерне клинопироксена составляет 3,3 мас. %, ламелле в ортопироксене — 4,12, необласте — 2,4. Содержания  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в тех же клинопироксенах изменяются следующим образом: 1,08 — 1,34 — 0,59 мас. %.

Еще более значительные колебания составов клинопироксенов по всем основным компонентам наблюдаются во включениях ультрабазитов в щелочных базальтах. Эти клинопироксены отличаются широтой изменения состава не только по линии Ca—Mg, но еще в большей степени по линии Fe. Ферросилитовый компонент в них изменяется от  $\text{Fs}_4$  до  $\text{Fs}_{19}$ . В этой группе пород есть все типы перидотитов, поэтому можно более надежно проследить тенденцию изменения состава клинопироксена в ряду ультрабазитов.

Несмотря на некоторые нюансы составов, связанные со структурной принадлежностью, наблюдается общая закономерность. Для ряда перидотитов о-ва Таити, за исключением пироксенитов, имеет место следующая тенденция (табл. 25). В ряду гарцбургит—дунит—верлит происходит увеличение в пироксене  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (4,1 — 4,7 — 5,7 мас. %),  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (1,1 — 1,4 — 4,0),  $\text{TiO}_2$  (0,12 — 0,79 — 1,57), Fs (4,4 — 6,2 — 7,5).

Пироксениты с Гавайских и Канарских островов по содержанию в них  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (6,6—7,5 мас. %) и Fs (11,5—15,3) как бы надстраивают вышеприведенный ряд в сторону увеличения содержаний этих компонентов. В отношении хрома и титана картина несколько иная. Содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в пироксенитах резко падает (0,02—1,1% мас) (табл. 26). В обычных пироксенитах концентрация  $\text{TiO}_2$  составляет менее

Таблица 23

## Средние химические составы клинопироксенов из перидотитов различных океанских структур

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,4—7,7* <u>5,1**</u> 29	3,0—5,5 <u>3,9</u> 11	4,6—5,4 <u>4,9</u> 3	3,0—7,1 <u>5,9</u> 16	2,4—7,7 <u>5,1</u> 59	2,5—3,3 <u>2,9</u> 2	2,0—6,5 <u>3,0</u> 8	3,5—4,1 <u>3,8</u> 2	2,0—6,5 <u>3,2</u> 10
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,4—1,5 <u>1,1</u> 17	0,7—1,6 <u>1,3</u> 11	1,2—1,9 <u>1,6</u> 3	0,6—1,5 <u>0,9</u> 17	0,4—1,9 <u>1,1</u> 48	1,3 <u>1,3</u> 2	0,5—1,4 <u>1,0</u> 10	0,8 <u>0,8</u> 1	0,5—1,4 <u>1,0</u> 11
TiO <sub>2</sub>	0,07—0,50 <u>0,18</u> 27	0,10—0,16 <u>0,13</u> 6	0,15—0,43 <u>0,29</u> 3	0,02—1,03 <u>0,35</u> 10	0,02—1,03 <u>0,21</u> 46	0,19—0,28 <u>0,24</u> 2	0,03—0,18 <u>0,07</u> 8	0,1—1,1 <u>0,6</u> 2	0,03—1,1 <u>0,18</u> 10
Na <sub>2</sub> O	0,03—0,65 <u>0,35</u> 30	0,13—0,29 <u>0,19</u> 6	1,2—1,6 <u>1,4</u> 3	0,3—2,1 <u>0,95</u> 17	0,03—2,1 <u>0,51</u> 56	0,24—0,27 <u>0,26</u> 2	— <u>0,50</u> 1	0,7—1,0 <u>0,9</u> 2	0,5—1,0 <u>0,71</u> 3
Fs	3,7—8,9 <u>5,2</u> 30	3,8—6,6 <u>4,7</u> 11	3,4—3,9 <u>3,6</u> 3	3,7—9,8 <u>6,2</u> 17	3,4—9,8 <u>5,3</u> 61	5,8—6,2 <u>6,0</u> 2	3,1—5,5 <u>3,9</u> 9	3,8—4,4 <u>4,1</u> 2	3,1—5,5 <u>3,9</u> 11
Wo	38,4—55,9 <u>47,5</u> 29	38,8—49,2 <u>44,5</u> 11	46,6—48,3 <u>47,7</u> 3	41,8—48,9 <u>44,6</u> 17	38,4—55,9 <u>46,1</u> 60	40,4—45,8 <u>43,2</u> 2	39,1—48,5 <u>45,4</u> 9	46,7—46,8 <u>46,8</u> 2	39,1—46,8 <u>46,2</u> 11

Компо- ненты	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	1,4–5,6 $\frac{3,2}{8}$	1,4–5,6 $\frac{3,2}{8}$	2,6–5,8 $\frac{3,6}{8}$	2,7–8,4 $\frac{4,7}{15}$	2,6–8,4 $\frac{4,3}{23}$	4,4–6,9 $\frac{5,9}{3}$	4,6–10,4 $\frac{7,3}{8}$	2,5–8,4 $\frac{6,0}{19}$	2,5–10,4 $\frac{6,3}{30}$
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,3–1,4 $\frac{1,4}{2}$	0,2–1,6 $\frac{0,7}{8}$	0,2–1,6 $\frac{0,8}{10}$	0,7–1,3 $\frac{1,1}{5}$	0,3–1,1 $\frac{0,6}{15}$	0,3–1,3 $\frac{0,7}{20}$	0,25–0,46 $\frac{0,33}{3}$	0,33–1,2 $\frac{0,54}{5}$	0,02–1,4 $\frac{0,66}{5}$	0,02–1,4 $\frac{0,5}{13}$
TiO <sub>2</sub>	—	0,3–1,5 $\frac{1,0}{3}$	—	0,2–0,8 $\frac{0,4}{6}$	0,5–1,7 $\frac{1,3}{18}$	0,2–1,7 $\frac{1,1}{24}$	0,7–1,4 $\frac{1,0}{3}$	0,4–1,0 $\frac{0,6}{8}$	0,08–4,9 $\frac{2,1}{18}$	0,08–4,9 $\frac{1,25}{29}$
Na <sub>2</sub> O	—	0,2–1,3 $\frac{0,7}{8}$	—	0,2–0,9 $\frac{0,40}{5}$	0,3–0,9 $\frac{0,40}{17}$	0,2–0,9 $\frac{0,40}{22}$	0,53–0,70 $\frac{0,62}{3}$	0,58–2,95 $\frac{1,5}{8}$	0,40–1,37 $\frac{0,9}{19}$	0,40–2,95 $\frac{1,0}{30}$
Fs	5,4–5,6 $\frac{5,5}{2}$	6,2–13,4 $\frac{7,9}{8}$	5,4–13,4 $\frac{7,4}{10}$	5,1–6,0 $\frac{5,3}{5}$	6,1–11,8 $\frac{8,6}{18}$	5,1–11,8 $\frac{7,9}{23}$	3,8–4,5 $\frac{4,2}{3}$	10,3–14,2 $\frac{12,1}{8}$	4,3–18,6 $\frac{12,1}{18}$	3,8–18,6 $\frac{11,3}{29}$
Wo	43,7–44,5 $\frac{44,1}{2}$	36,6–47,7 $\frac{43,0}{8}$	36,6–47,7 $\frac{43,2}{10}$	40,5–48,3 $\frac{45,3}{5}$	41,7–50,3 $\frac{48,0}{18}$	40,5–50,3 $\frac{47,4}{23}$	48,3–50,3 $\frac{49,6}{3}$	28,4–44,5 $\frac{37,7}{8}$	29,0–50,3 $\frac{45,0}{18}$	28,4–50,3 $\frac{43,5}{29}$

1–5 — лерцолиты: 1 — трансформных разломов; 2 — склонов Срединно-Атлантического хребта (САХ); 3 — внутриплитного разлома; 4 — включений в базальтах; 5 — средний по 1–4. Плагноклазовые лерцолиты: 6 — склонов САХ. 7–9 — гарцбургиты: 7 — трансформных разломов, 8 — включений в базальтах, 9 — средний по 7–8. 10–12 — дуниты: 10 — трансформных разломов, 11 — включений в базальтах, 12 — средний по 10–11.; 13–15 — верлиты: 13 — склонов САХ, 14 — включения, 15 — средний по 13–14; 16–19 — пироксениты: 16 — внутриплитного разлома Диамантина, 17 — включения Гавайских островов, 18 — включения Канарских островов, 19 — средний по 16–18.

\* В верхней части строки диапазоны содержаний компонента.

\*\* В нижней части в числителе — средние содержания, в знаменателе — количество анализов.

Таблица 24

Изменение состава клинопироксенов в лерцолите  
(обр. 18—1), скв. 395 (Aral, Fujii, 1979)

Компо- ненты					Компо- ненты				
	1	2	3	4		1	2	3	4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,36	4,04	4,15	3,02	Na <sub>2</sub> O	0,16	0,29	0,21	0,18
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,48	1,41	1,40	0,85	Fs	5,1	3,8	4,2	4,2
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,12	0,16	0,10	Wb	41,0	46,6	47,7	44,8

1 — ядро отдельного зерна, 2 — его кайма, 3 — ламелля в ортопироксене, 4 — мелкое зерно в хромите.

Таблица 25

Составы клинопироксенов из включений в базальтах о-ва Танти, Гавайских и Коморских островов

Компоненты	1	2	3	4	5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,4 (7)	4,1 (1)	4,7 (2)	5,7 (3)	7,5 (5)
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,9 (7)	1,1 (1)	1,4 (2)	4,0 (3)	0,8 (2)
TiO <sub>2</sub>	0,76 (7)	0,12 (1)	0,79 (2)	1,57 (3)	0,55 (5)
Na <sub>2</sub> O	1,26 (7)	0,70 (1)	1,25 (2)	0,89 (3)	1,09 (2)
Fs	9,8 (7)	4,4 (1)	6,2 (2)	7,5 (3)	12,4 (5)
Wo	43,5 (7)	46,8 (1)	44,1 (2)	45,3 (3)	35,1 (5)

Компоненты	6	7	8	9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,2 (4)	6,9 (3)	6,6 (12)	7,2 (2)
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,1 (3)	0,36 (3)	0,02 (1)	0,09 (2)
TiO <sub>2</sub>	0,23 (3)	0,74 (3)	2,54 (12)	2,8 (2)
Na <sub>2</sub> O	0,82 (4)	2,12 (3)	0,92 (12)	0,45 (2)
Fs	5,0 (4)	11,5 (3)	15,3 (11)	12,3 (2)
Wo	45,2 (4)	42,0 (3)	46,6 (11)	43,7 (2)

О-в Танти: 1 — лерцолиты; 2 — гарцбургиты; 3 — дуниты; 4 — верлиты. Гавайские острова: 5 — пироксениты; 6 — гранатовые пироксениты. Канарские острова: 7 — пироксениты; 8 — амфиболовые пироксениты; 9 — титан-магнетитовые пироксениты. В скобках количество анализов.

одного процента (0,23—0,74), а в амфиболовых и титан-магнетитовых пироксенитах — 2,5—2,8, что скорее всего связано с его накоплением в конечные фазы кристаллизации расплава.

Поведение натрия в ряду клинопироксенов не однозначно. Если сравнивать средние его концентрации от породы к породе, то во всех оливинсодержащих типах концентрация Na<sub>2</sub>O очень близка (лерцолиты — 0,51 мас. %; гарцбургиты — 0,71; дуниты — 0,60; верлиты — 0,48). В пироксенитах его содержание увеличивается вдвое (1,0).

Сравнивая клинопироксены из лерцолитов и гарцбургитов трансформных разломов и включений, можно видеть, что пироксены из ксенолитов более «базальтические», нежели аналогичные минералы из тех же пород трансформных разломов. Например, концентрация  $TiO_2$  в лерцолитах и гарцбургитах распределяется следующим образом: разломы — 0,18 и 0,07 мас. %, а включения 0,35 и 0,60 соответственно.  $Na_2O$  в тех же породах: разломы 0,35 и 0,5, а включения 0,95 и 0,90. Так что по составу клинопироксена перидотиты четко делятся на два самостоятельных типа. Первый тип отличается низкими содержаниями железа, титана и щелочей, слабой дифференцированностью пород. Сюда относятся лерцолиты, гарцбургиты, дуниты и верлиты трансформных разломов и склонов срединного хребта. Второй тип пород характеризуется протяженными рядами дифференциации, значительными вариациями состава самого клинопироксена, его более «базальтическим» характером, особенно в таких породах, как верлиты и пироксениты.

Наиболее интересную информацию об изменении составов перидотитов в ходе их эволюции несут акцессорные хромшпинелиды. Анализ их составов в различных породах показывает, что шпинели в ультрабазитах океанских пород имеют довольно широкий диапазон колебаний по трем главным компонентам — Al, Cr и Fe (см. рис. 16). Подавляющая часть проанализированных шпинелей приходится на лерцолиты и гарцбургиты. Все шпинелиды этой группы пород относятся к хромовой шпинели с близкой железистостью ( $Mg/Mg+Fe=0,60-0,70$ ) (см. табл. 26), основные различия касаются содержаний в них Al и Cr. Наиболее глиноземистыми при меньших содержаниях хрома являются лерцолиты трансформных разломов и включений, а также гарцбургиты склонов хребта. Наоборот, к более хромистым и менее глиноземистым относятся хромшпинелиды лерцолитов склонов хребта. Шпинели дунитов и верлитов имеют более широкий диапазон составов от алюмохромитов до феррохромитов и даже хроммагнетитов (верлиты включений). В пироксенитах шпинели обогащаются алюминием и вновь переходят в разряд хромшпинелей иногда с очень высоким содержанием  $Al_2O_3$  (67,6 мас. %), приближаясь к чистой шпинели (см. табл. 26).

На рис. 32 нанесены 153 анализа шпинелей из различных перидотитов океана. Отмечаются значительные колебания величин отношений  $Cr/Cr+Al$  от 0,05 до 0,75, а  $Mg/Mg+Fe$  от 0,1 до 0,8. В целом с увеличением железистости хромшпинелида (уменьшением отношения  $Mg/Mg+Fe$ ) возрастает содержание в нем хрома и уменьшается алюминия, что, скорее всего, связано с накоплением последнего в расплаве для образования плагиоклаза на более позднем этапе формирования габброидных пород. На графике наблюдается слабый перегиб поля составов шпинелей на уровне примерно 0,45 величины отношения  $Cr/Cr+Al$ . Выше этой величины большая часть анализов шпинелей относится к породам производным, таким, как верлиты, дуниты, плагиоклазовые гарцбургиты, сюда же попадают и хромшпинели плагиоклазовых лерцолитов. Вместе с тем довольно

Таблица 26

## Средние составы хромшпинелидов в различных перидотитах

Компоненты	L					PL		
	1	2	3	4	5	6	7	8
Mg/Mg+Fe	0,63-0,75 <u>0,71</u> 18	0,41-0,74 <u>0,57</u> 17	0,41-0,75 <u>0,74</u> 10	— <u>0,73</u> 3	0,41-0,75 <u>0,65</u> 4	0,52-0,73 <u>0,63</u> 4	0,44-0,54 <u>0,48</u> 5	0,44-0,73 <u>0,55</u> 9
Cr/Cr+Al	0,14-0,66 <u>0,29</u> 17	0,28-0,60 <u>0,42</u> 17	0,09-0,55 <u>0,23</u> 10	0,20-0,33 <u>0,27</u> 3	0,09-0,66 <u>0,33</u> 50	0,18-0,55 <u>0,36</u> 4	0,56-0,59 <u>0,57</u> 5	0,18-0,59 <u>0,48</u> 9
TiO <sub>2</sub>	0,03-0,12 <u>0,08</u> 11	0,34-0,74 <u>0,49</u> 5	0,05-1,60 <u>0,36</u> 13	0,06-0,12 <u>0,08</u> 3	0,03-1,60 <u>0,29</u> 32	0,03-0,46 <u>0,20</u> 4	0,45-0,70 <u>0,61</u> 5	0,03-0,70 <u>0,43</u> 9
NiO	0,09-0,40 <u>0,23</u> 12	0,08-0,15 <u>0,13</u> 5	—	—	0,08-0,40 <u>0,20</u> 17	0,14-0,30 <u>0,22</u> 3	—	0,14-0,30 <u>0,22</u> 3
Компоненты	Hz				PHz	Dn		
	9	10	11	12	13	14	15	16
Mg/Mg+Fe	0,41—0,74 <u>0,64</u> 31	0,45—0,70 <u>0,60</u> 10	0,50—0,73 <u>0,66</u> 7	0,41—0,74 <u>0,64</u> 48	0,31—0,51 <u>0,44</u> 3	0,59—0,67 <u>0,63</u> 2	0,13—0,66 <u>0,26</u> 36	0,13—0,67 <u>0,28</u> 38
Cr/Cr+Al	0,20—0,57 <u>0,42</u> 31	0,41—0,61 <u>0,49</u> 10	0,23—0,53 <u>0,38</u> 7	0,20—0,61 <u>0,43</u> 48	0,36—0,57 <u>0,48</u> 3	0,23—0,54 <u>0,39</u> 2	0,25—0,75 <u>0,65</u> 36	0,23—0,75 <u>0,64</u> 38
TiO <sub>2</sub>	0,01—0,28 <u>0,10</u> 27	0,49—0,61 <u>0,54</u> 3	0,08—1,06 <u>0,29</u> 7	0,01—1,06 <u>0,18</u> 37	0,17—1,13 <u>0,80</u> 3	0,05—0,23 <u>0,14</u> 2	1,01—10,2 <u>3,14</u> 36	0,05—10,2 <u>2,98</u> 38
NiO	0,02—0,33 <u>0,14</u> 29	— <u>0,18</u> 1	—	0,02—0,33 <u>0,14</u> 30	0,13—0,30 <u>0,23</u> 3	0,15—0,26 <u>0,20</u> 2	—	0,15—0,26 <u>0,20</u> 2

Компоненты	Wrt			Pxt		
	17	18	19	20	21	22
Mg/Mg+Fe	0,40—0,51 $\frac{0,46}{4}$	0,22—0,73 $\frac{0,48}{2}$	0,22—0,73 $\frac{0,46}{6}$	0,78—0,81 $\frac{0,79}{3}$	— 0,45	0,45—0,81 $\frac{0,71}{4}$
Cr/Cr+Al	0,50—0,58 $\frac{0,54}{4}$	0,02—0,66 $\frac{0,34}{2}$	0,02—0,66 $\frac{0,48}{6}$	0,01—0,09 $\frac{0,05}{3}$	— 0,38	0,01—0,38 $\frac{0,13}{4}$
TiO <sub>2</sub>	0,52—0,63 $\frac{0,56}{3}$	0,4—6,1 $\frac{3,24}{2}$	0,40—6,1 $\frac{1,63}{5}$	0,08—0,17 $\frac{0,13}{2}$	— 2,20	0,08—2,20 $\frac{0,82}{3}$
NiO	—	—	—	—	—	—

Лерцолиты (L): 1 — трансформных разломов, 2 — склонов САХ на 37° с.ш. (скв. 334) и 22° с.ш. (скв. 395), 3 — включения в базальтах; 4 — внутриплитный разлом Дамантина; 5 — средний состав по колонкам 1—4. Плагноклазовые лерцолиты (PL): 6 — трансформных разломов, 7 — склона САХ на 37° с.ш.; 8 — средний состав по 6—7. Гарцбургиты (Hz): 9 — трансформных разломов, 10 — склонов САХ, 11 — включений в базальтах, 12 — средний состав по 9—11. Плагноклазовые гарцбургиты (PHz): 13 — трансформных разломов. Дуниты (Dn): 14 — трансформных разломов, 15 — включений, 16 — средний состав по 14—15. Верлиты (Wrt): 17 — склона САХ на 37° с.ш., 18 — включений в базальтах, 19 — средний состав по 17—18. Пироксениты (Pxt): 20 — внутриплитного разлома Дамантина, 21 — включения в базальтах, 22 — средний состав по 20—21.

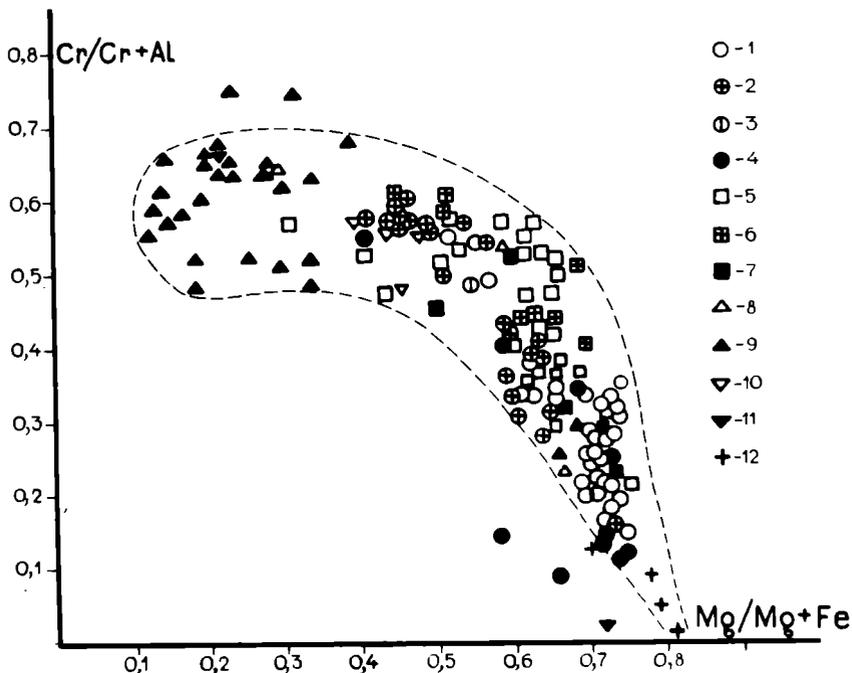


Рис. 32. Составы шпинелей из ультраосновных пород на графике  $Mg/Mg + Fe$  —  $Cr/Cr + Al$

**Лерцолиты:** 1 — трансформных разломов, 2 — склонов срединно-океанского хребта, 3 — внутриплитного разлома, 4 — включений в базальтах. **Гарцбургиты:** 5 — трансформных разломов, 6 — склонов срединного хребта, 7 — включений в базальтах. **Дуниты:** 8 — трансформных разломов, 9 — включений в базальтах. **Верлиты:** 10 — склонов хребта, 11 — включений в базальтах. **Пироксениты:** 12 — включений в базальтах

высокие содержания хрома наблюдаются в некоторых лерцолитах (склон САХ, скв. 334) и гарцбургитах Северной Атлантики. Возможно, именно в этой части хребта указанные породы менее деплетированы, либо, наоборот, тоже являются вторичными, т.е. образованными за счет дифференциации в магматическом очаге. Тогда следует предположить, что именно в Северной Атлантике мантия под срединным хребтом испытала максимальное плавление с последующей отсадкой оливинов и пироксенов и образованием в результате кумулятивных перидотитов лерцолитового и гарцбургитового состава. Определенную информацию на этот счет может дать титан. Во всех шпинелидах лерцолитов и гарцбургитов трансформных разломов (кроме Северной Атлантики) его величина составляет, как правило, сотые доли процента, максимум 0,2 мас. % в разломе Романс. В лерцолитах и гарцбургитах склона САХ на 37° с.ш. (скв. 334) концентрация титана достигает 0,50, приближаясь к величинам, характерным для шпинелидов верлитов, генезис которых связан, по мнению почти всех петрологов, с кристаллизационной дифференциацией.

Чем же объяснить, что в пределах одной мегаструктуры срединно-океанского хребта, в условиях подъема вещества верхней мантии, существует такая разница в составе хромшпинелидов, близких по своему облику пород? Сравнение перидотитов заведомо реститового и кумулятивного генезиса (Sinton, 1979) из нодулей в базальтах о-ва Сан-Паулу показывает, что в состав кумулятивных гарцбургитов входят хромшпинели с низкой глиноземистостью и повышенными содержаниями хрома и железа по сравнению с аналогичными породами реститового генезиса. В таком случае перидотиты со склонов хребта, вскрытые полого падающими и неглубокими разломами (Казьмин и др., 1986), представляют собой кумулятивные разновидности гарцбургитов и лерцолитов, либо верхние части реститовых перидотитов по своему составу переходных к кумулятивным. В пределах глубинных трансформных разломов вскрываются и более глубинные, протрузивно внедрившиеся реститовые перидотиты. Например, о сложной природе перидотитов разлома Сан-Паулу свидетельствуют составы ортопироксенов из лерцолитов одноименного острова. Эти пироксены имеют очень низкие содержания  $\text{CaO}$  (0,29 мас. %) и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (2,08), что может свидетельствовать об их значительной деплетированности, хотя по высокому содержанию литофильных элементов амфиболовые перидотиты острова принято считать слабодифференцированной мантией. Возможно и другое объяснение. На склонах хребта вскрытые скважинами глубинные породы относятся к корневым частям интрузивных тел, залегающих под вулканическими аппаратами с магматитами субщелочного состава, наложенными на уже сформировавшуюся океанскую кору. Такого рода вулканы встречаются (Honda et al., 1987) в районах срединных хребтов и прилегающих областей.

В последние годы в литературе появились работы, в которых рассматриваются вопросы, связанные с изменением минерального состава, самих минералов перидотитов по простираию срединно-океанского хребта (Dick, Fisher, 1984; Michael, Bonatti, 1985a). На примере изменений количества и составов оливинов, ортопироксенов, клинопироксенов и хромшпинелидов в лерцолитах и гарцбургитах Срединно-Атлантического и Срединно-Индийских хребтов показано, что, например, ультрабазиты САХ сложены наиболее магнизальными энстатитами с минимальными содержаниями  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , а энстатиты тех же пород Западно-Индийского хребта имеют, наоборот, низкий  $\text{MgO}$  и высокий  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Промежуточное положение занимают энстатиты из перидотитов Аравийско-Индийского и Американо-Антарктического хребтов (Dick, Fisher, 1984). Изменение количества и состава минералов объясняется различной степенью плавления исходного материала мантии. С севера на юг от разлома Курчатова к разломам Кейн и Вима в перидотитах увеличивается содержание клинопироксена, т.е. уменьшается степень плавления лерцолитов. Вместе с тем в хромшпинелидах пород этих же структур величина отношения  $\text{Cr}/\text{Cr}+\text{Al}$  становится меньше (0,5; 0,3; 0,2

соответственно), т.е. увеличивается содержание в минерале Cr за счет ухода в расплав Al (Henry et al., 1984).

По простиранию Срединно-Атлантического хребта от разлома Романш до разлома 43° с.ш. наблюдаются значительные изменения валового количества пироксенов в перидотитах и их химического состава. Между 34° с.ш. и 45° с.ш. преобладают гарцбургиты с содержанием  $Al_2O_3$  в ортопироксене 2,5—3,5 мас. %. Высокая степень рестирования исходного субстрата связывается с действием "горячей точки" в районе Азорских островов и соответственно максимальным плавлением мантии в этом регионе (Michael, Bonatti, 1985a).

Существует мнение (Dick, Bullen, 1984; Henry et al., 1984), что состав хромшпинелидов прямо зависит от степени плавления исходного перидотита мантии. Чем выше степень плавления, тем все более хромистой становится шпинель, причем вместе с ростом хрома происходит и рост содержания магния, т.е. шпинелиды по мере роста деплетированности рестиита становятся все более низкоглиноземистыми и высокомагнезиальными. В связи с этим гарцбургиты из трансформных разломов Аравийско-Индийского и Западно-Индийского хребтов наиболее деплетированы, они имеют отношение  $Cr/Cr+Al = 0,3$ , а  $Mg/Mg+Fe = 0,7$ . С другой стороны, гарцбургиты Северной Атлантики, скв. 334 и плагиоклазовые гарцбургиты различных структур имеют высокие отношения  $Cr/Cr+Al$  (0,45—0,60) при низких величинах отношения  $Mg/Mg+Fe$  (0,60). В таком случае плагиоклазовые гарцбургиты следует рассматривать в качестве исходных слабодеплетированных перидотитов. Однако это не так. Если сравнить во всех рассмотренных гарцбургитах содержания  $TiO_2$  (см. рис. 19), то хорошо видно, что именно эти гарцбургиты характеризуются повышенными по сравнению со всеми остальными типами пород концентрациями  $TiO_2$ . Считая титан элементом, свойственным базальтовым расплавам, где он накапливается по мере дифференциации такого расплава, можно с большой долей уверенности считать плагиоклазовые гарцбургиты все же кумулятами, а не исходными слабо рестированными перидотитами. Косвенным доказательством может служить скв. 334, перидотиты которой считаются кумулятивными (Hodges, Papike, 1976). На рис. 33 помещен график изменения средних содержаний  $Al_2O_3$  в ортопироксенах по отношению к содержанию того же компонента в сосуществующем с пироксеном хромшпинелиде (величина отношения  $Cr/Cr+Al$ ). На графике видна четкая обратная зависимость между двумя величинами. Уменьшение  $Al_2O_3$  в ортопироксене (5—2 мас. %) с одновременным ростом концентрации хрома по отношению к уменьшающемуся алюминию в шпинелиде ( $Cr/Cr+Al$  0,1—0,6) отражает степень плавления исходного субстрата. Чем выше степень плавления, тем меньше остается в этих минералах алюминия. Анализ материалов, помещенных на графике, позволяет также отметить следующие тенденции. Хромшпинелиды Атлантики имеют широкий диапазон составов, ортопироксены перидотитов Индийского океана в

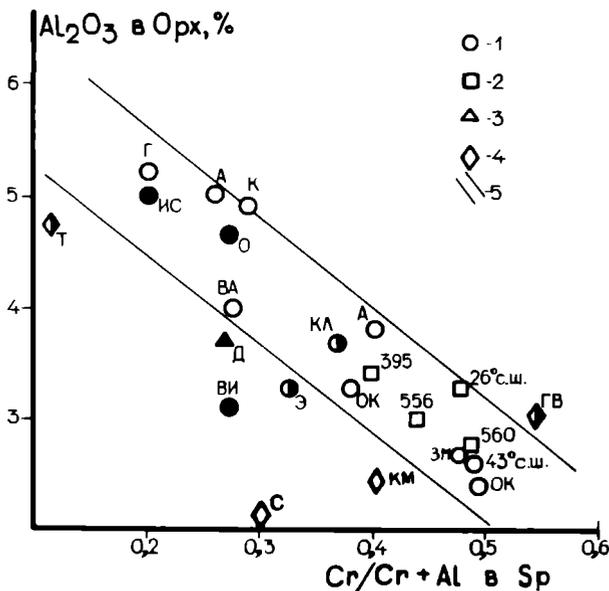


Рис. 33. График соотношения содержания  $Al_2O_3$  в ортопироксенах и величины отношений  $Cr/Cr + Al$  в сосуществующих шпинелидах для перидотитов различных структур

1 — трансформные разломы, 2 — склоны хребтов, 3 — внутриплитный разлом, 4 — включения в базальтах, 5 — поле составов минералов из перидотитов Атлантики (Michael, Bonatti, 1985). Открытые знаки — Атлантический океан, залитые — Индийский, залитые на половину — Тихий (по материалам П.Митчелла и Э.Бонатти с дополнениями и изменениями)

Разломы: А — Атлантис, ВА — Вима, Атлантика, ВИ — Вима, Индийский океан, Д — Диамантина, ИС — Ислас, Оркадас, К — Кейн, КЛ — Кларнион, О — Оуэн, ОК — Океанограф, Э — Элтанин, ЗМ — Зеленого Мыса

Острова: ГВ — Гавайские, КМ — Коморские, С — Сан-Паулу, Т — Танти. 395, 556 — номера скважин, 26° с.ш., 43° с.ш. — разломы на соответствующей широте

большой части высокоглиноземистые, а тихоокеанские — умеренноглиноземистые. Вместе с тем имеются отдельные отклонения от этих закономерностей. Они заключаются в том, что даже в пределах одного разлома (Атлантис, Океанограф) можно встретить два типа перидотитов — высоко- и низкоглиноземистые с содержанием  $Al_2O_3$  в ортопироксенах в первом случае 5 и 3,8%, а во втором (Океанограф) — 3,3—2,4%. Кроме того, к низкоглиноземистым относится большая часть минералов из скважин и разломов Атлантики, особенно области Азорских островов.

Указанные различия могут быть обусловлены различным механизмом образования перидотитов в зоне срединного хребта в условиях трещинного магматизма или магматизма центрального типа, связанного с вулканическими постройками. Такого рода отдельные вулканы наблюдаются, например, в зоне пересечения разлома Атлантис с рифтовой долиной. Особенно следует отметить перидотиты о-ва Сан-Паулу, которые не укладываются в общий тренд

изменения составов минералов, а при необычайно высоком содержании Al в хромшпинели ( $Cr/Cr+Al = 0,1-0,3$ ) характеризуются крайне низкими концентрациями Al в ортопироксене (2,1 мас. %). Такие экстремальные составы трудно объяснить последовательным деплетированием исходных перидотитов. По-видимому, породы при преобразованиях метасоматического характера (о чем свидетельствует наличие в лерцолитах амфибола и флогопита) претерпели перекристаллизацию с выносом глинозема из ортопироксена.

Составы минералов ксенолитов крайне разнообразны. Лерцолиты включений из о-ва Таити с точки зрения модели рестрирования наиболее отвечают недифференцированной мантии, а лерцолиты Гавайских и Коморских островов тяготеют к крайне истощенным реститам. Однако следует учесть еще один фактор. В гавайских лерцолитах крайне высоки (1,60 мас. %), даже по сравнению с таитянскими (0,55), концентрации  $TiO_2$  в хромшпинелидах, причем в большинстве обычных перидотитов он составляет, как правило, сотые доли процента (0,44—0,14). Не исключено, что часть гавайских лерцолитов можно рассматривать так же как кумулятивные коровые образования. Так что тенденция изменения состава минералов в зависимости от степени плавления исходного субстрата действительно существует. Признавая это, все же в конкретных случаях, для того чтобы отнести породу по составу слагающих ее минералов к реститу или кумуляту, необходимо привлекать дополнительные геохимические данные.

Если проследить общую тенденцию изменения состава пород в ряду перидотитов, то вырисовывается следующая картина. По мере увеличения в породах клинопироксена от дунита к верлиту и пироксениту (см. рис. 16) в хромшпинелидах постепенно уменьшается доля алюминия и возрастает содержание хрома, а затем за счет резкого падения как хрома, так и алюминия происходит резкое увеличение в минерале железа, вплоть до образования в пироксенитах включений (вместо хромшпинелида) титаномагнетита. Вместе с тем в некоторых случаях (о-в Таити) отмечается обратная картина. На конечных этапах дифференциации в верлитах и пироксенитах параллельно с накоплением железа идет обогащение хромшпинелидов алюминием и переход их к шпинелям. Скорее всего такая диаметрально противоположная картина связана с неравновесностью кристаллизации пироксенов на заключительных этапах дифференциации основной магмы. В том же ряду пород происходит постепенное уменьшение в шпинелях титана за счет формирования из расплава самостоятельных титансодержащих минеральных фаз — титаномагнетита и ильменита.

Подводя итоги этому разделу, необходимо подчеркнуть следующее. Лерцолиты трансформных разломов по составу слагающих их минералов ближе всего соответствуют исходному веществу мантии. Они сложены высокомагнезиальным оливином ( $Fa_{10}$ ) с высокими (0,4 мас. %) концентрациями NiO. В этих лерцолитах ортопироксен магнезиальный, высокоглиноземистый ( $Al_2O_3$  более 3,5

мас. %), клинопироксены в них низкожелезистые (Fs менее 6) с низкими концентрациями  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ . Хромшпинелиды этих лерцолитов имеют умеренные содержания  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (20 мас. %) и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (45 мас. %) при крайне низких концентрациях  $\text{TiO}_2$  (0,05 мас. %). Указанные лерцолиты встречаются как в зонах трансформных разломов, так и во включениях из базальтов островов, расположенных на океанских плитах.

Не исключено, что существует мантия более глубинного генезиса, которая производит иные, не толентовые базальты, причем в рестите остаются несколько иные лерцолиты и гарцбургиты. Примером этого варианта могут служить лерцолиты о-ва Таити в Тихом океане. Они сложены высокожелезистым оливином ( $\text{Fa}_{10-15}$ ), совершенно необычным высокожелезистым ортопироксеном, который не встречается больше ни в каких, в том числе и кумулятивных, лерцолитах. Настораживает лишь широкий диапазон концентраций  $\text{TiO}_2$  в этом минерале (0,05—0,42 мас. %), что свойственно кумулятивным породам. С другой стороны, высокая концентрация глинозема (около 5,0 мас. %) типична, наоборот, глубинным породам. Клинопироксены рассматриваемых лерцолитов также занимают обособленное положение, отличаясь умеренными содержаниями  $\text{CaO}$  (около 20 мас. %) и повышенным железом ( $\text{FeO}=4,3$  мас. %), титаном ( $\text{TiO}_2=0,76$ ), натрием ( $\text{Na}_2\text{O}=1,26$ ). Хромшпинелиды этих лерцолитов очень специфичны. Отношение  $\text{Cr}/\text{Cr}+\text{Al}$  в них минимально (0,12), содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  равно в среднем 10,8 мас. % при 52,5  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Как уже говорилось, хромшпинелиды реститовых лерцолитов характеризуются максимальными концентрациями хрома. Таким образом, включения лерцолитов о-ва Таити имеют весьма специфический состав минералов, отличающий их как от реститовых, так и кумулятивных типов. Можно предположить, что именно эти специфические свойства принадлежат более глубинным и менее деплетированным областям верхней мантии. Но, подчеркнем, пока это только на уровне гипотезы.

Главная трудность выделения наименее деплетированных лерцолитов состоит как раз в том, что они по содержанию в них "базальтовых" компонентов должны быть похожи на кумулятивные типы, получающиеся из базальтов, образованных за их счет. Где же критерии, по которым можно с определенной долей уверенности сказать: вот эти лерцолиты реститовые, а эти кумулятивные? Остановимся на этом вопросе.

Породообразующие минералы перидотитов имеют обычно однонаправленные тренды изменения их состава, образуя порой отдельные группы анализов с характерными чертами химического состава. Оливины по железистости образуют, например, три группы с интервалами количеств фаялита: 8-10, 10—12, более 12. Крайне железистые оливины отмечаются в дунитах, верлитах и пироксенитах — породах, как принято считать, образующихся при кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы. Одним из необходимых критериев кумулятивности перидотита, таким образом, является высокожелезистый оливин, в котором фаялитовая

составляющая должна быть по крайней мере выше 10. При этом оливин имеет низкие концентрации (0,2 мас. %) NiO и, возможно, повышенный кальций. Ортопироксен образует три группы анализов, которые можно по совокупности данных интерпретировать как: 1 — ортопироксен предполагаемой наиболее глубокой мантии о-ва Таити (высокий кальций —  $W_{0,12}$ , высокий  $Al_2O_3$  — 5,15 мас. %, низкий  $Cr_2O_3$  — 0,45, заметные концентрации  $TiO_2$  — 0,22 и  $Na_2O$  — 0,10); 2 — ортопироксены гарцбургитов и лерцолитов срединных хребтов из верхних горизонтов мантии (умеренный кальций —  $W_{0,4}$ , умеренный  $Al_2O_3$  — 3,5 мас. %, высокий  $Cr_2O_3$  — 0,80, низкие концентрации  $TiO_2$  — 0,07 и  $Na_2O$  — 0,3); 3 — ортопироксены кумулятивных лерцолитов и гарцбургитов (низкий —  $W_{0,1,5}$ , широко варьирующие содержания  $Al_2O_3$  — 1—6 мас. % и  $Cr_2O_3$  — 0,2—0,4, низкие концентрации  $TiO_2$  — 0,08 и  $Na_2O$  — 0,06).

Две группы анализов клинопироксенов при всей широте вариаций их составов определяют, с одной стороны, низкожелезистые пироксены реститового генезиса ( $Fs < 6$ ) и кумулятивные разновидности ( $Fs > 6$ ). Однако такое разделение все же условно и, по-видимому, клинопироксен не следует использовать в качестве единственного критерия при отнесении ультраосновной породы к той или иной из двух групп пород. Более определенно можно для этого использовать составы хромшпинелидов. Перидотиты, в которых хромшпинелид характеризуется отношением  $Cr/Cr+Al$  больше 0,45 и концентрацией  $TiO_2$  более 0,1 мас. %, можно отнести к кумулятам, остальные, наоборот, к реститам. Кумуляты, следовательно, имеют более высокие концентрации  $Cr_2O_3$  (0,40) при низком глиноземе.

Таким образом, в океанах (в различной тектонической обстановке) можно выделить три типа глубоководных ультраосновных пород. Во-первых, лерцолиты и гарцбургиты, вскрывающиеся в трансформных разломах в зонах, прилегающих к срединному хребту. Совместно с ними сравнительно редко можно встретить дуниты и верлиты (оливиновые пироксениты). Во-вторых, на склонах срединных хребтов и в многочисленных нодулях перидотитов в базальтах островов встречается широкий комплекс перидотитов, включая дуниты, верлиты и пироксениты различного состава. Анализ породообразующих минералов этих пород показывает, что все они являются рядом дифференциатов-кумулятов, образованных при кристаллизационной дифференциации производной магмы. Реститами после выплавления этой магмы остаются лерцолиты и гарцбургиты, близкие по составу аналогичным породам в зонах срединных хребтов. Скорее всего как под хребтами, так и под плитами плавлению подвергается вещество близкого состава. Получающаяся разница составов конечных продуктов может обуславливаться, с одной стороны, различной степенью плавления исходного субстрата, с другой — самим механизмом плавления. В одном случае главную роль играет механизм декомпрессии, в другом — медленного разогрева и проплавления литосферы поднимающимся объемом магмы.

Вместе с тем можно предположить, что отдельные участки недифференцированной мантии имеют иной состав. Неоднородна ли мантия по латерали или плавятся отдельные участки однородной мантии на различной глубине — однозначный выбор пока сделать трудно. По логике, скорее всего, более "базальтическая" мантия должна располагаться ниже того слоя, который формирует подавляющую часть океанской коры.

## ОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ

Основные породы представлены группой габброидов. Они по своему составу являются полнокристаллическими аналогами долеритов и базальтов. Габброиды сложены оливином, ортопироксеном, клинопироксеном, плагиоклазом и амфиболом в различных соотношениях, что и определяет их названия: оливковое габбро, габбро-норит (с ортопироксеном), габбро (помимо плагиоклаза только клинопироксен), амфиболовое габбро. При значительных содержаниях рудного компонента образуются титаномагнетитовые габбро. Габброиды-троктолиты сложены главным образом оливином и плагиоклазом и являются переходной разновидностью между ультраосновными и основными породами. Совместно с троктолитами довольно часто встречаются мономинеральные плагиоклазовые породы — анортозиты, также относимые к габброидам. Среди второстепенных и аксессуарных минералов в габброидах чаще всего отмечаются титаномагнетит, ильменит, сфен, очень редко циркон. Наиболее типичными вторичными минералами являются актинолит, хлорит, эпидот (соссюрит), лейкоксен. В океанских структурах широко распространены габбро и габбро-нориты, все остальные типы встречаются значительно реже.

*Троктолиты* — крупнозернистые породы, состоящие из оливина и плагиоклаза. В качестве аксессуарного минерала присутствует шпинель. Второстепенным минералом может быть один из пироксенов. Для троктолитов характерны варьирующие соотношения главных породообразующих минералов — оливина и плагиоклаза. В результате образуются породы с полосчатым распределением богатых оливином и плагиоклазом слоев, вплоть до плагиоклазовых оливинитов и плагиоклазитов. Такие соотношения между минералами хорошо видны на примере троктолитов из впадины Хесса в Галапагосском рифте (Кашинцев и др., 1980).

Плагиоклазовый оливинит из впадины Хесса представляет собой фрагмент полосчатого троктолита, его меланократового прослоя. Порода сложена оливином (85%), который выделяется в виде округлых, слабоидiomорфных зерен размером от 1 до 5 мм в поперечнике (Табл. II, 1). В отдельных случаях вокруг зерен оливина наблюдается узкая (0,2 мм) кайма клинопироксена. Интерстиции между зернами оливина выполнены ксеноморфным плагиоклазом, который почти полностью соссюритизирован и пренитизирован. Минерал реставрируется лишь по наличию плагиоклазовых двойников, которые как бы просвечивают сквозь мелкочешуйчатую пренитовую массу.

Поднятые совместно с плагиоклазовыми оливинитами троктолиты в большинстве случаев сильно изменены, однако среди них иногда встречаются совершенно свежие участки. Наиболее типичный образец представлен породой, в которой оливин составляет 30—50% ее объема. Он образует округлые или изометричные зерна размером 2—3 мм (Табл. II, 2). Оливин распределен в породе неравномерно, часто образует сростки или цепочечные выделения. Минерал на 40—50% серпентинизирован. Серпентин-лизардит выполняет тонкие неориентированные трещины в оливине. Плагиоклаз образует две генерации зерен: редкие крупные до 5 мм таблитчатые кристаллы и округлые или слабо ограненные зерна от 1 до 3 мм. Минерал слабо соссюритизирован, по составу относится к битовниту. В суммарных троктолитах плагиоклаз замещается мелкочешуйчатым, листоватым или игольчатощестоватым агрегатом пренита.

Имеются очень скудные сведения о составе слагающих троктолиты минералов. По единичным анализам из троктолитов скв. 334 оливин имеет состав  $Fa_{14-15}$  (Symes et al., 1977). В трансформном разломе Гаррет в Тихом океане (Hebert et al., 1983) железистость оливина  $Fa_{11-14,2}$  (рис. 34, табл. 27), среднее содержание  $NiO=0,25$  мас. %. В троктолитах из хребта Математиков (Vanko, Batiza, 1982) он более железистый —  $Fa_{27}$ . Во всех трех случаях в троктолитах отмечается небольшая примесь орто- и клинопироксена. В тех же породах САХ ортопироксен представлен бронзитом ( $En_{84}, Fs_{12}, Wo_{0,4}$ ), в разломе Гаррет — бронзитом близкого состава ( $En_{85-87}, Fs_{13-15}, Wo_{0,6-1,0}$ ), а в хребте Математиков несколько более железистым бронзитом ( $En_{73}, Fs_{25}, Wo_2$ ). Клинопироксен встречен в виде примеси в троктолитах скв. 334 — это эндиопсид ( $En_{49-54}, Fs_{6-8}, Wo_{39-44}$ ), в разломе Гаррет состав минерала сходен. Плагиоклаз из тех же троктолитов относится к битовниту-анортиту ( $An_{71-89}$ ) (рис. 35). Такой же плагиоклаз ( $An_{73}$ ) встречен и в троктолитах из ксенолитов в толентах хребта Хуан-де-Фука (Dixon, Claque, 1986). Следует отметить, что в плагиоклазах троктолитов скв. 334 наблюдается зональность, выраженная в появлении более кальциевого плагиоклаза на краях зерен ( $An_{91-93}$ ). Состав шпинели приводится по единственному образцу троктолитов из разлома Булларда в Южной Атлантике, где он относится к алюмохромиту ( $Al_2O_3 - 23,6$  мас. %,  $Fe_2O_3 - 27,1$ ,  $Cr_2O_3 - 34,7$ ,  $MgO - 12,5$ ,  $TiO_2 - 3,7$ ,  $NiO - 0,20$  мас. %;  $Mg/MgO+Fe = 0,48$ ;  $Cr/Cr+Al = 0,50$ ) (Dick, Bullen, 1984).

Анализ состава минералов троктолитов показывает, что оливины и клинопироксены в них практически идентичны составам этого минерала в перидотитах, в частности лерцолитах и дунитах. Ортопироксен в троктолитах более железистый ( $Fs_{12-15}$ ), чем в перидотитах ( $Fs_{7-11}$ ). Плагиоклаз в этих породах имеет максимальные содержания анортитовой молекулы, как и в перидотитах, причем конечные фазы его формирования отражают максимальную концентрацию кальция в расплаве. Троктолиты трансформного разлома и склона хребта в различных океанах очень близки между собой по

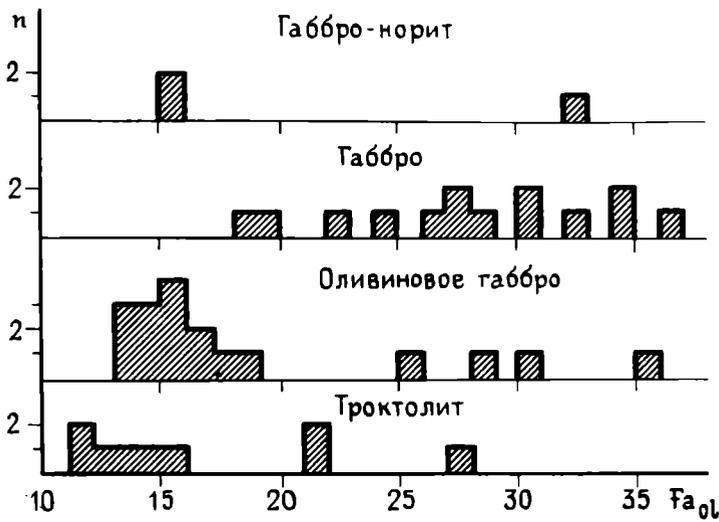


Рис. 34. Гистограмма содержания фаялитовой составляющей ( $Fa$ ) в оливинах ( $Ol$ ) различных габброндов ( $n$  — количество анализов)

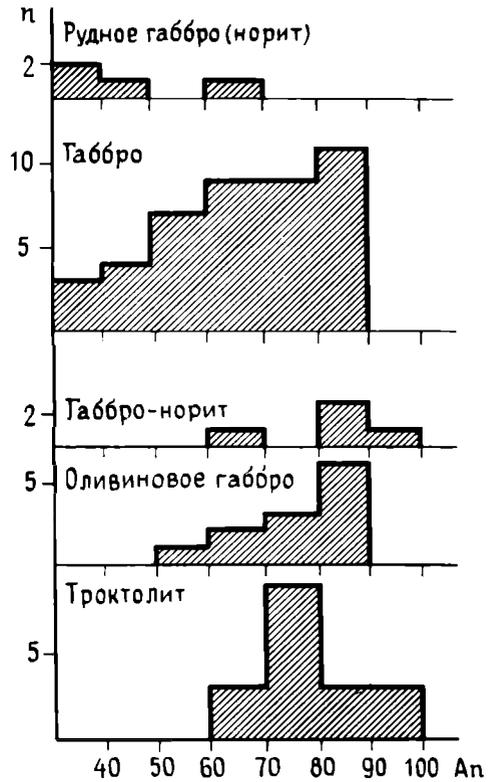


Рис. 35. Гистограмма содержаний анортитовой составляющей ( $An$ ) в плагиоклазах различных габброндов

Таблица 27

## Составы оливнинов из габброидов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	44,62	36,76	40,1	39,10	36,4—39,5	37,8	37,47	38,7	36,08
TiO <sub>2</sub>	0,02	—	—	0,10	—	0,05	0,02	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,02	—	0,47	—	0,05	0,02	—	—
FeO	13,79	30,37	13,2	17,28	17,4—31,4	30,03	27,67	22,3	27,55
MnO	—	—	0,15	0,15	—	—	—	0,23	0,44
MgO	42,59	33,95	47,8	43,22	31,2—43,3	32,23	34,24	39,5	35,69
CaO	0,02	0,07	0,05	0,04	—	0,08	0,22	0,02	0,03
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,02	—	0,04	—	—	0,02	—	0,01
NiO	—	—	—	—	—	—	0,09	0,21	0,12
CoO	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fa	15,5	33,2	13,6	18,4	18,0—36,0	33,5	31,0	24,0	30,2
л			2		8		2		

**Оливиновый габбро-норит:** 1 — Галапагосский рифт, впадина Хесса (Кашинцев и др., 1980). **Габбро-норит:** 2 — ВТП, 12°50' с.ш., включение в базальте (Hekinian et al., 1985). **Оливиновое габбро:** 3 — САХ, скв. 334 (Hodges, Papike, 1976); 4 — Гавайские острова, включение в базальтах (Купо, 1968). **Габбро:** 5 — рифтовая долина САХ, 26° с.ш. (Tiezzi, Scott, 1980); 6 — разлом Мария Целеста (Цветков, 1980; 1983); 7 — ВТП, 12°50' с.ш., включение в базальте; 8 — Канарские острова, включение в базальте (Frisch, 1970); 9 — Коморские острова, включение в базальте (Ludden, 1977).

составу слагающих их минералов, в то время как троктолиты из внутриплитного разлома (хребет Математиков) существенно отличаются повышенной железистостью оливина и ортопироксена, а также более кислым плагиоклазом (лабрадор). Не исключено, что в этом случае троктолиты являются продуктом кристаллизации иной, не толеитовой магмы.

*Габбро-нориты* — большая группа пород, в состав которых входит ортопироксен в количестве более 5%. Для этой группы габброидов свойственны широкие вариации соотношений минералов. Имеются взаимопереходы между подтипами пород, провести четкую грань между которыми бывает зачастую сложно.

Оливиновые габбро-нориты содержат в заметных количествах (до 10%) оливин (Кашинцев и др., 1980). Минерал образует идиоморфные со слегка овальными краями зерна размером 0,5—1,5 мм, почти нацело замещенные иддингситом. Ортопироксен в таких габбро-норитах образует три генерации. Во-первых, он в виде каемок обрастает зерна оливина, иногда выделяется в виде короткопризматических зерен до 1,0—1,5 мм в поперечнике (Табл. III, 1), чаще же его можно наблюдать среди клинопироксен-плагиоклазового мелкозернистого агрегата, выполняющего промежутки между крупными выделениями плагиоклаза и пироксенов первых генераций. Клинопироксен образует крупные, до 5 мм, идиоморфные зерна с неровными заливчатыми краями с многочисленными включениями мелких зерен плагиоклаза. Он равномерно распределен в породе в виде пойкилобласт. Плагиоклаз образует три генерации зерен: крупные до 3 мм таблитчатые зерна с зональным строением и волнисто-мозаичным угасанием, идиоморфные удлиненно-призматические кристаллы с четкими двойниками и мелкие 0,5 мм короткопризматические или округлые зерна в интерстициях между пироксенами (Табл. III, 1).

Состав оливина в габбро-норитах варьирует. Например, в породах впадины Хесса он отвечает хризолиту ( $Fe_{15}$ ), т.е. близок к оливину троктолитов. В ксенолите габбро-норита из базальта ВТП (Hekinian et al., 1985) его состав характеризуется очень высокой железистостью ( $Fe_{31-33}$ ). Ортопироксены в габбро-норитах образуют две группы составов (рис. 36, табл. 28). К первой группе относятся высокомагнезиальные бронзиты из оливиновых разновидностей ( $Fs_{12-13}$ ), ко второй — более железистые ( $Fs_{22-32}$ ) бронзит-гиперстены обычных габбро-норитов и норитов. И та и другая группа встречаются в породах одной и той же структуры, мало того, даже в одной драге. Примером этого могут служить оливиновые и безоливиновые габбро-нориты скв. 334 (Clark, Loubat, 1977). Высокожелезистые ортопироксены встречены также в габбро-норитах и норитах хребта Математиков (Vanko, Batiza, 1982), ильменитовых норитах разлома Чейн (Prinz et al., 1976) и ильменитовых габбро-норитах разлома Гаррет ( $Fs_{47}$ ) (Hebert et al., 1983). Для высокомагнезиальных ортопироксенов характерны также более высокие содержания  $Cr_2O_3$  (0,40 мас. %),  $CaO$  (2,16—2,46) и незначительные —  $Al_2O_3$  (1,68—1,80). В железистых

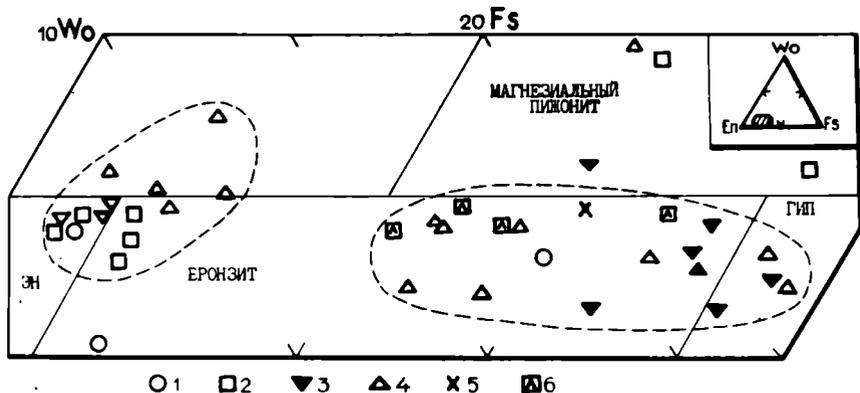


Рис. 36. Составы ортопироксенов в габброидах на графике En—Wo—Fs

1 — трохлолит, 2 — оливковое габбро, 3 — габбро-норит, 4 — габбро, 5 — рудное габбро, 6 — состав ортопироксена в ламеллях. Сокращения: Эн — энстатит, Гип — гиперстен

бронзитах эти компоненты соответственно составляют:  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  — 0,05—0,71; CaO — 0,65—1,10;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 0,70—1,19 мас. %. Судя по более высоким концентрациям магния, хрома и алюминия, ортопироксены первой группы представляют собой минералы начальных стадий кристаллизации базальтовой магмы.

Такая же картина характерна и для клинопироксенов. В скв. 334 в оливковых габбро-норитах этот минерал более магниезален и имеет высокие концентрации  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , по сравнению, например, с габбро-норитами, где он более железистый и менее хромистый (табл. 29, анализы 1, 4). Бимодальное распределение точек анализов клинопироксенов показано на графике En—Wo—Fs (рис. 37). Магнезиальные эндиопсиды относятся к оливковым габбро-норитам независимо от структуры, а салиты и авгиты — к габбро-норитам, в том числе и ильменитовым норитам. По некоторым компонентам клинопироксены габбро-норитов из различных структур имеют свои особенности. Например, во впадине Романш повышенные концентрации щелочей ( $\text{Na}_2\text{O}$  — 0,64, табл. 29, анализ 3), а в ксенолите с оси ВТП и из габбро-норита хребта Математиков клинопироксен отличается повышенным содержанием  $\text{TiO}_2$  (0,79; 0,87 мас. %). Эти различия в составах минерала по второстепенным компонентам отражают специфику валового состава одних и тех же пород, образующихся в различной тектоно-магматической обстановке.

Составы плагиоклазов в габбро-норитах (табл. 30) колеблются от основного лабрадора (впадина Романш,  $\text{An}_{63}$ ), до битовнит-анортита (скв. 334, САХ,  $\text{An}_{90}$ ). По трем анализам плагиоклазы из габбро-норитов САХ (рис. 38) характеризуются близким составом, отвечающим основному битовниту ( $\text{An}_{80-85}$ ). В рудных норитах из разлома Вима и Чейн плагиоклаз более кислый и относится к андезину ( $\text{An}_{37-42}$ ), а один анализ показал состав основного лабрадора ( $\text{An}_{68}$ ). Независимо

Таблица 28

## Составы ортопироксенов из габбро-норитов и оливковых габбро

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	56,15	54,93	55,20	53,69	54,37	53,47	53,37
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,34	0,33	0,20	0,20	0,21	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,76	1,68	1,80	1,19	0,70	1,14	0,56
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,35	0,40	0,40	0,07	0,05	0,06	—
FeO	8,03	8,47	8,33	18,85	19,53	20,29	18,29
MnO	0,14	0,38	0,37	0,23	0,24	0,29	—
MgO	31,90	31,13	30,80	25,09	24,50	23,35	27,07
CaO	2,16	2,42	2,46	0,65	0,72	1,10	0,58
Na <sub>2</sub> O	—	0,14	0,15	0,07	0,08	0,09	—
NiO	—	—	—	—	—	—	—
En	84,1	82,8	82,7	69,4	68,1	65,8	71,5
Fs	11,9	12,6	12,6	29,3	30,5	32,0	27,4
Wo	4,1	4,6	4,7	1,3	1,4	2,2	1,1

Компо- ненты	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	52,92	54,7—56,1	54,9	51,66	53,5	52,1
TiO <sub>2</sub>	0,47	0,06—0,08	0,05	0,51	0,38	0,42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,17	1,49—1,68	1,74	1,89	1,47	1,35
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,19—0,27	0,30	—	0,14	0,02
FeO	19,25	8,1—8,6	9,11	19,7	16,1	22,8
MnO	0,41	—	—	0,40	0,33	0,58
MgO	24,71	30,7—31,9	32,5	23,09	24,9	19,7
CaO	1,28	1,98—2,29	0,86	3,01	2,29	2,08
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,03	0,03	0,09	0,12	0,17
NiO	0,04	—	—	—	—	—
En	68,0	82,6—83,7	—	63,6	70,0	58,0
Fs	29,0	12,0—12,7	—	30,4	25,4	37,7
Wo	3,0	3,7—4,7	—	6,0	4,6	4,4

4

Оливковый габбро-норит: 1—3 — САХ, скв. 334 (Symes et al., 1977; Clark, Loubat, 1977). Габбро-норит: 4—6 — САХ, скв. 334 (Clark, Loubat, 1977); 7 — ВТП, 12°50' с.ш., включение в базальте (Hekinian et al., 1985); 8 — Хребет Математиков (Vanko, Batiza, 1982). Оливковое габбро: 9 — САХ, скв. 334 (Hobges, Papike, 1976); 10 — там же, ламелли ортопироксена в авгите; 11 — Гавайские острова, включение (Kuno, 1968). Ильменитовый норит: 12—13 — разлом Чейн (Prinz et al., 1976).

от состава, будь то лабрадор или андезин, содержание железа в плагиоклазе габбро-норитов и ильменитовых норитов очень высокое и составляет 0,5—0,7 мас. % Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (см. рис. 38, табл. 30). Рудные минералы проанализированы лишь в норитах из разломов Атлантики, они представлены ильменитом и магнетитом (табл. 31).

Оливковое габбро состоит в среднем из оливина (5—10%),

Таблица 29

## Составы клинопироксенов из габбро-норитов и оливковых габбро

Компоненты	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	52,58—52,90	53,65—56,48	52,09	52,33—53,32
TiO <sub>2</sub>	0,13—0,41	0,27—0,38	0,57	0,30—0,41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,55—2,70	2,65—3,72	2,38	1,55—2,24
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,57—0,66	—	—	0,08—0,14
FeO	4,12—4,91	3,82—4,14	11,63	7,07—8,54
MnO	0,06—0,34	—	0,35	0,20—0,25
MgO	17,35—19,50	15,68—16,02	15,49	14,38—14,97
CaO	19,63—20,27	20,05—20,83	16,21	21,53—22,23
Na <sub>2</sub> O	0,03—0,27	0,21—0,36	0,64	0,26—0,27
En	50,5—53,9	47,5—49,2	46,0	41,4—43,3
Fs	6,4—7,7	6,6—7,4	19,3	11,6—13,8
Wo	39,7—42,5	44,2—45,1	34,7	43,9—45,5
л	3	3		

Компоненты	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	51,14	51,38	51,8	51,5—53,1	50,61	51,87
TiO <sub>2</sub>	0,79	0,87	0,84	0,12—0,19	0,84	1,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,28	2,31	2,50	2,33—3,22	2,68	3,98
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,23	0,02	0,11	0,46—1,11	—	0,44
FeO	8,39	9,03	9,6	3,69—5,0	10,61	5,97
MnO	—	0,24	0,37	0,11—0,17	0,26	0,16
MgO	15,65	14,65	14,3	17,36—19,41	15,40	14,56
CaO	20,16	21,61	19,8	18,9—22,90	19,27	20,32
Na <sub>2</sub> O	0,31	0,28	0,49	0,07—0,15	0,36	0,57
En	44,9	41,0	42,2	49,0—54,3	43,7	44,8
Fs	13,7	15,0	15,9	6,5—7,9	17,0	10,5
Wo	41,3	44,0	42,0	38,2—44,5	39,3	44,7
л				12		

**Оливниковый габбро-норит:** 1 — САХ, скв. 334 (Symes et al., 1977; Clark, Loubat, 1977); 2 — Галапагосский рифт, впадина Хесса (Кашинцев и др., 1980). **Габбро-норит:** 3 — разлом Романш (Сидоренко и др., 1973); 4 — САХ, скв. 334 (Clark, Loubat, 1977); 5 — ВТП, 12°50' с.ш., включение в базальте (Hekinian et al., 1985); 6 — хребет Математиков (Vanko, Batiza, 1982. **Ильменитовый норит:** 7 — разлом Чейн (Prinz et al., 1976). **Оливниково габбро:** 8 — САХ, скв. 334 (Hodges, Papike, 1976; Symes et al., 1977); 9 — Гавайские острова, включения (Kuno, 1968); 10 — авгит-биотит-амфибол-оливниково габбро, Галапагосские острова, включение (McBimby, Williams, 1969).

клинопироксена (30%) и плагиоклаза (60%). Оливин образует овальные или изометричные зерна размером 1—3 мм, часто с включениями мелких зернышек плагиоклаза (Табл. II, 3). Почти полностью замещается иддингситом, а по краям тальком. Отдельные крупные (3 мм) зерна серпентинизированы и частично замещены мелкими выделениями кальцита. В одном из образцов оливин выделяется в

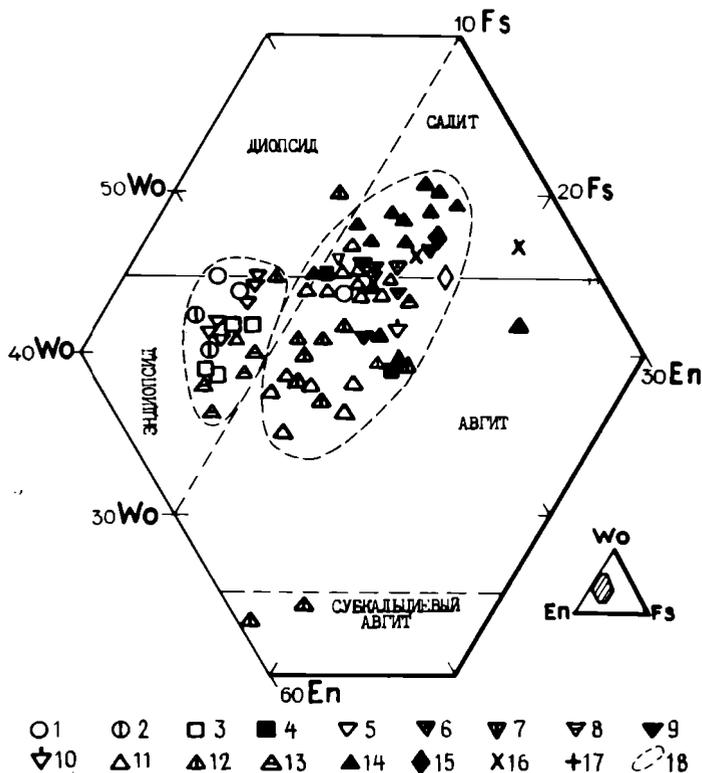


Рис. 37. Составы клинопироксенов в габброидах на графике  $En-Wo-Fs$   
 Троктолиты: 1 — рифтовая долина срединно-океанского хребта (СОХ), 2 — трансформные разломы. Оливиновое габбро: 3 — склонов СОХ, 4 — включений в базальтах, 5 — оливиновые габбро-нориты склонов СОХ. Габбро-нориты: 6 — склонов СОХ, 7 — трансформных разломов, 8 — внутриплитных разломов, 9 — включений в базальтах, 10 — ильменитовый норит, трансформный разлом. Габбро: 11 — рифтов и склонов СОХ, 12 — трансформных разломов, 13 — внутриплитных разломов, 14 — включений в базальтах, 15 — амфиболовое габбро, включения в базальтах, 16 — тешенит, трансформный разлом, 17 — сиенит, включение в базальте, 18 — поля составов

виде мелких 0,3—0,5 мм округлых с извилистыми краями зерен в интерстициях между зернами плагиоклаза и пироксена. Форма выделения оливина, его размеры и продукты замещения позволяют выделить по крайней мере три генерации оливина. Крупные ксенокристаллы серпентинизированного магнезиального оливина первой генерации, средние по размеру слабо идиоморфные зерна второй генерации замещаемые идингситом, и, наконец, самые поздние ксеноморфные выделения оливина, которые замещаются тальком. Клинопироксен образует крупные, до 3 мм, удлиненно-призматические зерна с пойкилитовыми включениями плагиоклаза, а также более мелкие, до 1 мм, ксеноморфные образования в интерстициях между плагиоклазами. Плагиоклаз варьирует по форме и размеру зерен. Чаще всего он выделяется в виде короткоприз-

Таблица 30

## Составы плагиноклазов из габбро-норитов и оливнивого габбро

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	46,54	55,50	47,74	51,5	59,3	58,9	45,53—46,62	48,41	49,54	52,66
TiO <sub>2</sub>	—	0,07	0,05	—	—	—	0,02	0,07	0,10	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33,48	27,23	32,30	30,0	25,3	26,0	32,93—33,54	31,88	31,77	28,14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,73	—	0,59	0,53	0,50	—	0,52	0,54	0,38
MnO	—	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	—	0,35	—	—	—	—	—	0,08	0,08	0,03
CaO	18,08	10,17	16,18	13,5	7,5	8,0	18,11—18,40	16,88	16,04	12,83
Na <sub>2</sub> O	1,09	5,90	2,19	3,5	6,9	6,7	1,03—1,45	2,18	2,30	4,50
K <sub>2</sub> O	0,01	0,10	0,07	0,06	0,14	0,12	0,0—0,05	0,09	0,09	0,16
An	90,2	63,3	80,4	67,8	37,2	39,5	87,4—90,6	80,6	79,0	60,6
Ab	9,8	36,4	19,2	31,8	62,0	59,8	9,3—12,6	18,9	20,5	38,5
От	0,1	0,3	0,4	0,4	0,8	0,7	0,0—0,3	0,5	0,5	0,9
n			2			2	5			

**Оливниновый габбро-норит:** 1 — СХ, скв. 334 (Symes et al., 1977). **Габбро-норит:** 2 — разлом Романш (Сидоренко и др., 1973); 3 — СХ, скв. 334 (Clark, Loubat, 1977). **Ильменитовый норит:** 4—5 — разлом Чейн (Prinz et al., 1976); 6 — разлом Вима (Prinz et al., 1976). **Оливниновое габбро:** 7 — СХ, скв. 334 (Symes et al., 1977; Clark, Loubat, 1977); 8, 9 — о-в Маврикий, включение в базальте (Вахтер, 1978); 8 — ядро зерна; 9 — кайма; 10 — разлом Мария Целеста (Савельева, 1987).

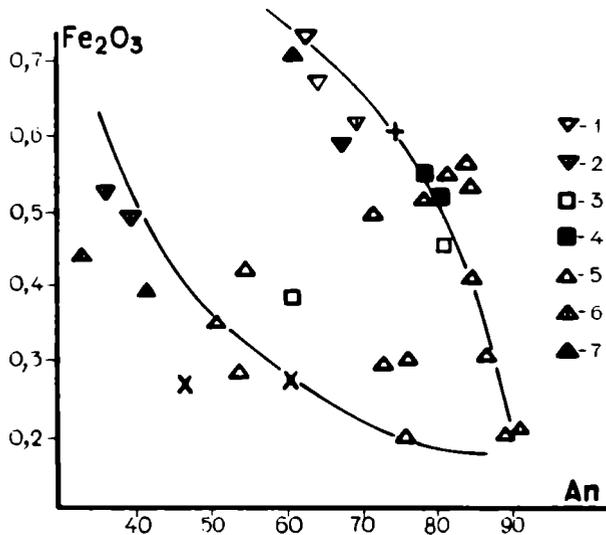


Рис. 38. График соотношения анортитовой составляющей (An) и ( $Fe_2O_3$ ) в плагиоклазах различных габброидов

1 — габбро-норит, 2 — ильменитовый норит. Оливиновое габбро: 3 — трансформных разломов, 4 — включений в базальтах. Габбро: 5 — рифтовых зон и склонов СОХ, 6 — трансформных разломов, 7 — включений в базальтах

матических зерен, до 1,5—2,0 мм. В интерстициях располагаются более мелкие, 0,5—0,8 мм, зерна такой же формы. Все вместе они создают типичную габбровую структуру (Табл. II, 3). В отдельных образцах наблюдается субпараллельная ориентировка зерен плагиоклаза, свидетельствующая о том, что кристаллизация породы проходила в условиях медленного выжимания и течения магмы.

Состав оливина в большинстве анализов отвечает  $Fa_{15}$ . В ксенолитах из толентов ВТП оливин имеет состав  $Fa_{25-35}$  (см. табл. 27). Не исключено, что это сростки фенокристов из базальтов, хотя авторы (Hekinian et al., 1985) считают их фрагментами глубинных частей океанской коры. Наиболее железистые оливины в оливиновых габбро встречаются в ксенолитах из базальтов Гавайских островов (Kuno, 1968), где их состав отвечает хризолиту —  $Fa_{18}$  с заметной примесью  $TiO_2$  — 0,10 и  $Al_2O_3$  — 0,47 мас. %. В некоторых образцах оливиновых габбро (скв. 334, разлом Гиббс в Атлантике) отмечается небольшая примесь ортопироксенов, которые относятся к энстатитам ( $Fs_{12-16}$ ) с довольно низкими содержаниями  $Al_2O_3$  (1,5—1,7 мас. %) и  $TiO_2$  (0,06—0,08). В ксенолите оливинового габбро из базальта Гавайских островов ортопироксен высокожелезистый ( $Fs_{30}$ ) и имеет при тех же значениях  $Al_2O_3$  (1,89 мас. %) очень высокий титан ( $TiO_2 = 0,51$ ). Это свидетельствует о специфике глубинных пород основного состава под гавайской вулканической провинцией по сравнению с толентовыми комплексами срединно-океанских хребтов.

Клинопироксен в оливиновых габбро из скв. 334 и разлома Гаррет

Таблица 31

Состав рудных минералов в троктолите, габбро-норите и оливинном габбро

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
TiO <sub>2</sub>	3,66	0,46	0,20	47,40	50,3	1,12	2,81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,6	23,36	25,20	1,52	0,90	1,67	0,53
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,56	—	—	6,7	3,8	64,5	62,8
FeO	19,40	22,52	23,89	41,6	43,4	32,1	33,4
MnO	0,17	0,29	0,27	1,18	1,05	0,07	0,14
MgO	12,5	10,40	11,55	0,06	0,34	0,02	0,09
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34,7	41,32	38,98	—	—	—	—
NiO	0,20	—	—	—	—	—	—
CaO	—	—	—	0,23	0,39	0,21	0,42
Mg/Mg+Fe	0,48	0,45	0,46	—	—	—	—
Cr/Cr+Al	0,50	0,54	0,51	—	—	—	—

Шпинель из троктолита: 1 — разлом Буллард, Ю. Атлантика (Dick, Bullen, 1984). Шпинели из оливинного габбро: 2—3 — САХ, скв. 334 (Symes et al., 1977). Ильмениты из норитов: 4 — разлом Чейн (Prinz et al., 1976); 5 — разлом Вима (Prinz et al., 1977). Магнетиты из норитов: 6 — разлом Чейн (там же); 7 — разлом Вима (там же).

по соотношению основных компонентов относится к эндиопсиду, а клинопироксен из включений в толентах ВТП и щелочных базальтов Гавайских островов — к авгиту. Существенно различаются клинопироксены по второстепенным компонентам. Например, клинопироксен из гавайских ксенолитов характеризуется повышенными содержаниями TiO<sub>2</sub> (0,84 мас. %) и Na<sub>2</sub>O (0,36) по сравнению с породами из скв. 334 (TiO<sub>2</sub> = 0,12—0,19; Na<sub>2</sub>O = 0,07—0,15) (см. табл. 29). Плаггиоклазы из оливинных габбро имеют те же составы, что и в обычных габбро. Чаще всего плаггиоклаз по составу относится к битовниту (см. рис. 35). Содержание Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в них несколько меньше, чем в габбро-норитах (0,5 мас. % для нодулей о-ва Маврикий). Наконец, два анализа шпинелей из оливинных габбро скв. 334 (Symes et al., 1977) позволяют отнести их к алюмохромиту (см. табл. 31, анализы 2 и 3). Таким образом, по составу основных минералов выделяются две разновидности оливинных габбро, одна из которых приурочена к срединному хребту (высокомагнезиальные), а другая — к включениям в базальтах островов (железистое с повышенными концентрациями TiO<sub>2</sub> и Na<sub>2</sub>O в пироксенах).

Габбро — наиболее распространенная группа основных интрузивных пород. Их можно встретить почти во всех океанских структурах, и поэтому они лучше всего охарактеризованы химическими составами минералов. Габбро состоят главным образом из клинопироксена и плаггиоклаза, однако в небольших количествах в них могут присутствовать оливин, ортопироксен, амфибол и рудные минералы. Из аксессуариев присутствуют апатит, циркон. Очень широк спектр вторичных минералов, развивающихся по породообразующим.

Это серпентин, тальк и магнетит по оливину, амфиболы самого различного состава по пироксену, пренит и эпидот по плагиоклазу, лейкоксен и гематит по сфену, титаномагнетиту и ильмениту. В субщелочных разновидностях габбро встречаются в виде второстепенных минералов биотит и калиевый полевой шпат, в габбро-диабаззах — кварц (конга-диабазы). Структуры габбро самые разнообразные — от мелкозернистых до пегматоидных, текстуры — от массивных до расслоенных. Для габброидов характерны также вторичные деформационные структуры, связанные с милонитизацией, дроблением в зонах тектонических нарушений, особенно в трансформных разломах.

Главным порообразующим минералом габбро является клинопироксен, который имеет широкий спектр составов (табл. 32, см. рис. 37) от эндиопсида до салита. Большая часть проанализированных клинопироксенов габбро из срединных хребтов (рифтовых долин и склонов) относится к авгит-салитам, из внутриплитных разломов — к эндиопсидам, из включений в базальтах островов — к салитам. Клинопироксены из габбро трансформных разломов имеют наибольший разброс составов, в среднем они относятся к эндиопсид-авгиту с довольно близкой величиной магнезиальной составляющей. Широкие вариации составов пироксенов по основным компонентам сопровождаются изменениями содержаний второстепенных компонентов. Так, например, наблюдаются значительные различия по  $TiO_2$  (0,09—3,2 мас. %),  $Al_2O_3$  (0,84—9,0),  $Cr_2O_3$  (0,05—0,32) и  $Na_2O$  (0,03—1,73). Наиболее богаты алюминием, титаном и натрием салиты нодулей в базальтах Коморских и Канарских островов и о-ва Тристан-да-Кунья (см. табл. 32). Самые низкие значения этих компонентов отмечаются в клинопироксенах габбро со склона Срединно-Атлантического хребта (скв. 334), особенно в ламеллях пижонита в авгите. Аналогичные величины отмечаются и для клинопироксенов из габбро рифтовых зон и трансформных разломов. В разломе Мария Целеста (Цветков, 1980, 1983) наблюдаются значительные колебания состава рассматриваемого минерала от авгита до субкальциевого авгита, в котором содержания  $Al_2O_3$  и  $Na_2O$  поднимаются соответственно до 4,34 и 1,73 мас. %. В целом, за исключением этих экстремальных значений, клинопироксены из габбро трансформных разломов близки по составу клинопироксенам из тех же пород, поднятых со срединного хребта.

Величина анортитовой составляющей плагиоклазов в габбро имеет значительные колебания. Большая часть анализов попадает в диапазон составов основной лабрадор ( $An_{60-70}$ )—битовнит ( $An_{70-90}$ ). Часть плагиоклазов относится к битовниту (табл. 33, см. рис. 35). Наиболее основные плагиоклазы определены в анортозитовом и обычном габбро из скв. 334 на склоне САХ ( $An_{8-85}$ ), наиболее кислые — в габбро трансформных разломов Мария Целеста и Кларин ( $An_{34-55}$ ). В габбро из рифтовых зон плагиоклаз имеет промежуточный состав ( $An_{50-79}$ ). В зависимости от величины анортитовой составляющей

Таблица 32

## Составы клинопироксенов из габбро

Компо- ненты	1	2	3	3а	3б	3в
SiO <sub>2</sub>	52,01	51,70—53,37	50,92—52,60	53,7	53,6	52,8
TiO <sub>2</sub>	0,68	0,55—0,76	0,14—0,41	0,16	0,11	0,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,81	2,13—2,66	1,91—2,56	0,84	1,49	1,50
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	0,11—0,30	0,05	0,10	0,10
FeO	6,80	6,48—8,91	6,0—10,2	19,5	18,0	8,1
MnO	—	—	0,14	—	—	—
MgO	14,72	14,36—16,88	14,9—18,3	25,3	25,9	15,2
CaO	22,55	20,94—22,47	17,7—22,88	1,03	1,08	21,9
Na <sub>2</sub> O	0,27	—	0,07—0,19	0,03	0,03	0,16
En	42,3	42,0—46,0	42,1—51,9	68,4	70,5	42,8
Fs	11,0	10,0—14,0	8,0—16,2	29,6	27,4	12,8
Wo	46,7	43,0—46,0	35,5—45,96	2,0	2,1	44,4
n	2	6	7	2		

1 — Галапагосский рифт, впадина Хесса (Кашинцев и др., 1980); 2 — САХ, рифтовая долина 26° с.ш. (Tiezzi, Scott, 1980); 3 — САХ, скв. 334, авгиты (Symes et al., 1977; Hill, 1977; Hodges, Papike, 1976); 3а — пижонит, 3б — лямелли пижонита в авгите, 3в — лемелля авгита в пижоните. 4 — разлом Романш (Сидоренко и др., 1973); 5 — разлом Мария Целеста (Цветков, 1980, 1983); 6 — разлом плиты Наска (Andersen, Nishimogu, 1979); 7 — разлом Кларнион (Лазько, 1985); 8 — разлом Данжер, плато Манихики (Claque,

Компо- ненты	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO <sub>2</sub>	45,14	51,11	51,47	50,59	50,85	50,94	48,78	51,21
TiO <sub>2</sub>	2,69	0,97	0,46	0,19	0,89	1,14	0,94	0,63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,60	2,96	1,70	2,45	2,54	2,84	5,11	1,56
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,11	0,09	0,01	0,32	0,11	0,06	0,70	—
FeO	8,27	10,27	9,33	7,42	9,27	8,96	7,48	13,23
MnO	0,14	—	0,33	0,19	0,23	0,23	0,15	0,33
MgO	12,18	14,98	14,53	17,40	14,25	15,36	14,68	12,19
CaO	22,66	18,97	20,20	18,50	21,13	19,97	20,59	19,95
Na <sub>2</sub> O	0,65	0,36	0,31	0,14	0,38	0,42	0,63	0,47
En	36,8	43,6	—	49,8	41,1	44,2	43,7	36,0
Fs	14,0	17,0	—	12,0	15,0	14,7	12,7	22,0
Wo	49,2	39,4	—	38,2	43,9	41,1	43,6	42,0
n	10	—	—	2	3	—	—	2

плагноклазы имеют различные концентрации железа ( $Fe_2O_3=0,28—0,54$ ) (см. рис. 38), причем во включении габбро с ВТП 12°15' с.ш. плагноклаз ( $Al_{63,3}$ ) содержит до 0,73 мас. %  $Fe_2O_3$ . Распределение  $Fe_2O_3$  на графике имеет две тенденции. В первой части диаграммы размещаются основные плагноклазы (лабрадор-битовнит), в которых с увеличением

4	5	6	7	8	9	10	11
51,78	52,19—54,62	51,77	52,75	51,7—53,0	44,4	48,59	50,39
0,51	0,27—0,91	0,60	0,33	0,20—0,21	3,2	1,68	0,51
3,15	0,98—4,34	3,77	2,71	2,20—3,47	9,0	4,98	4,06
0,18	—	0,25	0,30	—	—	0,19	0,27
5,93	6,77—11,26	5,1	6,18	4,9—6,85	8,42	7,35	6,23
0,18	—	—	0,14	—	—	—	—
17,95	14,07—19,28	15,5	17,55	18,5—20,0	11,6	13,82	15,58
20,08	9,97—19,63	20,97	19,13	18,5—20,0	22,4	22,32	21,78
0,38	0,40—1,73	0,40	0,19	0,17—0,19	0,7	0,50	0,66
40,5	43,6—60,9	46,4	47,8	52,1—54,8	35,6	40,6	44,7
9,2	11,0—19,9	8,4	11,1	7,6—10,5	14,9	12,1	10,1
50,3	22,8—42,5	45,17	41,1	36,4—39,9	49,5	47,3	45,2
	9	3	4	8	2	5	4

1976); 9 — о-в Тристан-да-Кунья (La Maitre, 1969); 10—11 — Канарские острова, включения в базальтах (Munoz, Sagredo, 1974; Frisch, 1970); 12 — Коморские острова, включения в базальтах (Ludden, 1977); 13 — ВТП, 12° 50' с.ш., включения в базальте (Hekinian et al., 1985); 14 — о-в Исландия, включения (Геншафт и др., 1988). Анортитовые габбро: 15 — САХ, скв. 334 (Clark, Loubat, 1977); 16 — разлом Нова-Кантон (Савельева, 1987); 17 — авгит из эвкрита (McBemey, Williams, 1969); 18 — габбро, там же; 19 — феррогаббро, там же.

основности постепенно уменьшается в плагиоклазе  $Fe_2O_3$ . Левая ветвь больше отвечает средним составам плагиоклаза (андезин-лабрадор), и изменение величины  $Fe_2O_3$  здесь с уменьшением анортитовой составляющей более резкое. Эти тренды отражают две генерации составов плагиоклаза в габброидах. Левая ветвь отвечает второй, более низкотемпературной генерации плагиоклаза с минимальными и быстро меняющимися содержаниями  $Fe_2O_3$ . Габбро с кислым плагиоклазом правильнее было бы назвать лейкогаббро, а не анортозитовым габбро (Baxter, 1978). К последним скорее можно отнести эвкриты, встреченные во включениях галапагосских базальтов (McBirney, Williams, 1969) и состоящие из основного битовнита, магнезиального оливина, авгита (см. табл. 32), магнетита, ильменита и апатита.

В качестве второстепенных минералов в обычных габбро содержатся оливины, ортопироксены и амфиболы. Оливин в виде примеси встречен в габбро рифтовой долины САХ, разлома Мария Целеста и в габбровых включениях базальтов ВТП, Канарских и Коморских островов (см. рис. 34, табл. 27). Оливины из габбро рифтовой долины образуют последовательный, но прерывистый ряд, в котором состав их изменяется от  $Fe_{18-19}$  до  $Fe_{24-28}$  и далее к  $Fe_{36}$ . Во всех остальных случаях оливины имеют высокожелезистый состав ( $Fe_{30-34}$ ).

Таблица 33

## Состав плагиноклаза в габбро

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	48,61—55,47	49,88	47,00	53,41—58,06	54,32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28,14—33,03	30,60	32,61	24,02—28,78	29,76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,35	0,54	0,28—0,44	0,42
MnO	—	—	—	—	—
MgO	—	0,18	0,07	0,05—0,18	—
CaO	10,27—15,91	15,84	17,45	9,87—12,26	12,00
Na <sub>2</sub> O	2,47—5,70	2,60	1,75	5,49—10,60	5,28
K <sub>2</sub> O	0,04—0,08	0,05	0,02	0,10—0,22	0,13
An	50—70	76,8	84,6	34,4—54,6	55,30
Ab	21—50	22,7	15,2	44,4—60,2	44,0
Or	0,2—0,5	0,5	0,2	0,6—1,1	0,7
n	8	4	2	7	9

Компоненты	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	52,08	50,65	46,87—48,30	57,06	54,81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30,42	31,35	32,11—33,34	26,17	29,01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,73	—	—	0,39	0,35
MnO	—	—	—	—	—
MgO	0,09	—	—	0,17	0,01
CaO	12,29	13,41	16,06—17,59	8,58	10,86
Na <sub>2</sub> O	3,89	3,60	1,66—2,30	6,28	5,72
K <sub>2</sub> O	0,08	0,18	0,01—0,07	0,46	0,24
An	6,33	66,7	79,4—85,1	41,9	50,60
Ab	36,3	32,3	14,5—20,6	55,3	48,1
Or	0,4	1,0	0,1—0,5	2,8	1,3
n		10	5	2	3

1 — Рифтовая долина САХ, 26° с.ш. (Tiezzi, Scott, 1980); 2 — Галапагосский рифт, впадина Хесса (Кашинцев и др., 1980); 3 — САХ, скв. 334 (Symes et al., 1977; Bryan et al., 1977); 4 — разлом Мария Целеста (Цветков, 1980, 1983); 5 — разлом Кларин (Савельева, 1987); 6 — ВТП, 12° 15' с.ш., включение (Hekinian et al., 1985); 7 — Коморские острова, включения (Ludden, 1977). Анортозитовое габбро: 8 — САХ, скв. 334 (Symes et al., 1977), 9 — о-в Маврикий, включения (Вахтер, 1978), 10 — разлом Нова-Кантон (Савельева, 1987).

Незначительная примесь ортопироксена отмечена в габбро рифтовой долины САХ на 26° с.ш., впадине Хесса (Галапагосский рифт), трансформных разломах Романш и Мария Целеста, а также в габбровых включениях из базальтов ВТП (табл. 34, см. рис. 36). Большинство анализов ортопироксенов из габбро, за исключением габбро желоба Данжер, плато Манихики (Claque et al., 1976), ложатся в поле железистых бронзитов с содержанием ферросилитовой составляющей более 20. Для всех ортопироксенов в габбро характерны низкие содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,9—2,1 мас. %).

Таблица 34

## Составы ортопироксенов в габбро

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	52,60	54,73	55,21	53,39	53,80	54,44
TiO <sub>2</sub>	0,60	0,31	0,27	0,40	0,45	0,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,34	1,35	1,12	1,61	1,18	1,16
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	0,16
FeO	20,46	15,61	14,52	19,14	17,97	14,59
MnO	—	—	—	0,48	—	0,35
MgO	23,82	27,24	25,38	23,14	24,71	27,69
CaO	1,10	1,47	2,15	1,64	1,32	1,95
Na <sub>2</sub> O	—	—	—	0,03	0,10	0,03
NiO	—	—	—	—	—	—
CoO	—	—	—	—	—	—
En	66	74	72,4	66,1	69,0	74,0
Fs	32	24	23,2	30,7	28,2	22,2
Wo	2	2	4,4	3,2	2,8	3,8
л			2		3	4

Компо- ненты	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	53,50	53,72	54,2—55,45	54,3	52,52
TiO <sub>2</sub>	0,19	0,15	0,08—0,17	0,16	0,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,95	0,90	1,41—2,05	2,10	1,11
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	0,17	0,10
FeO	17,30	19,19	8,4—10,8	14,4	14,15
MnO	—	—	—	0,34	0,11
MgO	23,40	24,78	29,8—31,7	28,0	26,95
CaO	4,89	1,18	2,63—3,87	0,86	2,00
Na <sub>2</sub> O	0,04	—	0,06—0,10	—	0,01
NiO	—	0,04	—	—	—
CoO	—	0,04	—	—	—
En	63,9	68,0	78,2—82,3	76,0	74,2
Fs	26,5	29,5	12,2—15,8	22,0	21,8
Wo	9,6	2,5	4,9—7,3	2,0	4,0
л			6		2

1—2 — Рифтовая долина САХ, 26° с.ш. (Tiezzi, Scoi, 1980); 3 — Галапагосский рифт, впадина Хесса (Кашинцев и др., 1980); 4 — разлом Романш (Сидоренко и др., 1973); 5 — разлом Марня Целеста (Цветков, 1980, 1983); 6—8 — САХ, скв. 334 (Hill, 1977; Bryan et al., 1977; Hodges, Parike, 1976); 6 — ядра зерен, 7 — пижонит, 8 — ламелли клиногиперстена; 9 — желоб Данжер, плато Манихики, Тихий океан (Clague, 1976); 10 — Канарские острова, включение в базальте (Frisch, 1970). Анортозитовое габбро: 11 — САХ, скв. 334 (Clark, Loubat, 1977).

Таблица 35

## Составы амфиболов из габбро (без учета воды)

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	45,75	38,2	53,65	47,1	51,8	44,44	48,9	55,2	55,1	54,2
TiO <sub>2</sub>	3,88	7,1	0,84	0,38	0,51	0,46	1,13	0,21	0,12	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,79	12,7	3,84	7,75	5,77	7,64	6,49	1,79	2,46	2,17
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	0,29	—	—	—	—
FeO	11,38	10,9	10,84	13,0	9,12	9,65	16,6	4,11	16,1	13,3
MnO	—	—	—	0,42	0,19	0,11	0,25	0,19	0,46	0,23
MgO	14,10	12,3	17,40	16,80	18,0	15,96	14,0	23,5	17,6	17,4
CaO	10,50	12,3	10,13	11,60	12,0	10,83	10,9	13,4	8,33	12,5
Na <sub>2</sub> O	3,91	2,7	0,88	1,61	1,24	2,00	—	0,26	0,40	—
K <sub>2</sub> O	0,46	1,6	0,21	0,03	—	0,22	0,13	0,02	0,02	0,05

п 2

1 — керсутит, разлом Мария Целеста (Цветков, 1980, 1983); 2 — керсутит, включение в базальте о-ва Тристан-да-Кунья (Le Maître, 1969); 3 — роговая обманка, там же; 4—5 — роговая обманка, разлом Кларин (Лазько, 1985); 6 — роговая обманка САХ, скв. 334 (Symes et al., 1977); 7 — магнезиогастингсит, разлом Кларин (Лазько, 1985); 8 — тремолит, там же; 9 — актинолит, там же; 10 — уралит, там же.

Роговая обманка в габбро редко образует самостоятельные выделения, чаще реакционно замещает клинопироксен, образуя каемки вокруг его зерен. Часто наблюдаются сплошные псевдоморфозы амфиболов по клинопироксену. В таких случаях в центральной части буровато-зеленой роговой обманки остаются мелкие округлые реликты первичного пироксена. Роговая обманка при вторичных низкотемпературных изменениях замещается амфиболами тремолит-актинолитового ряда (уралитом). Такого рода последовательные замещения хорошо описаны с привлечением аналитических данных Е.Е. Лазько (1985) для габбро разлома Кларин. Клинопироксен в нем замещается тремолитом, а последний, в свою очередь, волокнистым актинолитом. Вместе с тем в породе присутствуют два типа амфиболов: коричневатозеленый магнезиогастингсит и зеленоватосерая слабо плеохроирующая магнезиальная роговая обманка. Анализы этих минералов приведены в табл. 35. В разломе Мария Целеста (Цветков, 1980, 1983) в габбро наряду с роговой обманкой встречен богатый титаном и щелочами амфибол-керсутит, свойственный для щелочных пород. Эта находка лишней раз свидетельствует о сонахождении в трансформных разломах как глубинных дифференциатов толеит-пикритовой магмы, так и щелочных магматических комплексов.

Габбро содержит большой спектр рудных минералов. В них встречаются различного состава шпинели, ильменит, титаномagnetит, магнетит и сульфиды. Шпинели встречены в габбро из разлома на плите Наска, на плато Манихики и во включениях из базальтов ВТП (табл. 36). В первом случае шпинели имеют состав от феррошпинели

Таблица 36

## Состав рудных минералов в габбро

Компоненты	1	2	3	4	5	6
TiO <sub>2</sub>	45,59	43,68	48,23	50,03	47,02	15,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,17	2,62	0,10	0,36	0,13	1,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,6	—	7,05	5,97	—	—
FeO	32,0	46,68	41,1	35,81	47,65	75,0
MnO	—	—	1,76	—	0,63	0,50
MgO	5,21	1,06	0,33	6,80	2,11	1,11
CaO	0,19	0,27	—	—	—	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	0,27	—	0,04	—
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—
Mg/Mg+Fe	—	—	—	—	—	—
Cr/Cr+Al	—	—	—	—	—	—
<i>n</i>	3		3		2	2

Компоненты	7	8	9	10	11	12	13
TiO <sub>2</sub>	18,26	3,05	7,47	0,08	2,27	0,28	8,42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,27	1,64	4,05	0,94	25,4	11,86	6,24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	41,91	60,52	—	—	—	—	27,29
FeO	34,31	33,58	85,6	84,61	33,9	27,51	30,92
MnO	0,90	—	0,26	—	—	0,34	0,12
MgO	1,71	0,78	0,45	0,79	9,93	7,86	5,91
CaO	—	0,27	—	0,36	—	—	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	—	—	—	24,3	50,81	19,91
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,45	—	—	—	—	—	0,73
Mg/Mg+Fe	—	—	—	—	0,35	0,40	0,16
Cr/Cr+Al	—	—	—	—	0,38	0,74	0,68
<i>n</i>		2			3	6	

Ильмениты: 1 — рифтовая долина САХ, 26° с.ш. (Tiezzi, Scoff, 1980); 2 — разлом Мария Целеста (Цветков, 1983); 3 — разлом Кларин (Лазько, 1985); 4 — о-в Маврикий, включение в базальте (Вахтер, 1978); 5 — о-в Исландия, включения (Геншафт и др., 1988). Титаномагнетиты: 6 — о-в Исландия, включения; 7 — о-в Маврикий, включения; 8 — рифтовая долина САХ, 26° с.ш.; 9 — разлом Кларин (Лазько, 1985). Магнетит: 10 — разлом Мария Целеста (Цветков, 1983). Шпинели: 11 — разлом на плите Наска (Anderson, Nishimori, 1979); 12 — желоб Данжер, плато Маныхики (Claque, 1976). Хромовый титаномагнетит: 13 — ВТП, 12°15' с.ш., включение в базальте (Hekinian et al., 1985).

до алюмомагнетита, во втором — это феррохромит, а в третьем — хромистый титаномагнетит (TiO<sub>2</sub> = 8,4 мас. %), т.е. почти во всех случаях шпинели в значительной степени обогащены железом. Наиболее характерными рудными минералами для габбро являются ильменит и титаномагнетит. Их химические анализы приведены в табл. 36. Ильмениты при близких соотношениях главных минера-

лообразующих компонентов ( $\text{TiO}_2 = 44\text{—}50$ ;  $\text{FeO} = 41\text{—}47$  мас. %) существенно отличаются по содержанию второстепенных окислов, особенно  $\text{MgO}$  (0,3—6,8 мас. %) и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (0,2—2,6). Наиболее магнезиальными являются ильмениты из рифтовой зоны САХ и включения в базальте о-ва Маврикий, тогда как ильменит из габбро разлома Мария Целеста обогащен  $\text{Al}_2\text{O}_3$ .

Титаномагнетиты представлены анализами из габбро САХ, разлома Клариион и включения анортозитового габбро из базальта о-ва Маврикий. Первые два типа имеют близкий состав по суммарному железу и магнию, причем титаномагнетит из габбро рифтовой зоны имеет меньшее содержания  $\text{TiO}_2$  (3,0 мас. %) и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (1,6 мас. %) по сравнению с габбро разлома Клариион. Титаномагнетит из габбрового ксенолита отличается в несколько раз более высокими концентрациями  $\text{TiO}_2$  (18,3 мас. %). Единственный анализ магнетита получен из габбро разлома Мария Целеста.

В отдельных разновидностях габброидов рудный минерал образует довольно заметные скопления (до 10—15 %), формируя титаномагнетитовые и ильменитовые феррогаббро или рудные габбро. Такого рода породы встречены в разломе Романш (Плошко, Богданов, 1972), разломах Оуэн и Арго (Engel, Fisher, 1975; Hamlyn, Bonatti, 1975) в виде включений в базальтах (McBirney, Williams, 1969). Клинопироксены перечисленных габброидов характеризуются высокими содержаниями суммарного железа ( $\text{FeO} = 13$  мас. %) (см. табл. 32).

В габбро, помимо вышеперечисленных минералов, встречаются также сульфиды — пирит, халькопирит.

*Амфиболовое габбро* отличается от обычного присутствием первичной роговой обманки зеленовато-бурого цвета, которая либо реакционно замещает клинопироксен, либо в виде ксеноморфных зерен выделяется в интерстициях между зернами пироксена и плагиоклаза, подчеркивая формой своего выделения конечную фазу кристаллизации основного расплава. Вместе с тем во включениях щелочных габбро в базальтах островов, в частности на о-ве Маврикий, встречается щелочной высокотитанистый амфибол — керсутит (табл. 37). Клинопироксен этих своеобразных габбро относится к авгит-салиту и ничем не отличается от клинопироксенов обычных габбро (см. табл. 32), разве что несколько повышенной по сравнению с обычным габбро рифтовых зон концентрацией  $\text{Na}_2\text{O}$ . Плагиоклаз резко зонален, образует две генерации: первая — лабрадор, переходящий к краям, в основной андезин, вторая генерация — основной андезин с каемками кислого андезина. Амфибол, как уже говорилось, представлен керсутитом с содержанием  $\text{TiO}_2 = 5,0\text{—}5,8$ ,  $\text{Na}_2\text{O} = 2,6\text{—}2,8$  и  $\text{K}_2\text{O} = 0,8$  мас. %.

Среди щелочных габбро большой интерес представляют *тешениты* и *нефелиновые габбро*, встреченные в разломе Романш (Prinz et al., 1976; Bonatti и др., 1973). Они состоят из клинопироксена и плагиоклаза, однако в отличие от обычных габбро в них присутствуют фельдшпатоиды и цеолиты. Клинопироксены в тешенитах относятся к ферросалитам (табл. 38), их отличает, как и пироксены из габбро включений,

Таблица 37

## Состав минералов в амфиболовых габбро

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	51,15	52,29	37,4—39,95	40,0	51,94—59,41
TiO <sub>2</sub>	0,82	0,48	6,0—8,79	5,48	0,04—0,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,17	1,58	9,81—15,7	12,66	24,65—29,95
FeO	8,83	10,54	8,28—12,55	12,95	0,19—0,27
MgO	12,26	13,08	11,12—13,60	11,77	0,02—0,04
CaO	21,46	20,95	10,6—13,48	11,36	6,93—12,43
Na <sub>2</sub> O	0,54	0,46	2,0—3,6	2,70	4,24—6,78
K <sub>2</sub> O	0,03	0,01	1,5—1,8	0,83	0,21—1,29
En	37,36	38,22	H <sub>2</sub> O 0,2—1,59	—	An 33,5—61,3
Fs	15,38	17,28	F 0,4—0,6	—	Ab 37,7—59,0
Wo	47,25	44,50	Cl 0,1—0,9	—	Or 0,2—7,5
n			4	4	4

1—2 — клинопироксены, о-в Маврикий, включения в базальтах (Вахтер, 1978); 3 — керсутит, о-в Тристан-да-Кунья, включение (Le Maitre, 1969); 4 — Керсутит, о-в Маврикий, включение (Вахтер, 1978); 5 — плагиоклаз, там же.

относительно высокие концентрации TiO<sub>2</sub> (1,35—2,5 мас. %) и Na<sub>2</sub>O (0,5). Плагиоклаз в тешенитах еще в большей степени, чем в щелочных амфиболовых габбро, разнороден по составу. Диапазон колебаний анортитовой составляющей широк — от кислого битовнита (An<sub>75</sub>) до альбита (An<sub>10</sub>) (Prinz et al., 1976). Составы анальцима и магнетита приводятся в табл. 38. Титаномагнетит, так же как и во включениях анортозитового габбро, имеет высокое содержание TiO<sub>2</sub> (22,2 мас. %), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (4,0) и MgO (2,8). Такие совпадения свидетельствуют о том, что минеральный состав щелочных габбро определяется в первую очередь уровнем генерации щелочной магмы. В различных океанах, на различных структурах, в близких, но не одинаковых по составу щелочных габбро состав породообразующих минералов сходен. Повышенные концентрации Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO в этих породах позволяют предположить, что эти породы более глубокие, нежели габброиды с низкой щелочностью, т.е. габбро толеитового типа.

Щелочные габбро о-ва Кергелен (Молчанова, 1972) содержат андезин-лабрадор (An<sub>48-52</sub>) — 65—75%, титан-авгит — 12—15%, оливин — 2—4%, магнетит и ильменит — 5%. Плагиоклаз замещается калиевым полевым шпатом в переменном количестве. В отдельных образцах титан-авгит обрастает каймой зеленого эгирин-авгита, появляются биотит и керсутит. Наблюдается постепенный переход габбро к эссекситам и монцонитам.

Таким образом, среди габброидов океана по особенностям составов породообразующих минералов и их виду можно выделить три обособленных типа: низкощелочные габброиды, субщелочные и щелочные.

Низкощелочной тип характеризуется магниальным оливином

Таблица 38

## Состав минералов тешенитов и сиенитов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	48,0—51,2	49,5—64,8	53,1	—	35,9—38,3	46,3—47,9	—	—
TiO <sub>2</sub>	1,35—2,47	—	—	22,2	3,0—5,7	0,8—1,7	5,2	52,31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,8—5,1	21,0—32,3	21,5	4,0	13,0—15,2	5,1—5,6	1,3	0,12
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02—0,05	—	—	—	—	—	—	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,53—0,67	0,09	22,5	—	—	82,9	—
FeO	8,5—15,9	—	—	47,4	12,1—20,2	10,8—17,1	—	42,45
MnO	0,17—0,39	—	—	0,53	0,28—0,46	0,41—1,43	2,50	—
MgO	8,2—13,0	—	—	2,83	8,4—11,9	6,3—10,7	1,0	4,55
CaO	20,9—21,6	2,1—15,2	0,37	0,14	11,3—12,2	20,8—22,1	—	—
Na <sub>2</sub> O	0,43—0,49	2,8—9,9	11,2	—	2,3—2,5	1,0—1,9	—	—
K <sub>2</sub> O	—	0,95—0,82	3,4	—	1,4—2,0	—	—	—
En	25,5—39,0	An 9,8—74,6	—	—	En 28,9—32,8	23,0—36,9	—	—
Fs	14,3—27,7	Ab 25,1—85,5	—	—	Fs 34,9—41,4	20,7—34,7	—	—
Wo	46,7—46,9	Or 0,3—4,7	—	—	Wo 29,7—32,3	42,3—42,4	—	—
л	3	3			5	2		

Тешениты: 1 — клинопироксен, разлом Романш (Prinz et al., 1976); 2 — плагиоклаз, там же; 3 — анальцит, там же; 4 — магнетит, там же.  
 Сиениты, включения в базальтах: 5 — клинопироксен, о-в Тенериф, Канарские острова (Borley et al., 1973); 6 — клинопироксен, там же; 7 — титаномагнетит, там же; 8 — ильменит из анортозита, разлом на плите Наска (Andersen, Nishimory, 1979).

( $Fs_{15-25}$ ), ортопироксеном ( $Fs_{12-13}$ ) и клинопироксеном ( $Fs_{5-8}$ ), а также основным плагиоклазом (лабрадор-битовнит). Клинопироксен характеризуется низкими содержаниями  $TiO_2$  и  $Na_2O$ . Эти габброиды чаще всего встречаются в пределах трансформных разломов. Субщелочной тип габброидов характеризуется повышенными по сравнению с первым типом содержаниями во всех перечисленных минералах железа (оливин —  $Fa_{25-35}$ ; ортопироксен —  $Fs_{22-32}$ , клинопироксен-авгит —  $Fs_{10-19}$ ), а кроме того в клинопироксенах этих габброидов наблюдаются более высокие концентрации  $TiO_2$  и  $Na_2O$ . Наряду с основным плагиоклазом в них присутствует также основной андезин. Эти габброиды встречаются в подавляющем большинстве случаев в виде ксенолитов в базальтах, а также слагают океанскую кору в отдельных областях океанских плит, где вскрываются тектоническими нарушениями. Наконец, имеются отдельные образцы щелочного габбро, в котором наряду с плагиоклазами отмечаются фельдшпатоиды и нефелин. Клинопироксен в этих габброидах имеет наиболее железистый состав (ферросалит —  $Fs_{14-28}$ ) и высокие концентрации  $TiO_2$  и  $Na_2O$ , в отдельных случаях в щелочных габбро наблюдаются эгирин-авгит и биотит. Эти габброиды встречаются в пределах срединно-океанских хребтов и островов.

В каждом из приведенных типов габброидов можно выделить дифференцированный ряд основных глубинных пород. Значительный по протяженности ряд дифференциатов отмечается для высокомагнезиальных, низкощелочных габбро. Здесь выделяются: троктолиты-оливиновые габбро-габбро-нориты — габбро-амфиболовые габбро-анортозиты. В ряду субщелочных габброидов можно наблюдать ряд дифференциатов, представленных: оливиновыми габбро-габбро-керсутитовыми габбро-титаномагнетитовыми габбро. Наконец, щелочной ряд габброидов представлен рядом: нефелиновые габбро — тешениты — эссекситы. Такое разделение несколько условно и основывается на наиболее распространенных дифференциатах, характерных для данного типа габброидов.

Первые два типа габброидов редко и в небольших объемах дают средние и кислые дифференциаты в виде маломощных жил и линз кварцевых диоритов, аплитов, плагиогранитов или щелочных гранитов. Третий тип габброидов, наоборот, производит значительные объемы щелочных дифференциатов в виде монзонитов, сиенитов и щелочных гранитов (о-ва Кергелен).

Выделенные три типа габброидов и их дифференциаты отражают скорее всего различные условия и соответственно различные объемы выплавки петрохимически однородных, а геохимически гетерогенных горизонтов мантии.

## СРЕДНИЕ ПОРОДЫ

Средние породы представлены в океане диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами (трондьемитами), а также сиенитами. Все эти породы по сравнению с габбро и ультрабазитами составляют очень незначительную часть глубинных пород океана, причем

большинство их находок, особенно сиенитов, приурочены к эродированным вулканическим постройкам океанских островов или включениям в базальтах этих структур. Диориты и кварцевые диориты чаще встречаются в пределах океанского ложа в ассоциации с габброидами в виде маломощных жил и прожилков. Точки находок этих пород приведены в табл. 39.

*Диориты* — лейкократовые породы, состоящие из плагиоклаза — 65—70%, роговой обманки — 26—30%, кварца — 0—4%, второстепенных (пироксен, биотит) и акцессорных (рудные, апатит, циркон) минералов. Вторичные представлены низкотемпературными амфиболами и хлоритом. Состав плагиоклаза колеблется от олигоклаза ( $Ап_{15}$ ) до андезита ( $Ап_{40-45}$ ), он часто бывает зонален. В крупнозернистых диоритах Восточно-Индийского хребта (Кашинцев, 1973) плагиоклаз андезин ( $Ап_{38-40}$ ) образует короткопризматические зерна размером 0,3—2,5 мм, слабо соссюритизирован. Роговая обманка выделяется в виде удлиненно-призматических кристаллов размером 1,5—2,0 мм, плеохроирует в зеленовато-желтых тонах. К сожалению, в литературе практически отсутствуют данные по составу минералов из этих пород. Единственный анализ авгита приводится из лейкодиорита, представляющего включение в базальте о-ва Джервис, Галапагосские острова (McBirney, Williams, 1969). Этот диорит состоит на 75% из зонального олигоклаза и ферроавгита (табл. 40), присутствует гиперстен, железистый оливин. Наличие кумулятивных структур, ксенолитов ультраосновных пород и амфиболитов, встречающихся в диоритах со склонов срединного хребта, позволяет считать (Аументо и др., 1973), что они являются дифференциатами крупных основных интрузий и появляются на поздних фазах их становления.

Кварцевые диориты довольно часто (Бонатти и др., 1973) образуют небольшие жилы во вмещающих их габбро. Например, кварцевый диорит, встреченный в разломе, окаймляющем с востока Восточно-Индоокеанский хребет, состоит из плагиоклаза (50%), роговой обманки (45%), кварца (3%) и биотита (2%). Акцессорные минералы представлены титаномагнетитом, апатитом и сфеном. Плагиоклаз выделяется в виде короткопризматических или неправильных зерен размером 0,3—1,0 мм, часто содержит в виде пойкилитовых включений роговую обманку, иногда выполняет также мелкие трещины. Плагиоклаз по составу относится к андезину ( $Ап_{40}$ ). Роговая обманка образует удлиненно-призматические или неправильной формы зерна (Табл. III, 3), иногда совместно с плагиоклазом выделяется в виде радиально-лучистого агрегата, представляющего собой симплектитовые срастания этих минералов. Кварц в виде изометричных зерен (0,5—1,0 мм) развивается в интерстициях между таблитчатыми кристаллами плагиоклаза. Биотит реакционно замещает роговую обманку, плеохроируя от густокоричневого до светло-желтого. Апатит часто выделяется в виде иголочек и короткопризматических мелких кристаллов среди агрегатов плагиоклазовых зерен.

Таблица 39

## Точки находок диоритов и сиенитов на дне океана

Координаты, структура	Порода	Литература
Срединно-Атлантический хребет (САХ), 96 км западнее оси хребта, 45°46' с.ш., 28°59' з.д.	Диорит	Aumento, 1969 Аumento и др., 1973
Трансформный разлом Океанограф, САХ	Диорит, кварцевый диорит	Otter et al., 1985
САХ, северная граница зоны разлома Романш. 0°18' с.ш., 17°14' з.д.	Кварцевый диорит	Бонатти и др., 1973
САХ, 35°59' с.ш., 47°10' з.д.	Диорит	Thayer, 1969
Архипелаг Зеленого Мыса	Нефелиновый сиенит	Ахметьева и др., 1985
О-в Сан-Мигуэль, Азорский архипелаг	Сиенит*	
Восточные отроги Восточно-Индийского хребта (Хребет 90°). 13°01' ю.ш., 91°15'5 в.д.	Диорит	Кашинцев, 1973
Срединно-Индийский хребет, разлом Арго. 13°34'5 ю.ш., 66°25'5 з.д.	Кварцевый диорит, кварцевый монцитит	Engel, Fisher, 1975
О-в Кергелен	Кварцевый монцитит, кварцевый сиенит, нордмаркит	Молчанова, 1972; Watkins et al., 1974; Dosso et al., 1979
О-в Джервис, Галапагосские острова	Кварцевый сиенит	McBirney, Williams, 1969

\*Образец крупнозернистого сиенита любезно предоставлен доктором Виктором Х. Форьязом из Института Наук о Земле, Понто Делгада, о-в Сан-Мигуэль, Азорские острова (Португалия).

Описаны кварцевые диориты с западного склона САХ, состоящие преимущественно из плагиоклаза — 70%, роговой обманки — 26% и кварца — 4% (Аumento и др., 1973). В ассоциации с ними встречены лейкократовые кварцевые диориты.

*Трондьемиты* или гранодиориты встречаются совместно с диоритами. Порода состоит из плагиоклаза — 42%, роговой обманки — 5%, биотита — 2%, кварца — 25%, рудных минералов — 2% и сростков альбита и калишпата — 24%. Состав плагиоклаза меняется от олигоклаза в центре зерна ( $Al_{20}$ ) до альбита в краях ( $Al_5$ ). Как указывает У.Б. Сайз (1984), трондьемиты, как и диориты, формируются в процессе фракционной кристаллизации базальтовых расплавов и образуют небольшие тела в апикальных частях габбровых комплексов океанской коры.

*Сиениты* — довольно разнообразный по минеральному составу тип щелочных пород. Наибольшее их количество, как уже говорилось, встречено на океанских островах. Характерным минералом сиенитов в отличие от габбро является калиевый полевой шпат, который часто преобладает над плагиоклазом. Последний, в свою очередь, более

Таблица 40

## Химический состав минералов средних пород (диоритов-сиенитов)

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	50,72	37,5	47,1	—	51,29	63,61
TiO <sub>2</sub>	0,48	3,7	1,3	5,2	0,50	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,59	14,2	5,4	1,3	1,36	22,47
FeO'	18,38	18,4	13,9	82,9 (Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	18,9	0,41
MnO	0,76	0,39	0,92	2,50	0,74	—
MgO	8,74	8,3	8,5	1,0	7,72	0,02
CaO	19,71	11,6	21,4	—	17,68	3,13
Na <sub>2</sub> O	0,47	2,5	1,5	—	1,12	8,75
K <sub>2</sub> O	0,09	1,7	—	—	0,21	1,57
En	26,0	30,8	30,0	—	24,9	An 15,1
Wo	42,7	31,0	42,4	—	41,2	Ab 75,9
Fs	31,3	38,2	27,6	—	33,9	Or 9,0
л		2	2			

Дiorит: 1 — клинопироксен из лейкодiorита, включение в базальте, Галапагосские острова (McBirney, Williams, 1969). Сиениты: 2 — клинопироксен, включение в базальте, о-в Tenerif, Канарские острова (Borley et al., 1973); 3 — клинопироксен, там же; 4 — титаномagnetит, там же. Кварцевые сиениты: 5 — клинопироксен, включения в базальте, Галапагосские острова (McBirney, Williams, 1969); 6 — олигоклаз, там же.

кислый по составу, нежели в габбро. Более плагиоклазовые (наименее щелочные) разновидности с кварцем, титан-авгитом и биотитом относятся к монцонитам. Калиевый полевой шпат представлен микроклином и ортоклазом, соотношение плагиоклаза и ортоклаза в породе приблизительно равно. Примером кварцевого монцонита может служить жильная порода из разлома Argo (Engel, Fisher, 1975), состоящая из кварца — 21,5%, калиевого полевого шпата-ортоклаза — 16,5%, зонального плагиоклаза-олигоклаза — 56,0%, роговой обманки — 3%, биотита — 1%, аксессуарных минералов — 2%, в которые входят magnetит, сфен, апатит, циркон. Структура породы микропегматитовая.

Образец крупнозернистого сиенита с о-ва Сан-Мигуэль (Азорские острова) состоит из калиевого полевого шпата — ортоклаза и микроклина (70%), кислого плагиоклаза-олигоклаза, An<sub>22</sub> (10%), эгирин-авгита (5%), амфибола-гастингсита (7%), биотита (5%) и рудного минерала (2%). В качестве аксессуория в биотите присутствует циркон. Биотит реакционно замещает роговую обманку. Возраст породы, определенной К-Аг методом (данные Д.И. Фрих-Хара, ИГЕМ АН СССР), составляет 3 млн лет, т.е. отвечает возрасту вулканизма на острове. Это позволяет отнести рассмотренный сиенит к отторженцу от интрузивного тела сиенитов, залегающих под толщей трахитов и трахибазальтов, формирующих вулканическую постройку на о-ве Сан-Мигуэль.

Монцонит в среднем содержит около 40% калиевого полевого шпата, 20% плагиоклаза, 20% темноцветных минералов, 5% кварца и 5% аксессуариев. В состав темноцветных минералов входят амфибол, биотит, реже титан-авгит. С ростом в породе количества ортоклаза, появлением микроклина, щелочной, роговой обманки и биотита порода приобретает типичные черты сиенита. Кварц содержащие сиениты имеют в своем составе пертиты. Примером постепенных переходов от монцонитов к щелочным сиенитам может служить плутонический комплекс Рельер-дю-Бати на о-ве Кергелен (Молчанова, 1972; Dosso et al., 1979; Watkins et al., 1974).

Переход к щелочным сиенитам (нордмаркитам) фиксируется здесь по появлению щелочных пироксенов и амфиболов. Породы характеризуются наличием железистого оливина ( $Fe_{88}$ ), эгирина, щелочных амфиболов — рихтерита, рибекита, арфведсонита, железистого биотита. Последний совместно с магниезальным арфведсонитом образует каемки вокруг оливина. Разновидностями щелочных сиенитов на о-ве Кергелен являются нефелиновые сиениты, содержащие, помимо плагиоклаза и нефелина, пертиты и натровый амфибол-рибекит (Watkins et al., 1974). Нефелиновые сиениты отмечаются также в архипелаге Зеленого Мыса (Ахметьев и др., 1985), где наряду с этими породами отмечаются и практически безплагиоклазовые нефелиновые породы ультраосновного щелочного состава — ийолиты, уртиты и турьяиты.

Аналитический материал по минералам пород среднего состава крайне скуден (см. табл. 40), что отражает незначительность распространения самих пород. Все клинопироксены по основным компонентам относятся к ферроавгитам ( $FeS_{28-38}$ ) с одинаковым содержанием  $MgO$  (7,7—8,8 мас. %). Однако по другим компонентам, особенно  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$ , эти различия очень существенны. Обращает на себя внимание тот факт, что даже во включениях сиенитов о-ва Тенериф клинопироксены существенно отличаются между собой. Эти факты свидетельствуют о том, что средние, особенно щелочные породы скорее всего формируются при повышенном флюидном режиме, существенно изменяющем температуру кристаллизации в отдельных, локальных участках очага. Крайне близки между собой составы клинопироксенов из лейкодиоритов и калиевых сиенитов включений Галапагосских островов, что позволяет считать эти породы единым последовательно дифференцированным магматическим комплексом глубинных пород под островной структурой.

## КИСЛЫЕ ПОРОДЫ

Кислые породы встречаются в пределах океанских структур очень редко. В отношении этих пород на страницах научных журналов давно ведется дискуссия, которая связана главным образом с вопросом существования в пределах открытых океанских пространств участков континентальной коры (Лучицкий, 1984).

Глубинные кислые породы встречены как в структурах срединно-

Таблица 41

Точки находок глубинных пород кислого состава на дне океана

Структура, координаты	Порода	Литература
Срединно-Атлантический хребет (САХ), 23°31,7' с.ш., 45°07' з.д.	Аплит	Miashiro et al., 1970
Северная Атлантика (профиль Гудзон), 45°46' с.ш., 28°59' з.д.	Альбитовый гранит (трондьемит)	Аументо и др., 1973
САХ, 35°59' с.ш., 47°10' з.д.	Плагмогранит	Quou, Ehlers, 1963
О-в Вознесения	Щелочные граниты	Roedder, Coombs, 1967
О-в Исландия	Плагмограниты, включения в базальтах	Sigurdsson, 1977b
Аравийско-Индийский хребет, разлом Арго	Аплит	Engel, Fisher, 1975
О-в Кергелен	Щелочной гранит	Nougier, 1970

океанских хребтов, в ассоциации с толеитовыми комплексами, так и на островах — с щелочными (табл. 41). В срединных хребтах описаны образцы аплитов (Miashiro et al., 1970; Engel, Fisher, 1975). Мелкие обломки этих пород, встреченные, например, в разломе Арго (Аравийско-Индийский хребет), состоят из кварца, олигоклаза, подчиненных количеств роговой обманки, эгирин-авгита, апатита, сфена, циркона и хлорита. В породе отсутствует калиевый полевой шпат, и она по составу может быть отнесена к плагмограниту или переходной разности — трондьемиту. Структура пород микроpegматитовая.

Щелочные граниты о-ва Кергелен (Dosso et al., 1979) состоят из калиевого полевого шпата, альбита, кварца, щелочного амфибола и эгирина, титаномагнетита и циркона. В отношении щелочных гранитов о-ва Кергелен была особенно острая дискуссия. Из-за этих гранитов земная кора под о-вом Кергелен считалась континентальной (Dietz, Holden, 1971). Дальнейшие исследования показали (Watkins et al., 1974), что граниты о-ва Кергелен являются дифференциатами щелочной магмы и к континентальной коре никакого отношения не имеют. Такую же участь разделили и щелочные граниты других океанских островов. С уверенностью относятся к континентальным гранитам лишь породы Сейшельских островов, как по составу, так и по возрасту имеющие много общего с гранитами Африканского континента. Не рассматривая здесь эффузивы кислого состава, следует отметить прямую связь их с включениями и выходами кислых глубинных пород на островах, причем отмечается, что и те и другие не связаны с континентальной корой, а являются дифференциатами базальтовых магм (Watkins et al., 1974; Baker, 1974; Муравьева, Поляков, 1986).

В предлагаемой работе приведены материалы только по глубинным, интрузивным породам океанской литосферы. Исходя из этого условия, ниже будут рассмотрены главным образом метаморфические преобразования ультраосновных и основных интрузивных пород. Однако, приводя данные по глубинным породам, нельзя обойти вниманием метаморфиты, образующиеся по базальтам и долеритам в нижних частях океанской коры, где они тесно ассоциируют с глубинными интрузивными комплексами. Метаморфические преобразования эффузивов в этих условиях отвечают амфиболитовой и гранулитовой фациям метаморфизма.

*Серпентиниты.* К серпентинитам относятся метаморфизованные перидотиты, в которых первичные минералы составляют менее 10% объема породы. В океане практически нет ультраосновных пород, не затронутых серпентинизацией в той или иной мере. Подавляющее число поднятых со дна океана лерцолитов и гарцбургитов, особенно из трансформных разломов, серпентинизированы на 70—80%. Исходя из этого не имеет смысла ограничиваться описанием только серпентинитов. По-видимому, следует рассмотреть процессы серпентинизации в целом для ультрабазитов независимо от типа породы и структуры, в которой эти ультрабазиты встречены. Многочисленные наблюдения показывают, что степень серпентинизации и ее характер существенно изменяются даже в пределах одного крупного образца или нескольких образцов из одной драги, чему можно было бы привести массу примеров.

Ранние описания серпентинизированных перидотитов из океанских структур (Чернышева, Безруков, 1966) во многом опирались на бытовавшее в то время мнение о существенно хризотиловом типе начальной серпентинизации. Однако в настоящее время анализ серпентинитов из океанских перидотитов показал (Wenner, Taylor, 1971; Bonatti et al., 1984), что в перидотитах ранняя серпентинизация отражена в появлении лизардита. Лизардит преобладает почти во всех массивных серпентинизированных перидотитах океана. Это преобладание отмечается для перидотитов разломов Атлантис и Вима (Miyashiro et al., 1969), разломе Гиббс (Hekinian, Aumento, 1973), на склоне САХ в районе 45° с.ш. (Аumento и др., 1973), в Тихом океане в разломах Кларин (Лазько, 1985), Эквадор (Anderson, Nishimori, 1979), разломе Диамантина—Натуралист в Индийском океане (Nicholls et al., 1981). Причем количество лизардита в породе не зависит от ее типа, так как лизардит развивается по оливину и ортопироксену, которые являются главными породообразующими минералами перидотитов. Скорее всего детальное изучение состава серпентинов в перидотитах других структур подтвердят эту наметившуюся закономерность. Преобладание лизардита в ультрабазитах не зависит и от степени серпентинизации пород.

Лизардит образует чаще всего поперечно-волокнистые агрегаты в тонких неориентированных трещинах в оливине. Образование лизардита по оливину приводит к формированию очень характерных

Таблица 42

## Температурные характеристики различных серпентинитов

Серпентин	Td, °C	Ts, °C		Серпентин	Td, °C	Ts, °C	
		1	2			1	2
Клинохризотил	660	—	80—30	Полигональный	740	—	120—80
Ортохризотил	680	185	200—120	"серпентин"			
Лизардит	700	130	120—80	Антигорит	—	235	—

Td — температура дегидратации; Ts — температура серпентинизации; Данные: 1 — Wenner, Taylor, 1971, 2 — Bonatti et al., 1984.

петельчатых структур (Табл. IV, 1), свойственных серпентинизированным перидотитам. Как правило, начальные этапы серпентинизации, связанные с образованием лизардита, не сопровождаются выделением магнетита. Это может косвенно свидетельствовать о том, что серпентинизация перидотитов начинается на глубине в условиях дефицита окислительных фаз. Изотопный анализ кислорода в серпентинитах показал, что образование лизардита, по различным данным (табл. 42), происходит в интервале 80—120°C. В этом же интервале температур иногда совместно с лизардитом выделяется так называемый полигональный серпентин, представляющий собой плоскостное структурное соотношение лизардита и хризотила (Bonatti et al., 1984). При более высокой (120—200°C) температуре может появляться ортохризотил, который при падении температуры ниже 120° сменяется лизардитом. Ортохризотил в таких случаях образует как бы тонкие шнуровидные выделения в центральной части петели. При наиболее низких (30—80°C) температурах формируется клинохризотил, который сменяет лизардит. Наиболее высокотемпературным серпентином является антигорит. Изучение перидотитов Центральной Атлантики показало, что он сравнительно редко встречается среди остальных серпентинов. Температура его образования отвечает 235°C. Если принять во внимание, что антигорит чаще всего образуется в зонах интенсивной тектонизации, то можно предположить, что его выделение связано с повышением температуры за счет трения между блоками океанской коры. Такого рода антигоровые серпентиниты встречаются в трансформных разломах Атлантики, Вима (Miyashiro et al., 1969) в Атлантике, Клариион и Элтанги — в Тихом океане (Лазько, 1985; Кашинцев, Фрих-Хар, 1978). Антигорит образует сноповидные, листоватые агрегаты, которые развиваются по ранее образованным петельчатым выделениям лизардита и хризотила до образования мономинеральных антигоровых серпентинитов (разлом Клариион, Атлантика). Иногда в парагенезисе с антигоровым отмечается магнизиально-кальциевый амфибол-паргасит (Miyashiro et al., 1969), что дополнительно свидетельствует о высокотемпературном процессе антигоровой серпентинизации.

В парагенезисе с серпентинами, особенно низкотемпературным хризотилом, повсеместно встречается магнетит в виде мельчайших

пылевидных выделений. Длительная экспозиция серпентинитов на дне океана приводит к окислению магнетита. Серпентинизированный перидотит приобретает буровато-рыжую окраску, становится рыхлым за счет частичного замещения серпентина монтмориллонитом. Такие подверженные подводному гальмиролизу серпентиниты наблюдались в Бразильской котловине, в районе Восточно-Индийского хребта и Западно-Австралийской котловины.

Процесс серпентинизации связан с поступлением в ультраосновную породу воды, количество которой увеличивается с 0,5% в неизменной породе до 13,5% в серпентините. Изотопный состав кислорода в серпентинитах показал, что серпентинизация происходит главным образом под воздействием нагретой морской воды (Wenner, Taylor, 1971). Если учесть огромные массы океанской воды, способной проникать по трещинам до глубин 10 км, то следует признать, что действительно главным поставщиком воды при серпентинизации является океан.

Большинство авторов признают, что на стадии лизардитовой и хризотиловой серпентинизации существенных изменений концентраций петрохимических компонентов в породе не происходит, т.е. серпентинизация — процесс изохимический (Дмитриев, 1972). Однако насыщение породы водой без нарушений баланса основных компонентов не беспределен. Как показал Е.Е. Лазько (1987), такой изохимический процесс может идти до тех пор, пока суммарное количество воды не достигнет 10—10,5 мас. %, что соответствует 70—80% серпентинизации. Таким образом, серпентинизация — это процесс минерального преобразования первичной пироксен-оливиновой породы, связанный с вхождением в нее воды и увеличением за этот счет объема породы иногда на 50%. При этом, естественно, уменьшается ее плотность, которая становится заметно меньше перекрывающих серпентиниты габброидов и базальтов. Эта разница в плотностях приводит к тому, что серпентиниты (не без помощи сжимающих тектонических движений) "всплывают" или выдавливаются вверх, образуя порой крупные блоки—хребты на поверхности дна океана (например, хребет Оуэн в Индийском океане в зоне одноименного разлома).

В парагенезисе с серпентином в измененных перидотитах отмечаются гранат, амфиболы, антофиллит, тальк, хлорит.

Значительный интерес представляют образования в гипербазитах граната. Такого рода случаи описаны в Атлантическом (Schwitzer et al., 1970) и Индийском (Чернышева, 1969; Кашинцев, Рудник, 1977; Engel, Fisher, 1969) океанах. Гранат в большинстве случаев относится к гидрогранату. Соотношение гидрограната с вмещающей породой можно продемонстрировать на примере образца тектонической брекчии, поднятой с восточного борта Восточно-Индийского желоба (Хребет 90°) (Кашинцев и др., 1979). Порода состоит из несортированных обломков ультраосновных пород (антигоритовый серпентинит, апогарцбургитовый серпентинит, пироксенит). По внутреннему краю одного из обломков располагается агрегат, состоящий из мелких (0,1—0,5 мм) зерен граната и шестоватых

соразмерных зерен клинопироксена. Пространство между гранатами выполнено пластинчатым низкодвулучепреломляющим серпентином-серпофитом. Форма гранатов неправильная, одни зерна изометричны, другие вытянуты, в проходящем свете минерал имеет коричневаторозовую окраску. Подобные гранаты описаны в Срединно-Индийском хребте. Однако в разломе Мария Целеста гидропрессуляр входит в состав довольно свежего лерцолита, где он составляет около 1—2% объема породы. Гранат содержит 24 мас. %  $Al_2O_3$  и 37 мас. %  $CaO$ . Несколько иного, более железистого и титанистого (андрадит и титанистый андрадит) состава гранаты встречаются в серпентинитах Северной Атлантики, где они ассоциируют с диопсидом и хлоритом. Не исключено, что в данном случае мы имеем дело с так называемым хлограпитом, образованным не по базальту, как обычно, а по перидотиту. В Восточно-Индийском желобе гранаты встречаются в метаморфизованных пироксенитах. Пренитизированный пироксенит состоит на 60% из пренита, образующего компактные, гетеробластовые участки с размером зерен от мельчайших до 0,5 мм. Эти гетеробластовые участки как бы разобщены между собой участками низкодвулучепреломляющего серпентина. В центральных частях нередко наблюдаются прожилки хризотила и более позднего цеолита. Серпентинизированные фрагменты породы неравномернозернистые, в них отмечается большое количество плотных серых агрегатов и мелкоизмельченных крупных зерен клинопироксена. В породе присутствуют скопления граната. Гранат представлен мелкими (0,2—0,3 мм) изометричными зернами, которые ассоциируют с бледно-зеленым почти изотропным хлоритом. Хлорит оконтуривает скопления зерен пироксена. Можно представить, что крупнокристаллический пироксенит в контактовой части ультрабазитового тела подвергся пренитизации. При последующем дроблении в условиях стресса идет процесс хлогропитизации этих пироксенитов.

Более низкобарические, но высокотемпературные процессы преобразования серпентинизированных перидотитов океана приводят к их пироксенизации и фельдшпатизации (Чернышева, 1970; Кашинцев, Фрих-Хар, 1978). В разломе Элтанин в нижней части последовательного разреза океанской коры совместно с серпентинизированными перидотитами подняты биотит-плаггиоклазовые и плаггиоклаз-амфиболовые вебстериты.

Биотит-плаггиоклазовый вебстерит состоит из гиперстена — 85%, диопсид-авгита — 10%, плаггиоклаза и биотита — 5%. Гиперстен выделяется в виде крупных до 10 мм порфиробласт, окруженных мелкозернистым гранобластовым агрегатом клинопироксена, плаггиоклаза и биотита, которые порой образуют пятнистые агрегаты. Коричневая роговая обманка образует каемки вокруг зерен пироксена в ассоциации с листочками биотита. Плаггиоклаз (олигоклаз-андезин) выделяется в виде цепочек или линзочек из мелких (0,1—0,2 мм) округлых зерен. Здесь же встречаются ортопироксениты, в которых минерал слагает гнездовидные скопления из разноразмерных зерен, окруженных агрегатом из листочков талька и тремолита с редкими зернами эпидота и магнетита. Отмечается определен-

ная метомарфическая зональность в распределении этих минералов: пироксен — область обогащения тальком — сплошной нематобластовый агрегат тремолита.

Необычный минеральный состав, структура и метаморфическая зональность свидетельствуют о наличии процессов перекристаллизации и метаморфизма при образовании этих пород. Тесная пространственная связь пироксенитов с серпентинизированными гарцбургитами и лерцолитами обычного облика дает право предполагать наличие динамотермального метаморфизма перидотитов в подошве аллохтона (Кашинцев, Рудник, 1984).

При низкотемпературных преобразованиях перидотиты тремолитизируются, замещаются паргаситом, агрегатом антофиллита, талька и хлорита. Паргасит (натровая роговая обманка:  $Al_2O_3$  — 12,4 мас.%;  $CaO$  — 12,0;  $Na_2O$  — 2,6) встречен в парагенезисе с тальком и магнетитом в серпентинитах разлома Атлантис (Miyashiro et al., 1969). Тальк-тремолитовые парагенезисы имеют очень широкое распространение в серпентинитах океана. Считается, что оталькование и антофиллитизация происходят при аллохимических преобразованиях в условиях привноса  $SiO_2$  (из базальтов). Такие антофиллит-тальковые породы подняты с гребня хребта Карлсберг (Шнюков и др., 1983).

При низкотемпературном метаморфизме на уровне эпидот-амфиболитовой фации перидотиты замещаются тремолитом, тальком и хлоритом. Такие породы встречены в том же Восточно-Индийском желобе. Серпентинит, смятый вплоть до плейчатости, замещается по всей массе породы лучистыми, игольчатыми агрегатами тремолита, промежутки между которыми выполняет хлорит (Табл. IV, 3). Среди этого агрегата полосами развиваются мономинеральные мелкочешуйчатые скопления талька. При рассланцевании эти породы переходят в тальк-тремолит-хлоритовые сланцы, в них реликтов серпентина уже не сохраняется.

Не ясно происхождение встречающихся в разломах горнблендитов с гранобластовой структурой (Табл. IV, 2). Такие горнблендиты были встречены на склонах Восточно-Индийского хребта в ассоциации с перидотитами, габбро и гранулитами. Не исключено, что они представляют собой продукты прогрессивного высокотемпературного метаморфизма, наложенного на породы, ранее метаморфизованные в фации эпидотовых амфиболитов, например те же тремолититы.

Из сравнительно редких преобразований перидотитов в океане следует отметить их окварцевание при милонитизации в хребте Карлсберг (Cann, Vine, 1966) и в Западно-Индийской котловине (Безруков, Кашинцев, 1974).

Метаморфические преобразования основных пород океана приводят к образованию метагаббро, амфиболитов и амфиболитовых сланцев, гранулитов как по габбро, так и по базальтам.

*Метагабброиды.* Практически все образцы габброидов океана в той или иной степени затронуты вторичными процессами. Поэтому во избежании повторений ниже приводится общее описание низкотемпературных метаморфических преобразований этих пород.

Как уже отмечалось выше, оливин в троктолитах и оливиновых габброидах замещается серпентином, иддингситом и тальком. Реже (Восточно-Индийский желоб) среди габброидов встречается оливин, замещенный хлоритом. Ортопироксены в габбро-норитах чаще всего замещаются низкотемпературными амфиболами актинолит-тремолитового ряда или хлоритом. Однако, например, в разломе Арго описано замещение гиперстена тальком (Белевцев и др., 1979). По клинопироксену, как правило, развиваются роговая обманка, тремолит-актинолит или спутанно-волокнистый уралит, на которые, в свою очередь, накладывается хлорит. Тремолитизированный клинопироксен в отдельных случаях (габбро Бразильской котловины) замещается низкотемпературным амфиболом типа феррогастингсита, плеохроирующего в голубовато-зеленых тонах, который пятнами неправильной формы развивается по тремолиту. В целом процесс амфиболитизации габбро довольно сложен и многостадийен. Довольно часто в породе можно наблюдать первую стадию амфиболитизации, которая проявляется в обрастании зерен клинопироксена темно-бурой до зеленоватого цвета роговой обманкой (Табл. V, 1а), по которой, в свою очередь, развиваются более низкотемпературные амфиболы. Такое последовательное замещение можно, например, наблюдать в габброидах Восточно-Индийского хребта, Бразильской котловины, разлома Кларин (Лазько, 1985), габбро скв. 735 (Западно-Индийский хребет) (Robinson et al., 1988). Тремолит, замещающий клинопироксен и роговую обманку, образует таблитчатые (Табл. V, 1б), часто шестоватые или игольчатые кристаллы и их агрегаты. Плагноклаз при низкотемпературных изменениях габброидов чаще всего сосюритизируется. Следующая стадия выражается в его пренитизации и хлоритизации (Табл. V, 1в). Интенсивная, вплоть до псевдоморфоз, пренитизация наблюдается, например, в плагноклазах габброидов Галапагосского рифта (впадина Хесса). Характерной чертой метагаббро является сохранение первичных магматических структур. Однако очень часто среди метагаббро отмечаются катаклазированные и подробленные породы, состоящие из неправильной формы обломков габбро, окруженных тонкоперетертым или мелкообломочным цементом (Табл. VI). Этот цемент представляет собой смесь мелких обломков минералов тех же габброидов. Такие катаклазированные габброиды чаще всего встречаются в ассоциации с серпентинитами, претерпевшими также частичный катаклаз и милонитизацию. Примером высокотемпературной (700—800°C) постинтрузивной перекристаллизации могут служить метагаббронориты скв. 334 (Helmstaedt, Allen, 1977), которые претерпевают деформацию с образованием порфиروгранобластовых структур. Порода состоит из порфиробласт клино- и ортопироксена (диопсид), плагноклаза ( $An_{80-65}$ ) и гранобластового агрегата тех же минералов, частично замещенных тремолитом и актинолитом.

Однако встречаются милонитизированные габброиды и внутри собственно габбрового комплекса. Например, в скв. 733 и 735 описаны катаклазированные и милонитизированные оливиновые габбро, которые венчают габбровый разрез, а также образуют маломощные

зоны между отдельными габбровыми толщами на глубине 224 м от поверхности дна.

Катаклаз габбро выражается в постепенном нарастании степени дробления. Сначала в плагиоклазе и пироксене появляется мозаичное угасание зерен, затем искривление двойников и спайности, наконец дробление с образованием гранобластовых участков, сложенных мелкими зернами тех же минералов (Табл. VI, 1а). При интенсивном катаклазе происходит полная дезинтеграция минералов на мелкие обломки и цемент с образованием милонита (Табл. VI, 1б, 1в), что можно, например, наблюдать в брекчированных габброидах на восточном склоне Восточно-Индийского хребта (Кашинцев, 1973).

Образование метагаббро связано с низкотемпературными динамотермальными изменениями, происходящими на разной стадии метаморфизма породы. Выделение каемок роговой обманки с последующим замещением ее на тремолит, уралит и хлорит может происходить в автометаморфическую стадию при постепенном падении температуры как самого магматического тела, так и вызывающих гидротермальный метаморфизм флюидов. Здесь не ставится задача разобрать всю термодинамику этого процесса, так как по этому вопросу есть специальная литература. Можно лишь сослаться на некоторые работы (Миясиро и др., 1973), показывающие, что такого рода преобразования габбро могут происходить под срединно-океанскими хребтами при  $T = 450\text{--}500^\circ\text{C}$  и давлении до 6 кбар, т.е. отвечают условиям, переходным от амфиболитовой к зеленосланцевой фации метаморфизма. Отражая локальный характер метаморфизма в зоне растяжения, а не сжатия, рекомендовано не относить этот тип метаморфизма к региональному.

Наряду с автометаморфическими преобразованиями габброидов в океане встречаются метагаббро, генезис которых связан с иными процессами. К ним можно в первую очередь отнести метагаббро, возникающие при контактовых воздействиях горячей базальтовой магмы на вмещающие габброиды. Такого рода габбро описаны в Срединно-Атлантическом хребте на  $6^\circ$  с. ш. (Bonatti et al., 1975). Порода состоит из фенокристов зонального плагиоклаза ( $An_{60-20}$ ) с прожилками пеннина, тремолита и смектита, более мелких зерен этих минералов в межгранулярных участках. Отмечаются три типа роговых обманок, замещающихся уралитом и тремолитом: крупные зерна коричневой роговой обманки, зеленая роговая обманка с вростками феррогастингсита и вторичные амфиболы тремолит-актинолитового ряда. Порода на контакте с базальтом приобретает микрополосчатость с обособлением плагиоклаза и амфибола. Мощности контактовых изменений невелика, всего 10—20 см, так что среди широко развитых на дне океана метагабброидов эти разновидности занимают скорее всего небольшой объем. Образование контактовых метагаббро происходит при  $T=400\text{--}500^\circ$  в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма.

Наконец, следует сказать о крайне низкотемпературных изменениях метагаббро. В разломе Атлантик встречены габброиды, почти

полностью замещенные хлоритом. Такого рода мономинеральные хлоритовые породы отмечаются также в районе Восточно-Индийского хребта. Хлоритизация габброидов связывается с метасоматическим воздействием на них морской воды, которая в нагретом состоянии циркулирует по трещинам в зоне разломов (Miyashiro et al., 1979).

Другим примером метасоматических преобразований габброидов могут служить родингиты — породы, образующиеся по габбро в условиях низких температур, привноса  $\text{CaO}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  и выноса  $\text{SiO}_2$  и щелочей. В родингитах широко развиты пренит (по плагиоклазу), вторичные амфиболы, хлориты и карбонаты. Такого рода родингиты встречаются, например, в экваториальной части Срединно-Атлантического хребта (Honnorez, Kirst, 1975).

Высокий постоянный тепловой поток в районе срединного хребта, где образуется большая часть метагаббро, затрудняет точное определение источника метаморфизма. Если учесть незначительное содержание воды в толеитовых магмах, то амфиболитизация, связанная с автосоматизмом, не может иметь больших масштабов. Видимо, процессы автосоматической амфиболитизации возможны в апикальных частях интрузий, где могут скапливаться остаточные флюиды. Эти же процессы скорее всего происходят в контактовых зонах габбровых интрузий с вмещающими породами, ранее прошедшими метаморфизм с выделением гидроксилсодержащих минералов. Главным, на наш взгляд, процессом низкотемпературных преобразований габбро является просачивание нагретых океанских вод по микротрещинам, постепенное насыщение ими интрузивного тела, особенно в приконтактных зонах и ретроградный метаморфизм по мере остывания и отхода от зоны максимального теплового потока.

Катаклаз и милонитизация габброидов могут быть связаны с двумя причинами. Во-первых, активная тектоника в области срединного хребта и секущих его трансформных разломов, связанная с разрастанием океанского дна, т. е. движением отдельных плит и блоков коры. Пример тому зоны дробления и милонитизации в толще габбро, вскрытые скв. 733 и 735 в 118-м рейсе "Джойдес Резолюшн", наблюдения с подводных аппаратов в зоне разлома Кейн (Karson et al, 1987; Зоненшайн и др., 1989). Вторым источником могут быть серпентинизированные перидотиты, протрузивно внедряющиеся ("всплывающие") в вышележащие толщи габброидов и базальтов. При своем продвижении вверх они тектонически воздействуют на вмещающие габбро, которые при этом дробятся и рассланцовываются, а в зоне непосредственного контакта претерпевают динамотермальный метаморфизм. Блоки и обломки таких метаморфизованных и катаклазированных габброидов выносятся серпентинитами вплоть до поверхности дна. Примером сонахождения серпентинитов и катаклазированных габбро могут служить многочисленные трансформные разломы, а также участки дна океана, осложненные разломами, окаймляющими срединный хребет (плато на  $45^\circ$  с. ш. западнее САХ).

Амфиболиты океана подробно описаны в работе С.А. Силантьева

Таблица 43

## Составы амфиболов из некоторых метагаббро океана

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	43,75	52,24	47,96	48,73	49,11	56,75	51,55
TiO <sub>2</sub>	1,42	0,84	0,68	0,21	0,15	0,14	0,62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,84	4,33	3,84	1,97	1,43	0,42	3,66
FeO	12,25	12,14	20,09	18,85	20,37	7,20	11,36
MnO	0,13	0,16	0,26	0,28	0,24	0,23	0,22
MgO	14,03	16,40	12,23	12,45	11,56	20,44	16,45
CaO	11,25	11,03	10,71	11,58	11,74	11,80	11,57
Na <sub>2</sub> O	2,29	1,00	0,76	0,37	0,32	0,13	0,82
K <sub>2</sub> O	0,07	0,02	0,15	0,09	0,07	0,00	0,02
Cl	0,25	0,11	—	—	—	—	—

1 — порфирыобласти амфибола, среднее из 8 анализов, хребт Математиков (Vanko, Batiza, 1982); 2 — ядро зерна амфибола, там же; 3—4 — отдельные зерна актинолита, метагаббро, САХ, 6° с.ш. (Bonazzi et al., 1975); 5 — кайма актинолита вокруг зерна роговой обманки, там же; 6 — тремолит из метагаббро-норита, скв. 334, САХ (Helmstaedt, Allen, 1977); 7 — бледно-зеленая актинолитовая роговая обманка, там же.

(1983), который считает их продуктами регионального метаморфизма. Амфиболиты чаще всего формируются по габброидам, однако отмечаются случаи их образования по долеритам (хребт Палмер в Атлантическом океане) и базальтам (разлом Элтанин).

Амфиболиты — это массивные или полосчатые породы со следами внутренней ориентировки минералов. В зависимости от степени метаморфизма и состава исходного вещества амфиболиты могут быть сложены кварцем, плагиоклазом (олигоклаз-альбит), биотитом, роговой обманкой, эпидотом, магнетитом и сфеном. В составе пород преобладают амфибол и плагиоклаз. Роговая обманка представлена зеленовато-бурой разновидностью, образует агрегаты из мелких аллотриоморфных зерен или бластопорфировых выделений. Она замещается низкотемпературным амфиболом тремолит-актинолитового ряда. Химические анализы некоторых амфиболов приведены в табл. 43.

Плагиоклаз образует агрегаты округлых, неправильных, чаще всего несдвойникованных зерен (Табл. VII, 1а). Состав его варьирует от альбит-олигоклаза до олигоклаз-андезина. Например, в Западно-Австралийской котловине в ассоциации с основными и ультраосновными породами встречены амфибол-эпидот-альбитовые амфиболиты, относящиеся к наиболее низким ступеням метаморфизма амфиболитовой фации при переходе к эпидот-амфиболитовой (Безруков, Кашинцев, 1974). Во впадине Романш в отдельных амфиболитах наблюдаются полосы, обогащенные рудным минералом (Плошко и др., 1971), а например, в разломе Арго пылевидный магнетит насыщает ксеноморфные зерна роговой обманки (Engel, Fisher, 1969).

В амфиболитах Северной Атлантики на 45° с. ш. (Аументо и др., 1973)

в качестве второстепенных минералов отмечаются кварц, биотит и ортоклаз.

Амфиболиты подвержены ретроградному метаморфизму. При этом плагиоклаз может замещаться пренитом, как, например, в амфиболитах разлома Атлантис (Миясиро и др., 1973), или эпидотом (амфиболиты Марианского желоба) (Рудник и др., 1978).

При интенсивном рассланцевании и метаморфизме основных пород, в том числе базальтов, могут образовываться амфиболитовые сланцы. Примером таких пород могут служить сланцы, поднятые в разломе Элтанин (Кашинцев, Жданов, 1981). Сланцы не однородны по составу, отмечаются прослои актинолита с примесью хлорита, эпидота, пренита и плагиоклаза с кварцем (Табл. VII). Текстура пород сланцеватая, с элементами плейчатости вплоть до образования микроскладок с размахом крыльев до 2—4 см, осложненных, в свою очередь, более мелкой плейчатостью (Табл. VII, 1в). Структура амфиболитов лепидо-нематогранобластовая (Табл. VII, 1б) в зависимости от преобладания в сланцах прослоев плагиоклаза и кварца. Общий минеральный состав отдельных обломков меняется от лейкократового до меланократового. В состав различных образцов амфиболитов входят следующие минералы (в %): актинолит (40—80), хлорит (10—15), кислый плагиоклаз — андезин,  $Ap_{31}$  (23—25), основной плагиоклаз — анортит,  $Ap_{90}$  (2—3), кварц (3—5), гематит (8—13) и пирротин (1—2). Среди второстепенных минералов отмечаются мусковит, эпидот, пренит; акцессорных — апатит, ципрон, сфен, рутил, лейкоксен и муассанит (SiC). В табл. 44 приведены химические анализы минералов из амфиболитовых сланцев. Изучение их состава показало, что сланцы формировались в фации эпидотовых амфиболитов при температуре около 430°C. Наличие в породе таких высокобарических при выявленных низких температурах минералов, как мускавит, гематит и пирротин, позволяет связать их генезис с условиями, которые могли существовать при трении, возникшем в результате надвигания мощной (около 5 км) пластины океанской коры на нижележащие базальты, которые в контакте с этой пластиной в результате метаморфических преобразований превратились в амфиболитовые сланцы.

*Гранулиты* или гранулитоподобные породы основного состава наблюдались в Аравийско-Индийском хребте (Чернышева, 1970; Розанова, 1972), в Восточно-Индийском желобе (Кашинцев, Рудник, 1977), в разломе Элтанин в Тихом океане (Кашинцев, Фрих-Хар, 1978). Гранулиты Аравийско-Индийского хребта имеют хорошо выраженную нематобластовую гранулированную структуру и линзовидно-полосчатую текстуру. Порода состоит из аллотриоморфных зерен зонального плагиоклаза лабрадор-андезина ( $Ap_{35-65}$ ), моноклинного пироксена-диаллага, образующего мозаичный гранобластовый агрегат в ассоциации с уралитом. Совместно с клинопироксеном в этом агрегате наблюдаются также зерна оливина, ортопироксена и бурой роговой обманки. Гранулиты были образованы при метаморфизме габброидов в стрессовых условиях и температуре около 800°C (Розанова, 1972).

Таблица 44

Состав породообразующих минералов актинолитовых сланцев разлома Элтанни

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	44,99	60,07	51,43	51,49	29,94	0,46	0,50
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,13	0,45	0,44	0,19	0,23	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34,30	24,31	4,77	4,99	16,44	0,32	0,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	96,93	—
FeO	0,36	0,29	10,31	10,59	17,39	—	51,91
MnO	0,32	0,32	0,80	0,78	0,69	0,70	0,50
MgO	0,09	0,06	17,18	17,63	21,64	0,18	0,22
CaO	18,55	6,39	11,61	11,14	0,19	0,19	0,21
Na <sub>2</sub> O	1,06	7,78	0,53	0,59	0,23	0,09	0,10
K <sub>2</sub> O	0,12	0,12	0,15	0,13	0,12	0,12	0,13
H <sub>2</sub> O	—	—	2,00	2,00	12,00	—	—
Ап	90,2	31,1	—	—	—	—	—

1, 2 — плагиоклазы; 3, 4 — актинолиты; 5 — хлорит; 6 — гематит; 7 — пирротин.

Гранулиты, встреченные в пределах тектонической зоны в восточной части Восточно-Индийского хребта (Кашинцев и др., 1981), представлены двупироксен-роговообманковыми и плагиоклаз-пироксен-амфиболовыми разновидностями. В первом случае это плотные породы с пятнисто-такситовой текстурой. Структура породы немагнетогранобластовая, обусловлена линзовидными и полосчатыми скоплениями порфиробластовых выделений породообразующих минералов, окруженных гранобластовым агрегатом тех же минералов (Табл. VIII, 1). Порода сложена аллотриоморфными, лишенными двойников зернами плагиоклаза (Ап<sub>30-50</sub>) — 30%, клинопироксеном-диопсидом — 30%, серпентинизированным ортопироксеном — 20% и амфиболом — 20%. Вторичные минералы: пренит, цеолиты, хлориты, серицит и сосюрит. Клинопироксен по периферии зерен ретроградно замещается зеленой роговой обманкой. По ортопироксену, помимо серпентина, развивается хлорит (Табл. VIII, 2).

Слагающие породы минералы концентрируются в полосы, где в одних преобладает клинопироксен, роговая обманка и сосюритизированный плагиоклаз, а в других — ортопироксен, роговая обманка и серицитизированный плагиоклаз (андезин). По простиранию полосы переходят одна в другую, имеются зоны с одинаковым количеством всех перечисленных минералов. Тем не менее наличие нечетко выраженной полосчатости и такситовых текстур отражает генетические особенности формирования гранулитов. В условиях гранулитовой фации первоначально формировались полосы, сложенные ортопироксеном-плагиоклазом и клинопироксеном-плагиоклазом. Появление роговой обманки в парагенезисе с диопсидом отражает ретроградный метаморфизм амфиболитовой фации. На это указывает присутствие кислого плагиоклаза с серицитом. Порода раздроблена

более поздними трещинами, залеченными пренит-цеолитовым минеральным агрегатом.

Гранулиты, поднятые со дна в той же тектонической зоне, но несколько севернее, отличаются лишь отсутствием ортопироксена и большим развитием минералов группы амфибола. Выделяются три типа роговых обманок. Первый образует аллотриоморфные зерна и агрегаты в отдельных прослоях. Минерал плеохроирует в зеленовато-коричневых тонах. Второй тип светло-зеленого цвета также образует аллотриоморфные зерна и вместе с тем в виде каемок развивается вокруг роговой обманки первого типа и по клинопироксену. Можно предположить, что изначальный метаморфизм был на уровне, переходном между амфиболитовой (коричневая высокотемпературная роговая обманка) и гранулитовой (клинопироксен, плагиоклаз-лабрадор) фациями. Наконец, третий тип амфиболов представлен шестоватыми, игольчатыми выделениями светло-желтой до бесцветной роговой обманки, развивающейся по всем ранее образованным минералам. Форма зерен амфиболов, их взаимоотношения между собой и пироксеном позволяют считать, что гранулит претерпел две ступени ретроградного метаморфизма в условиях амфиболитовой фации при постепенном снижении температуры и давления. В обоих случаях минеральный состав пород предполагает их образование либо по габброидам (габбро-норитам), либо долеритам в зоне интенсивных тектонических дислокаций при дополнительном прогреве за счет более поздних магматических процессов.

Несколько иного плана гранулиты были встречены в разломе Элтанин, Тихий океан. Породы обнаружены в ассоциации с амфиболитовыми сланцами в основании мощной пятикилометровой океанской коры. Порода имеет типичную линзовидно-такситовую, неяснополосчатую текстуру. В ее состав входят оливин, диопсид-авгит, гиперстен, различные плагиоклазы, амфибол и биотит. Минералы слагают короткие выклинивающиеся полосы и гнезда. По минеральному составу выделяются: пироксен-амфибол-плагиоклазовые, те же, с оливином и биотитом, плагиоклазовые гранулиты. Чаще всего отмечается следующий парагенезис: диопсид-авгит (40%), амфибол (25—30%), олигоклаз (15%), оливин (10%), гиперстен (5%), рудный минерал (2%), биотит (1%), апатит (1%). Структура породы обусловлена наличием единичных идиоморфных порфиروبласт или гнездовидных мелкозернистых гранобластовых агрегатов оливина, располагающихся между участками, сложными преимущественно пироксеном и плагиоклазами (Табл. VIII, 3). Образование гранулитов связывается с динамотермальным метаморфизмом в кровле автохтона при надвигании одной плиты на другую в зоне трансформного разлома (Кашинцев, Фрих-Хар, 1978).

Таким образом, метаморфические преобразования основных пород, в том числе долеритов и базальтов, сводятся в конечном счете к формированию двух типов метаморфитов-амфиболитов и гранулитов, а при интенсивных стрессовых напряжениях — сланцев того же состава. С некоторыми упрощениями можно выделить три стадии

преобразования пород, особенно габброидов. На первой стадии происходит низкотемпературный авто- или аллометаморфизм в условиях отсутствия динамических напряжений. В зависимости от температуры при этом могут образовываться амфиболитизированные габбро, родингиты, амфиболиты с сохранением реликтов первичных магматических структур. Вторая стадия включает высокотемпературные преобразования габброидов в условиях динамических напряжений с образованием амфиболитов и гранулитов, обладающих типичными стресс-структурами: полосчатостью, макро- и микро-сланцеватостью породообразующих минералов, широким развитием такситовых структур. Наконец, при низкотемпературном динамометаморфизме происходит обычно дробление, рассланцевание и милонитизация пород без существенных изменений в минеральном составе. На самом деле в каждом конкретном случае мы наблюдаем не указанную последовательность, а сочетание одной или двух указанных стадий метаморфизма в одной породе. Кроме того, следует учитывать в каждом конкретном случае высокотемпературных преобразований наличие ретроградного метаморфизма.

При низкотемпературных изменениях, судя по смене минералов, наблюдается постепенный ретроградный метаморфизм, связанный с постепенным остыванием интрузивного тела, сложенного габброидами. Характерной чертой такого автометаморфизма с постепенным падением температуры при низком давлении является сохранение первичных структур породы. Вместе с тем, попадая в условия повышенных стрессовых напряжений, проходящих на фоне постоянного высокого теплового потока (рифт, пересечение его с трансформным разломом), габброиды превращаются в породы, структура которых заметно отличается от первичных габбровых или габбро-офитовых структур. Во-первых, под влиянием напряжений, которые испытывает порода, зерна породообразующих минералов претерпевают катаклиз и грануляцию, а при более интенсивных напряжениях — рассланцевание. При этом в силу различной компетентности плагиоклазов, пироксенов и амфиболов образуется метаморфическая слоистость, выраженная чередованием существенно плагиоклазовых и амфиболовых (пироксеновых) слоев. В зависимости от температуры, сопровождающей эти динамотермальные преобразования, получают гранулиты или амфиболиты. Судя по изменению состава минералов и структуры породы, чаще всего метаморфизм происходит по следующей схеме. Процесс метаморфического перерождения начинается с автометаморфизма габбро с образованием породы, сохранившей первичную структуру при частичном замещении высокотемпературных минералов магматического генезиса минералами низкотемпературными (уралит, хлорит). Локальное повышение стрессовых напряжений в зоне трансформного разлома или блоковых подвижек в районе рифтовой долины и дополнительный прогрев приводят к образованию амфиболитов, а затем и гранулитов. Затухание магматической активности или ее длительный перерыв сопровождаются медленным остыванием гидротерм, вызывающих повторный ретроградный метаморфизм

вновь сформированных гранулитов и амфиболитов. Наблюдается замещение роговой обманки вновь на тремолит-актинолитовые разновидности, которые, в свою очередь, переходят в хлорит. Плагиоклаз в этом процессе изменяется от битовнит-лабрадора до альбит-андезина, потом вновь до андезин-лабрадора и даже битовнита (гранулиты), затем при ретроградном метаморфизме амфиболитов плагиоклазы могут опять альбитизироваться. Отсюда противоречивые выводы, связанные с изучением процессов альбитизации. Например, в Западно-Индийском хребте, по описаниям В. И. Чернышевой (1970), процесс дробления и грануляции происходит после главного этапа альбитизации, а в хребте Карлсберг динамометаморфизм предшествовал гидротермальному изменению пород и их альбитизации (Matthews et al., 1966). Все эти преобразования (за исключением гранулитов) проходят на границе зеленосланцевой фации метаморфизма, т. е. в интервале 400—550°C. Если учесть, что на выходе "черных курильщиков" температура гидротермы составляет более 300°C, то глубже под основными верхними базальтовыми комплексами температура должна естественно превышать эту величину.

Большая часть метаморфизованных габброидов — это продукт не регионального, а локального метаморфизма под действием трех факторов: гидротермальных растворов, термального воздействия новых порций лав на уже застывшие, ранее образованные комплексы и, наконец, динамических напряжений при тектонических подвижках. Например, наблюдениями в районе Срединно-Атлантического хребта в районе разлома Кейн на 24° с. ш. (Karson et al., 1987) с подводного обитаемого аппарата удалось проследить, что между разломами сбросово-сдвигового типа габбро не изменены или очень слабо деформированы, а непосредственно в разломах наблюдается интенсивная милонитизация и образование амфиболитов в результате гидротермальной перекристаллизации.

### Глава 3

#### ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ ПОРОД

Главная задача петрохимических исследований горных пород — это выяснение особенностей отдельных их комплексов с целью выделения обособленных пространственно-временных геохимических формаций. В настоящее время накопилось очень большое количество первичного аналитического материала даже по сравнительно редким глубинным породам. Привести его весь в одной работе не представляется возможным. Поэтому приходится пользоваться либо среднестатистическим материалом, либо отдельными наиболее представительными и характерными для каждого отдельно взятого комплекса выборочными анализами. При их использовании следует учитывать, что наибольшее число проанализированных

пород попадает на образцы из зон трансформных и других разломов. Но именно этот факт в значительной мере влияет на качество анализов. Абсолютное большинство проб из этих разломов представлено сильно дислоцированными и гидротермально измененными разновидностями пород, что в первую очередь отражается на концентрациях элементов-примесей, а частично на петрогенных элементах, особенно щелочах. Кроме того, образцы поднимаются со дна, где они значительное время подвергаются подводному гальмиролизу. Закисное железо переходит в окисное, образующиеся лимонитовые агрегаты в значительной степени сорбируют микроэлементы из морской воды, нарушая первичные их соотношения в породе. Все эти особенности морской геологии следует учитывать при построении геохимических моделей. Второе необходимое замечание. Приводимые в литературе анализы пород в подавляющем большинстве случаев отражают их авторское название без объективной характеристики минерального состава, который имеет заметные колебания. Поэтому отдельные анализы без модального минерального состава только с оговорками могут сравниваться с анализами аналогичной породы из другой структуры для получения генетических выводов.

#### УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ

В силу специфики химического состава, определяющего высокомагнезиальный характер этой группы интрузивов (MgO составляет около 40—45% всей суммы компонентов), наиболее информативными петрохимическими критериями является отношение атомных количеств магния и железа (M/F). Значительную информацию дают также содержания в перидотитах  $Al_2O_3$ , CaO и щелочей. При выяснении формационности часто используются концентрации  $TiO_2$  и  $Cr_2O_3$ .

Основная задача петро- и геохимического анализа ультраосновных пород — это выяснение их первичной мантийной природы, степени деплетированности, особенностей состава в связи с принадлежностью к той или иной структуре океанского дна, изменения состава в процессе эволюции отдельных комплексов, сравнение с древними офиолитами для выяснения общей эволюции земной коры во времени и в конечном результате формационный анализ перидотитов в целом.

При рассмотрении вопросов петрохимии ультраосновных пород необходимо остановиться на вопросах серпентинизации, так как большая часть образцов, как уже говорилось, в значительной степени серпентинизирована. Изучение этого процесса и его влияния на изменения химического состава исходной породы привело к выводу (Дмитриев, 1972), что процесс серпентинизации изохимичен. При ранней серпентинизации происходит резкое увеличение структурной воды, за счет которой серпентинизированные перидотиты увеличивают свой объем до 50%, при этом может наблюдаться незначительный вынос кальция. Анализ выборок серпентинитов показал (Лазыко, 1987), что при содержании  $H_2O^+$  до 10,5 мас. % (соответствует

Таблица 45

## Химические составы гарцбургитов

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	46,66	46,06	45,64	45,71	44,08	44,01	46,17
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,06	0,04	0,07	0,08	0,03	0,46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,14	1,57	1,41	2,18	1,40	3,01	3,11
FeO'	8,32	9,54	8,58	9,50	8,98	7,41	7,91
MnO	0,09	0,14	0,12	0,12	0,11	0,05	0,12
MgO	43,16	41,10	43,25	40,61	43,29	44,22	39,34
CaO	0,79	1,24	0,80	0,91	1,35	0,58	1,27
Na <sub>2</sub> O	0,02	0,24	0,14	0,17	0,06	0,18	0,19
K <sub>2</sub> O	0,01	0,02	0,02	0,02	0,04	0,02	0,04
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,43	—	0,51	0,37	0,45	0,33
NiO	—	0,18	—	0,21	0,30	—	—
M/F	9,3	8,5	8,9	7,6	8,5	10,7	8,9
n		5	4	3	6		

Атлантический океан: 1 — разлом 43° с.ш., САХ (Shibata, Thompson, 1986); 2 — разлом Атлантис (Дмитриев и др., 1974); 3 — склон рифта САХ, 26° с.ш. (Tiezzi, Scott, 1980); 4 — разлом Кейн (Miyashiro et al., 1969); 5 — скв. 395 (Arai, Fujii, 1979); 6—7 — разлом Романш (Бонатти и др., 1973); 8 — разлом Чейн (Бонатти и др., 1973). Индийский океан: 9 — разлом Оуэн (Белевцев и др., 1984); 10 — гребень Аравийско-Индийского хребта (Чернышева, Безруков, 1966); 11 — разлом Витязь (Чернышева, 1969; Дмитриев, Шараськин, 1972; Щека и др., 1969); 12 — разлом Мария Целеста (Белевцев и др., 1984).

Компо- ненты	16	17	18	19	20	21
SiO <sub>2</sub>	45,90	46,01	41,25	43,02	41,41	45,83
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,20	0,03	0,06	0,05	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,08	0,20	1,53	1,63	2,48	1,04
FeO'	9,34	7,27	8,80	8,05	5,77	10,11
MnO	0,14	0,11	0,16	0,11	0,44	0,13
MgO	42,40	45,79	45,81	44,89	36,11	41,12
CaO	0,91	0,23	1,38	0,79	0,52	0,77
Na <sub>2</sub> O	0,17	0,10	0,44	0,29	0,16	0,32
K <sub>2</sub> O	0,03	0,03	0,08	0,15	0,39	0,10
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,20	—	—	0,40	—	—
NiO	—	—	—	0,33	—	0,20
M/F	8,2	11,1	9,3	9,9	4,1	7,2
n	3	2			4	5

8	9	10	11	12	13	14	15
44,09	46,15	46,45	45,12	45,33	46,19	44,19	43,75
0,04	0,06	0,23	0,20	0,13	0,14	0,02	сл.
2,33	2,18	4,17	1,95	3,36	2,76	1,84	1,85
9,45	7,75	8,48	8,05	9,26	6,90	6,70	11,21
0,46	0,28	0,55	0,19	0,14	0,23	0,10	0,20
41,04	41,55	38,61	43,37	40,47	43,19	43,82	40,93
0,42	1,79	0,52	0,82	0,98	1,33	0,29	0,15
0,47	0,24	0,44	0,16	0,24	0,20	0,07	0,66
0,05	—	0,14	0,05	0,10	0,07	0,01	0,09
0,51	—	—	—	—	—	—	0,55
—	—	—	—	—	—	—	0,27
7,0	9,5	8,1	9,5	7,8	11,2	11,7	6,5
	2		12	3	3		5

др., 1984); 13 — Западно-Индийский хребет, склон рифта (Чернышева, 1969). Тихий океан: 14 — Галапагосский рифт, разлом Эквадор (Anderson, Nishimori, 1979); 15 — разлом Кларнон (Лазыко, 1985); 16 — разлом Элтанн (Кашинцев, Рудник, 1984); 17 — Марианский желоб (Рудник и др., 1978). Включения в базальтах островов: 18 — о-в Лас-Пальмас, Канарские острова (Munoz et al., 1974); 19 — о-в Лансароте, Канарские острова (Кутолин, 1975). 20 — Атлантический океан, Бразильская котловина (данные автора). 21 — Атлантический океан. Трансформный разлом Зеленого Мыса (Строение зоны разлома Зеленого Мыса,.... 1989).

70—80% серпентинизации) в породе не наблюдается каких-либо существенных петрохимических изменений. Таким образом, можно считать, что серпентинизированные на 70—80% перидотиты, пересчитанные на безводный остаток, в определенной степени близки первичному составу породы.

Наиболее обширный петрохимический и геохимический материал по ультраосновным породам касается срединных хребтов и пересекающих их трансформных разломов, что отражает более широкую изученность этих структур. По общей железистости и содержанию СаО выделяются две группы пород: гарцбургиты и лерцолиты, среди которых по вариациям других компонентов отмечаются характерные подгруппы или группы.

Гарцбургиты имеют низкие содержания СаО (0,15—1,79%), Na<sub>2</sub>O (0,02—0,66) и K<sub>2</sub>O (0,01—0,39) (табл. 45). По соотношению в них Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и M/F (рис. 39) составы гарцбургитов делятся на несколько групп, отражающих петрохимическую специфику этих пород в различных океанах. В пределах одного и того же океана состав пород варьирует, образуя тренд, в котором с увеличением магнезиальности пород падает в них содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Однако эти тренды располагаются на различном уровне по соотношению магнезиальности и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, отражая специфику состава пород каждого отдельного океана.

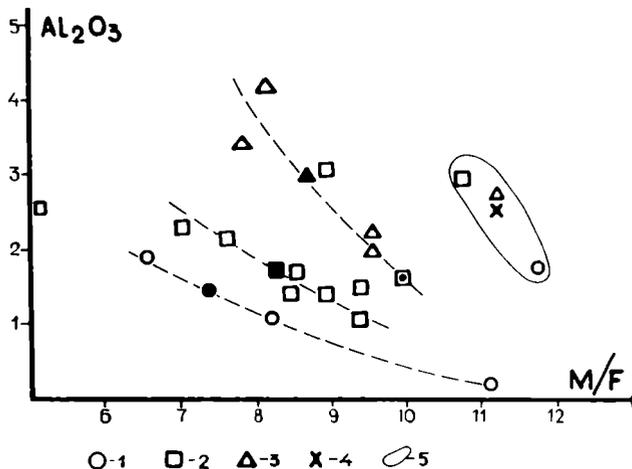


Рис. 39. Средние составы гарцбургитов различных структур океанов на графике  $Al_2O_3$ — $M/F$

1 — Тихий океан; 2 — Атлантический океан; 3 — Индийский океан; 4 — средний состав гарцбургита по точкам в оконтуренном поле; 5 — поле составов высокомагнезиальных гарцбургитов. Залитые знаки — средние по каждому океану, знаки с точками в центре — включения в базальтах

Гарцбургиты Тихого океана наиболее железистые и низкоглиноземистые, в Атлантическом океане в ряду пород постепенно повышается магнезиальность и содержание глинозема, в хребтах Индийского океана при тех же значениях  $M/F$  в гарцбургитах заметно возрастает концентрация  $Al_2O_3$ . Если взять средние анализы гарцбургитов (табл. 46), то наблюдается постепенное увеличение обеих этих величин. При этом в породах в той же последовательности возрастают содержания  $TiO_2$  и  $CaO$ . Эта тенденция свидетельствует, что гарцбургиты Индийского океана содержат наибольшую величину базальтовой составляющей и в этом отношении наиболее близки к слабодифференцированной мантии. Несколько более рестированы гарцбургиты Атлантики, а наиболее — породы Тихого океана. Интересная закономерность наблюдается для гарцбургитов Срединно-Атлантического хребта по сравнению с северными его областями: рестированные перидотиты наименее обезбазальчены, либо состав мантии в этой части хребта более железистый.

Обособленно от рассматриваемых типов гарцбургитов находится группа анализов этих пород с наибольшей магнезиальностью и умеренными содержаниями  $Al_2O_3$ . Такие гарцбургиты встречаются в срединных хребтах всех трех океанов. В Тихом океане — в Галапагосском рифте (разлом Эквадор), в Атлантике — разлом Романш, в Индийском — в рифтовой долине Западно-Индийского хребта. Возможно, эти гарцбургиты представляют собой частные примеры глубоко рестированных пород, так как представление о них как о

Таблица 46

## Средние химические составы гарцбургитов различных океанов

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	44,83	45,63	45,79	44,46	43,64	44,64
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,04	0,16	0,06	0,01	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,47	1,73	2,92	2,54	0,65	2,20
FeO'	10,28	9,08	8,39	7,00	7,83	8,27
MnO	0,17	0,19	0,29	0,13	—	—
MgO	41,67	41,83	41,00	43,74	46,36	42,38
CaO	0,53	0,83	1,03	0,73	0,50	1,85
Na <sub>2</sub> O	0,42	0,21	0,27	0,15	0,01	0,05
K <sub>2</sub> O	0,06	0,02	0,13	0,03	0,53	0,49
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,38	0,48	—	0,45	—	—
NiO	0,27	0,20	—	—	—	—
M/F	7,4	8,3	8,7	11,2	10,6	9,1
n	8	14	18	5	—	—

1 — Тихий океан. Разломы Кларнион и Элтанни; 2 — Атлантический океан. Разломы: 43° с.ш., Атлантис, Кейн, Чейн, рифт САХ на 26° с.ш.; 3 — Индийский океан. Разломы: Оуэн, Витязя, Мария Целеста. Склоны рифтовой долины Аравийско-Индийского хребта; 4 — высокомагнезиальный тип гарцбургитов, встречающийся во всех трех океанах. Разлом Романш, Атлантика; разлом Эквадор, Галапагосский рифт, Тихий океан; рифтовая долина Западно-Индийского хребта. 5, 6 — деплетированный (5) и слабодеплетированный (6) перидотиты Атлантики (Michael, Bonatti, 1985).

реликтах древней рестированной протомантии противоречит динамике магматизма в океане, которая хорошо объясняется теорией тектоники литосферных плит. Однако, оставляя право на сомнение, необходимо отметить, что попытки выделить древнюю мантию со специфическим составом в современных срединных хребтах уже делались ранее (Bonatti et al., 1970).

Следует обратить внимание еще на один факт. Максимальное содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в ортопироксене при полном исчезновении при плавлении лерцолита клинопироксена составляет 2,0 мас. % (Dick, Fisher, 1984). Среди гарцбургитов довольно значительное количество анализов лежат выше линии, отвечающей 2% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Это может быть связано либо с более богатым глиноземистым ортопироксеном, либо с присутствием в гарцбургите клинопироксена. И в том и в другом случае эти анализы отражают слабую деплетированность пород в районе Аравийско-Индийского и Западно-Индийского хребтов (табл. 45, анализы 10, 12, 13) и в зоне разлома Романш (анализы 6, 7).

Распределение в гарцбургитах CaO имеет бимодальный характер (рис. 40,а), отражающий ту же тенденцию к обособлению высокомагнезиальных пород. По валовому содержанию CaO (в среднем около 1 мас. %) они не отличаются от обычных гарцбургитов (поле в левой части рисунка).

Отмеченная на рис. 39 тенденция особенностей состава гарцбургитов различных океанов находит свое отражение в табл. 46.

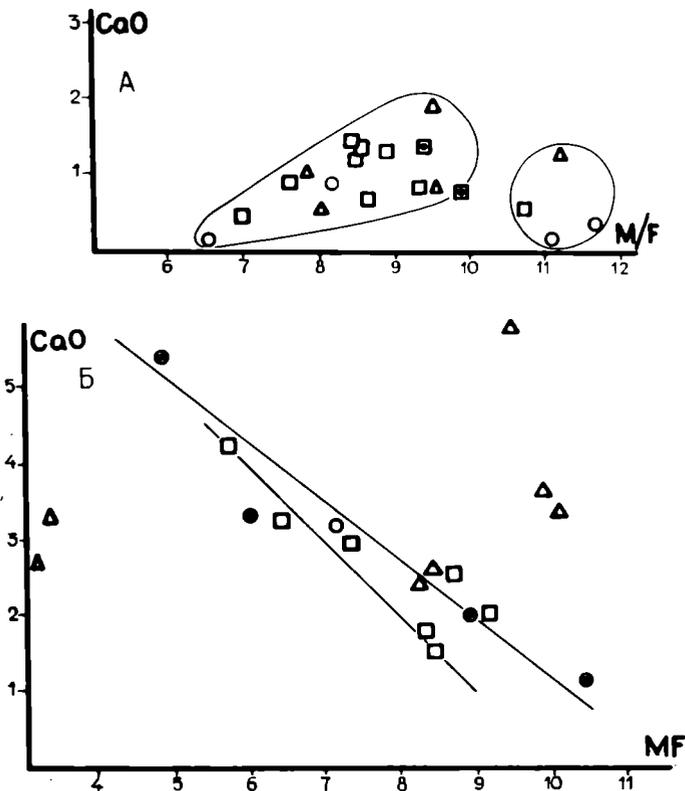


Рис. 40. Средние составы гарцбургитов (А) и лерцолитов (Б) на графике CaO—M/F  
Условные обозначения на рис. 39. Значки с точкой — породы включений

Действительно в ряду гарцбургитов Тихого, Атлантического и Индийского океанов наблюдается увеличение средних содержаний  $Al_2O_3$ , CaO и отношения M/F, т.е., с одной стороны, суммарной магнезиальности пород, с другой — концентраций  $Al_2O_3$  и CaO. Это свидетельствует о том, что гарцбургиты Индийского океана формировались при больших температурах (высокая магнезиальность) и давлениях (высокая глиноземистость). Тихоокеанские породы в этом отношении формировались на максимальных глубинах, а гарцбургиты Атлантики занимают промежуточное положение. Косвенным фактом образования гарцбургитов Индийского океана при больших давлениях служат несколько более высокие содержания в них  $K_2O$ .

Высокомагнезиальные гарцбургиты характеризуются количеством  $Al_2O_3$ , соизмеримым с породами Индийского океана, умеренными, близкими к среднему содержанию для всех океанов концентрациями CaO, при крайне низкой величине  $Na_2O$ . Такая тенденция свидетельствует о разноглубинном формировании в срединном хребте двух типов гарцбургитов: низко- и высокотемпературных. В

отдельных структурах может быть определенная специфика в составах этих двух типов гарцбургитов. Например, в разломе Романш (табл. 45, анализы 6, 7) высокомагнезиальный гарцбургит отличается от обычного крайне низкими содержаниями  $TiO_2$  и  $CaO$ .

Петрохимические данные по гарцбургитам свидетельствуют о том, что степень деплетированности мантийного вещества находится в зависимости от динамики рифтогенеза. Действительно, высокие скорости спрединга в области ВТП должны приводить к интенсивной разгрузке тепловой энергии в области рифта, а главное, к высокой декомпрессии нижележащих областей мантии и высокому ее плавлению с формированием крайне деплетированных реститов. Низкие скорости спрединга в Атлантическом океане обуславливают меньшую степень деплетированности реститовых гарцбургитов. Обособленно в этом ряду, в таком случае, стоят породы срединно-индийских хребтов. Скорости спрединга в них соизмеримы с низкими скоростями в Атлантике, однако степень реститования крайне низка, особенно по  $Al_2O_3$ . Это может быть связано либо со спецификой состава мантии под западной частью Индийского океана, либо с характерной динамикой подъема астеносферного вещества, приводящей к существенно протрузивному внедрению слабо дифференцированных перидотитов.

Приведенные на рис. 39 изменения составов гарцбургитов отражают различную степень деплетированности исходного субстрата. Особенно четко это показано на примере Атлантики (Michael, Bonatti, 1985). Модальный состав гарцбургитов Северной Атлантики характеризуется крайне низкими (15—20%) количествами ортопироксена (содержание  $Al_2O_3$  около 3%) и практически отсутствием клинопироксена. Средний гарцбургит этой области характеризуется низкими содержаниями  $Al_2O_3$  (0,65%) и  $CaO$  (0,50%) (табл. 46). Для Центральной и Южной Атлантики более характерны лерцолиты с минимальным количеством клинопироксена (6—7%), но зато большим (30%) количеством ортопироксена. Соответственно содержание  $Al_2O_3$  (2,2%) и  $CaO$  (1,85%) довольно высокие. Высокую деплетированность перидотитов Северной Атлантики авторы связывают с интенсивным плавлением мантии под Азорской вулканической провинцией, подкрепляя свои выводы характером состава минералов перидотитов. К аналогичному выводу пришли другие авторы (Nepgu et al., 1984) на основании изучения модального состава перидотитов Атлантики и Индийского океана. Причем сделан вывод, что средний перидотит океана в целом относится к гарцбургиту (Ol — 75%, Ep — 21%, Di — 3,5%, Sp — 0,5%), что не согласуется с более ранними представлениями о среднем лерцолите океана.

Таким образом, петрохимия гарцбургитов отражает различную степень реститованности мантийного перидотита, в то же время свидетельствуя о двух возможно различных комплексах перидотитов в срединных хребтах и трансформных разломах. По характеру соотношения в породах  $Al_2O_3$  и общей магнезиальности

Таблица 47

## Содержание микроэлементов в гарцбургитах и лерцолитах (г/т)

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8
Li	4	—	10	10	6,2	3,8	6,8	6,1
Rb	2,1	1,0	3,0	—	2,8	1,3	2,0	2,1
Sr	14	4,8	50	5	—	47	24,2	5
Ba	20	—	10	10	—	50	22,5	29
Ni	2180	2030	1175	850	1710	1775	1620	1844
Co	104	107	65	58	96	125	92,5	96
Cr	2706	2700	1850	1250	3280	1650	2240	4800
V	44	40	86	35	39	43	48	110
Sc	—	7,4	—	7	—	—	7,2	14
Cu	4	35	25	12	—	8	17	45
Zn	37	46	—	—	—	78	54	—
Zr	22	2,4	15	10	—	—	12,4	7
<i>n</i>		7						

**Гарцбургиты:** 1 — разлом 43° с.ш., САХ (Shibata, Thompson, 1986); 2 — скв. 395 (Arai, Fujii, 1979); 3 — разлом Оуэн (Слипченко, 1984); 4 — разлом Мария Целеста, там же; 5 — разлом Клариион (Лазько, 1985); 6 — разлом Элтанин (Кашинцев, Рудник, 1984); 7 — средний по анализам 1—6. **Лерцолиты:** 8 — скв. 334 (Dmitriev, 1977); 9 — там же, плагиоклазовый лерцолит; 10 — о-в Сан-Паулу, амфиболовый лерцолит (Melson et al., 1972; Roden et al., 1984); 11 — разлом Оуэн (Лазько, Шарков, 1988; Слипченко, 1984); 12 —

гарцбургиты различных океанов отличаются между собой, отражая динамику плавления мантийного вещества под различными зонами спрединга. Составы различных элементов в перидотитах приведены в табл. 47. Обращают на себя внимание существенные колебания в содержаниях большинства микроэлементов. Например, в гарцбургитах концентрации Sr различаются в 10 раз, а в лерцолитах в 50, Ba в 5 и 30 раз соответственно и т.д. Такие огромные различия обусловлены минеральным составом пород. Каждый минерал является концентратором определенного микроэлемента. Каждая порода имеет варьирующие количества породообразующих минералов, позволяющих идентифицировать ее с определенным типом. Те же лерцолиты могут содержать от 5 до 35 объемных процента пироксенов, что естественно отразится на содержаниях в породе микроэлементов. Значительную роль играют и метаморфические преобразования пород, в ходе которых происходит определенное перераспределение этих элементов за счет сорбции их из воды более рыхлыми продуктами низкотемпературного изменения. Идеальным можно считать сравнение однотипных пород с одинаковым минеральным составом и степенью измененности. Однако таких примеров мало из-за общей скудности свежего материала по ультрабазитам. Отсюда следует, что валовый геохимический состав пород на элементы-примеси следует очень осторожно использовать для генетических выводов и тем более для сравнения пород различных структур между собой.

9	10	11	12	13	14	15	16	17
5,8	4,4	4	—	—	—	7,3	—	5,5
2,1	0,96	0,22	—	—	0,4	0,5	1,8	1,1
6	29	9,6	72	260	21	5	109	21,1*
20	13	22	3	2	—	2	59	13
1500	2080	2020	3500	3300	1570	1300	1340	2220
97	115	100	90	99	—	49	80	92
2870	3350	2700	6400	4800	3010	2800	1480	3960
115	51	71	88	51	—	50	180	77
11	—	12	23	12	—	10	26	14
56	15	10	2	25	—	54	250	30
49	48	—	—	—	—	—	50	49
3,7	11	15	20	20	—	20	33	13,8
23	15	3			5			

разлом Мария Целеста (Engel, Fisher, 1975); 13 — Аравийско-Индийский хребет (Engel, Fisher, 1969); 14 — разлом Романш, плагиоклазовый лерцолит; 15 — разлом Арго (Engel, Fisher, 1975); 16 — гранатовый лерцолит, Гавайские острова; 17 — среднее по анализам 8—16.

\*Среднее содержание Sr без учета анализа 13 (Frey, 1980).

Петрохимические данные показали, что гарцбургиты Индийского океана представляют собой продукт наименее деплетированной мантии. В таком случае в них должен быть минимальный Ni (минимум оливина). Действительно, Ni, например, в гарцбургитах разлома Оуэн и Мария Целеста составляет 1175 и 850 г/т, почти в 2 раза ниже по сравнению с Ni в гарцбургитах других океанов. В гарцбургитах разлома Оуэн также небольшие концентрации V и Cu.

Содержания литофильных элементов в гарцбургитах широко варьируют, что отражает заметные изменения минерального состава этих пород. Однако для гарцбургитов того же разлома Оуэн их концентрации максимальны. Это касается Li, Rb, Sr.

**Лерцолиты.** Отличаясь от гарцбургитов более высоким (>5%) нормативным составом клинопироксена, лерцолиты соответственно обогащены по сравнению с гарцбургитами алюминием, кальцием и щелочами. Распределение главных петрогенных компонентов ( $Al_2O_3$  и CaO) в лерцолитах несколько иное, нежели в гарцбургитах (табл. 48). По соотношению  $Al_2O_3$  и величины M/F составы лерцолитов более дисперсны и разбиваются на несколько групп (рис. 41). В центре диаграммы обособляется компактное поле составов лерцолитов из трансформных разломов Атлантики и Индийского океана, сюда же попадает один анализ лерцолитового нодуля из базальта Гавайских островов. Близкая магнезиальность ( $M/F = 8—10$ ) и глиноземистость ( $Al_2O_3 = 2,2—3,9\%$ ) этих лерцолитов из различных структур океана позволяют считать их неким слабодифференцированным ультраос-

Таблица 48

## Химический состав лерцолитов

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	44,27	44,47	44,64	45,99	43,55	47,39
TiO <sub>2</sub>	0,16	0,06	0,03	0,09	0,28	0,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,74	4,90	2,20	2,35	3,69	3,86
FeO'	10,55	9,10	8,27	8,71	7,95	8,12
MnO	0,12	0,14	—	0,15	0,14	0,16
MgO	37,09	37,19	42,38	40,66	38,45	38,24
CaO	3,20	3,04	1,85	1,74	2,61	1,50
Na <sub>2</sub> O	0,24	0,12	0,05	0,27	0,33	0,34
K <sub>2</sub> O	0,63	0,03	—	0,05	0,10	0,08
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	0,49	—	0,46	0,34
NiO	—	—	—	—	0,27	0,28
M/F	6,3	7,3	9,1	8,3	8,6	8,4
л	2	12		2	5	2

Атлантический океан: 1 — разлом Гиббс (Hekinian, Aumento, 1973); 2 — скв. 334, плагиоклазовый лерцолит (Blanchard et al., 1976; Dmitriev, 1977); 3 — суммарный расчетный анализ для Северной Атлантики (Michael, Bonatti, 1985); 4 — разлом Вима (Prinz et al., 1976); 5 — амфиболовый лерцолит, о-в Сан-Паулу (Melson et al., 1972); 6 — разлом Романш (Prinz et al., 1976); 7 — там же, плагиоклазовый лерцолит. Индийский океан: 8 — разлом Оуэн (Лазько, Шарков, 1988); 9 — разлом Витязь (Чернышева, 1969; Дмитриев, 1972; Щека и др., 1969); 10 — разлом Мария Целеста (Engel, Fisher, 1975); 11 — Западно-

Компоненты	14	15	16	17	18	19
SiO <sub>2</sub>	42,00	43,57	45,48	44,60	43,95	43,26
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,02	0,34	0,29	0,23	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,94	1,53	4,48	3,04	2,66	1,64
FeO'	17,06	9,46	11,52	11,10	8,38	7,67
MnO	0,36	0,14	0,15	—	0,13	0,12
MgO	30,60	37,80	31,06	37,30	41,91	44,81
CaO	2,82	3,19	5,43	3,25	1,86	1,14
Na <sub>2</sub> O	1,01	0,11	0,70	0,35	0,23	0,16
K <sub>2</sub> O	0,24	0,04	0,06	—	0,03	0,05
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,15	0,25	—	0,41	0,66
NiO	—	—	—	—	0,27	0,34
M/F	3,1	7,1	4,8	6,0	8,9	10,4
л	4		2		3	

новным веществом, которое близко к исходному веществу мантии. Вторая группа анализов, куда входят шпинелевые и гранатовые лерцолиты из включений в базальтах Гавайских островов, плагиоклазовые лерцолиты скв. 334 и разлома Романш, отражает скорее всего кумулятивные породы (скв. 334), образовавшиеся в различных условиях, поэтому имеющие заметный разброс составов. Однако лерцолиты включений могут быть представителями более глубокой мантии иного состава. В левой части диаграммы

7	8	9	10	11	12	13
44,31	46,48	44,53	46,36	45,26	45,25	41,44
1,09	0,05	0,67	0,03	0,20	0,23	0,83
4,66	2,40	6,24	3,77	2,31	3,36	1,46
10,50	8,39	6,63	7,00	8,60	7,20	17,79
0,16	0,23	0,14	0,12	0,13	0,24	0,21
33,45	38,94	37,56	36,58	40,60	39,79	33,05
4,13	2,57	3,28	5,77	2,59	3,64	3,32
1,00	0,24	0,58	0,20	0,28	0,20	0,12
0,16	0,05	0,06	0,01	0,05	0,01	0,35
0,20	0,45	0,21	—	—	—	—
—	0,50	0,21	—	—	—	—
5,7	8,2	10,1	9,4	8,4	9,9	3,3
	3	2		4	5	

Индийский хребет, рифтовая зона (Чернышева, 1969); 12 — там же, плагиоклазовый лерцолит; 13 — там же, железистый перидотит; 14 — Западно-Австралийская котловина (Безруков, Кашинцев, 1974). Тихий океан: 15 — разлом Элтанг (Кашинцев, Рудник, 1984). Включения лерцолитов в базальтах: 16 — Гавайские острова, шпинелевый лерцолит (Wilkinson, 1985); 17 — там же, гранатовый лерцолит (Leeman, 1980); 18 — там же, лерцолит (Jackson, Wright, 1970; Kuno, 1969); 19 — о-в Лансароте, Канарские острова, лерцолит (Кутюлин, 1975).

располагаются высокожелезистые лерцолиты. Изучение состава пород, ассоциирующих с ними (Безруков, Кашинцев, 1974), показал, что по крайней мере лерцолиты Западно-Австралийской котловины (табл. 48, анализ 14) представляют собой пример характерной подщелоченной высокожелезистой ассоциации перидотитов, отличающейся от перидотитов срединных хребтов и трансформных разломов. Если рассматривать эти лерцолиты в качестве дифференциатов субщелочной толеитовой магмы, то обращает внимание низкое содержание в них  $TiO_2$  (0,10%) и очень высокий глинозем, свойственный пироксенам высоких давлений и температур. В этом отношении показателен лерцолит Западно-Индийского хребта (табл. 48, анализ 13). Именно его можно с большой долей уверенности отнести к кумулятивной породе, так как содержание  $TiO_2$  составляет в нем 0,83 мас.%, а глинозем минимальный (1,46). Таким образом, в области котловин имеет место щелочной или субщелочной магматизм с формированием глубинных пород аналогичного состава. Производными для них скорее всего служит мантийный материал, обогащенный железом и щелочами по сравнению с мантийными перидотитами срединно-океанских хребтов.

Наконец, совершенно обособленно стоит анализ лерцолита из разлома Витязь, который имеет совершенно необычный состав, характеризующийся при очень высокой глиноземистости (6,24 мас.%) заметными концентрациями  $TiO_2$  (0,67) и  $Na_2O$  (0,58). Высокая

магнезиальность при таком глиноземе должна быть связана с высокотемпературными процессами на глубине, поэтому не исключено, что эти лерцолиты представляют собой частный случай, отражающий неоднородный состав мантии на глубине.

Лерцолиты Тихого океана представлены единичными анализами включений в оливиновых нефеленитах и базальтах Гавайских островов, которые единодушно всеми исследователями относятся к мантийным. Шпинелевый и гранатовый лерцолиты характеризуются по сравнению с обычными лерцолитами плагиоклазовой фации глубинности высокими содержаниями  $M/F = 4,8—6,0$ , умеренными значениями  $Al_2O_3$  (3,04—4,48 мас. %),  $CaO$  (3,25—5,43),  $TiO_2$  (0,29—0,34) и  $Na_2O$  (0,70—0,35). Вместе с тем там же во включениях встречаются лерцолиты, по составу близкие большинству аналогичных пород в Атлантике и Индийском океане. Не исключено, что шпинелевые и гранатовые перидотиты — наименее дифференцированные перидотиты из всех встреченных лерцолитов океана, так как именно они имеют средние умеренные содержания базальтовых компонентов. Это означает, что они могут при плавлении с большей вероятностью образовывать расплавы толеитовых базальтов, нежели более высокомагнезиальные лерцолиты основной группы с  $M/F = 8—9$ . Последние в таком случае являются реститом от плавления исходного мантийного вещества с меньшей магнезиальностью.

Таким образом, петрохимические данные свидетельствуют о более пестром составе лерцолитов океана, отсутствии однонаправленных рядов пород по степени деплетированности (за исключением Атлантики), как это можно было наблюдать в гарцбургитах. Вместе с тем большая группа лерцолитов различных океанов образует очень компактную группу с близкими петрохимическими характеристиками. Этот факт свидетельствует в пользу существования под различными срединными хребтами довольно близкого по составу мантийного вещества, претерпевающего изменения состава в очень близких  $P-T$ -условиях. Однако вариации в содержаниях  $Al_2O_3$  и  $M/F$ , хотя и незначительные, говорят о том, что эти лерцолиты также являются в различной степени рестированными породами, правда в значительно меньшей степени, чем гарцбургиты.

Наряду с большой группой лерцолитов срединных хребтов, принимаемых за минимально деплетированную мантию, среди лерцолитов встречаются отдельные типы с аномально высокими содержаниями глинозема и широкой вариацией величины железомagneзиевого отношения. Не исключено, что эти лерцолиты отражают локальную гетерогенность океанской мантии даже в отношении ее петрохимического состава.

Распределение в лерцолитах  $CaO$  в целом позволяет выделить те же группы пород. Содержание этого компонента уменьшается в лерцолитах с ростом их магнезиальности, т.е. с увеличением температуры в расплав переходит все больше кальциевой составляющей. Максимальная ее величина отмечается опять же для нодулей шпинелевых лерцолитов из нефеленитов Гавайских островов. Граница

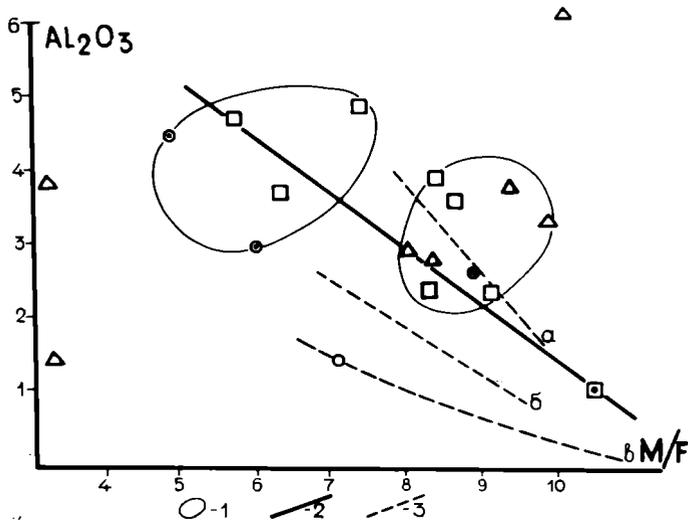


Рис. 41. Средние составы лерцолитов и гарцбургитов различных структур океанов на графике  $Al_2O_3$ — $M/F$

1 — поля составов различных лерцолитов, 2 — тренд составов лерцолитов Атлантики, 3 — тренды составов гарцбургитов: а — Атлантический океан, б — Индийский, в — Тихий. Остальные условные обозначения смотри на рис. 39. Значки с точкой — породы включений

между выделенными группами лерцолитов лежит по 3,0%  $CaO$ . Выше располагаются лерцолиты высокоглиноземистые, подщелоченные, с широко варьирующими содержаниями  $TiO_2$ . Здесь же располагаются некоторые лерцолиты Аравийско-Индийского хребта. Основная группа лерцолитов с умеренной глиноземистостью и магнезиальностью имеет содержания  $CaO$  ниже 3,0%.

В лерцолитах, отражая их петрохимические особенности, колебания содержаний рассеянных элементов еще больше. Обращают на себя внимание высокие концентрации  $V$  (110—115 г/т),  $Cu$  (45—56 г/т) и  $Ba$  (20—29 г/т) в лерцолитах скв. 334, что подтверждает кумулятивный характер этих пород.

Особый интерес представляют геохимические особенности амфиболовых и гранатовых лерцолитов. Амфиболовые лерцолиты о-ва Сан-Паулу и слабодеплетированные лерцолиты разлома Оуэн имеют в целом близкие концентрации рассеянных элементов. В первых почти в 3 раза завышен  $Sr$ . Гранатовые лерцолиты включений в Гавайских островах в этом плане резко отличаются от всех лерцолитов очень высокими концентрациями  $Sr$  (109—260 г/т),  $Ba$  (59 г/т),  $V$  (180 г/т),  $Cu$  (250 г/т) и  $Zr$  (33 г/т) при сравнительно низких содержаниях  $Ni$  (1340 г/т) и  $Cr$  (1480 г/т). По петрохимическим данным они лишь несколько более железистые, чем большинство лерцолитов срединных хребтов. Эти геохимические данные могут свидетельствовать об их кумулятивной природе. Однако тесная связь по глубине (гранатовая фация) с гранатовыми пироксенитами

(кумуляты щелочных магм), деформационные структуры говорят об их реститовой природе. Отсюда геохимические особенности, связанные с высокими концентрациями литофильных и халькофильных элементов. Скорее всего, этот факт отражает особенности строения мантии под Гавайскими островами, т.е. лерцолиты включений можно рассматривать в качестве слабодифференцированного вещества мантии, менее деплетированного чем, например, лерцолиты срединных хребтов и прилегающих к ним трансформных разломов.

Содержание Rb в лерцолитах колеблется в пределах 0,22—2,1 г/т. Среднее содержание Rb в перидотитах срединных хребтов составляет 0,47 г/т, а Sr — 0,15 г/т, при отношении Rb/Sr = 0,03. По соотношению Rb и Sr выделяются два поля лерцолитов, граница между которыми проходит по Rb = 1 г/т (Балашов, 1985). Концентрации Sr в обоих типах лерцолитов широко варьируют, однако низкорубидиевый тип в пределах 1—100 г/т, а высокорубидиевый до 1000 г/т. В оба выделяемых по Rb и Sr поля лерцолитов попадают как ультрабазиты ксенолитов, так и серпентиниты срединных хребтов и разломов. Однако в низкорубидиевых типах последних больше. Включения приблизительно равно встречаются в обоих типах лерцолитов.

**Дуниты.** Очень небольшой петрохимический материал по дунитам представлен в табл. 49. По большинству компонентов наблюдаются заметные вариации: TiO<sub>2</sub> (0,02—0,26%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,24—3,16), CaO (0,11—2,79), N<sub>2</sub>O (0,04—0,30). Дуниты по железистости четко разбиваются на две группы. Все без исключения дуниты срединных хребтов относятся к магнезиальным породам с M/F > 6, в то время как дуниты нодулей в базальтах, за исключением одного анализа с о-ва Ланцароте (Канарские острова), имеют повышенную железистость (M/F < 6). По другим компонентам эти две группы не разделяются. Можно лишь отметить не очень четкую тенденцию. В дунитах срединных хребтов несколько больше Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и меньше CaO. Это можно объяснить более глиноземистым составом шпинели в дунитах срединных хребтов, что связано с большей глубиной их формирования и возможным реститовым генезисом. Полевешпаттовые дуниты и оливиниты, естественно, характеризуются повышенными содержаниями Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и CaO и соответственно Sr (30 г/т) (табл. 50).

**Верлиты** включений, как и дуниты, отличаются высокой железистостью (M/F = 3,5—6,2) и заметными вариациями других компонентов, что характерно для кумулятивных пород. Особенно заметны эти колебания для TiO<sub>2</sub> (0,08—0,51 мас. %), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (1,74—5,07) и CaO (3,45—10,01), отражающих вариации модалного клинопироксена в породах.

**Пироксениты.** Значительно больший петрохимический материал имеется по пироксенитам (табл. 51). Они совершенно четко разбиваются на две группы: пироксениты включений, в том числе гранатовые и пироксениты срединных хребтов. Границей этих двух групп служит железистость с отношением M/F = 5 (рис. 42). Помимо высокой железистости, пироксениты включений содержат больше

Таблица 49

## Химические составы дунитов, оливинитов и хромититов

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	46,32	45,37	46,38	40,49	45,77	41,20
TiO <sub>2</sub>	0,26	0,02	0,02	0,10	0,20	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,35	1,57	1,47	1,38	0,24	1,32
FeO'	10,88	8,98	7,68	6,35	7,89	9,12
MnO	0,12	0,13	0,09	0,22	0,11	0,12
MgO	41,52	42,69	43,43	51,02	45,24	44,93
CaO	0,23	0,21	0,12	0,47	0,24	0,67
Na <sub>2</sub> O	0,30	0,16	0,14	0,04	0,22	0,35
K <sub>2</sub> O	0,02	0,01	0,08	0,04	0,02	0,08
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,59	0,36	0,41	—	—	0,51
NiO	—	0,24	0,16	—	—	0,36
M/F	6,8	8,5	10,1	14,2	7,5	8,8
n		3	3			

Компоненты	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	39,06	40,27	40,48	39,04	42,85	6,37
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,23	0,24	0,09	0,02	0,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,88	0,96	3,46	0,87	8,11	18,09
FeO'	14,02	17,08	14,16	14,76	8,56	14,14
MnO	0,19	0,23	0,20	0,28	0,14	0,28
MgO	44,18	36,57	38,91	44,36	36,20	15,95
CaO	0,11	2,79	2,12	0,04	3,45	—
Na <sub>2</sub> O	0,07	0,24	0,32	сл.	0,15	—
K <sub>2</sub> O	0,01	0,08	0,09	сл.	0,05	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,69	—	0,66	0,25	—	41,60
NiO	0,29	—	0,22	—	—	0,11
M/F	5,6	3,8	4,9	5,5	7,5	
n	2					

Дуниты. Атлантический океан: 1 — рифтовая долина САХ, 6° с.ш. (Бонатти и др., 1973); 2 — разлом Кейн (Miyashiro et al., 1969); 3 — разлом Атлантис, там же. Индийский океан: 4 — Западно-Индийский хребет, рифтовая долина (Чернышева, 1969). Тихий океан: 5 — Марианский желоб (Рудник и др., 1978). Включения в базальтах: 6 — о-в Лансароте, Канарские острова (Кутолин, 1975); 7 — Гавайские острова (Jackson, Wright, 1970); 8 — о-в Маврикий (Вахтер, 1978); 9 — о-в Реюньон, клинопироксенитовый дунит (Upton, 1972); 10 — дунит, Галапагосские острова (McBirney, Williams, 1969). 11 — плагиоклазовый оливинит, впадина Хесса, Галапагосский рифт (Кашинцев, Рудник, 1984). 12 — хромитит, Западно-Индийский хребет, рифтовая долина (Чернышева, 1969).

Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (5 мас. %), Na<sub>2</sub>O (0,8), TiO<sub>2</sub> (0,5). Особенно обогащены этими элементами гранатовые разновидности. Обособленно от общего тренда изменения составов пироксенитов лежит единственный анализ пироксенита из разлома Элтанин, происхождение которого связано с метаморфическими преобразованиями перидотитов на контакте. Эти

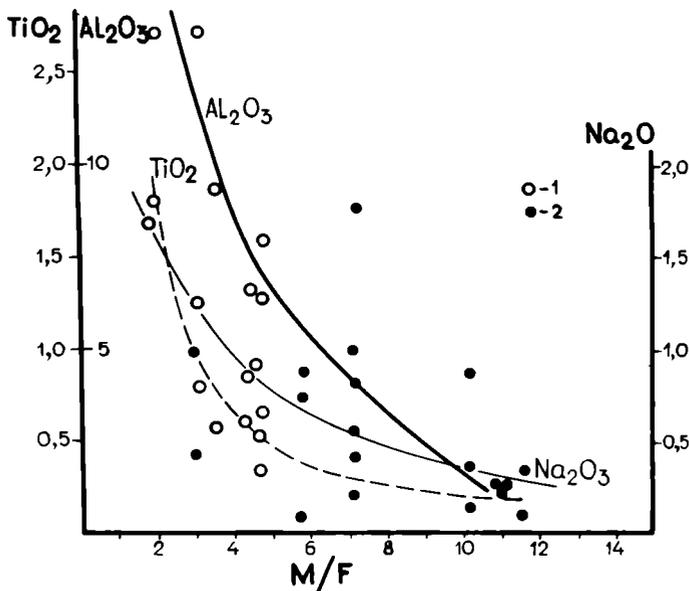


Рис. 42. Составы пироксенов на графике  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$ ,  $Na_2O$ — $M/F$   
 1 — гранатовые пироксены, 2 — пироксены

пироксены по своим петрохимическим свойствам являются промежуточными между двумя распространенными группами пироксенов.

Гранатовые пироксены отличаются от безгранатовых разновидностей отсутствием флогопита и при этом крайне высокими концентрациями Sr (203; 158 г/т) и Zr (57; 31 г/т), при низком Cr (370; 770 г/т) (см. табл. 50). В клинопироксенте и вебстерите без граната соответственно содержания Sr составляют 35 и 62 г/т, Zr — 12 и 17 г/т, Cr — 1620 и 1590 г/т. Максимальное количество Sr (203 г/т) наблюдается для гранатового клинопироксента, имеющего 36,5% модального граната в своем составе. Таким образом, по петрохимическим и геохимическим данным можно выделить четыре петрохимических типа пироксенов, встречающихся в океанах. Высокомagneзиальные пироксены рифтовых зон с высокими концентрациями Ni (1300 г/т), Cr (2300 г/т) и низкими концентрациями  $Al_2O_3$ , CaO и Sr (3 г/т). Примером могут служить пироксены разлома Мария Целеста в Индийском океане. Второй тип представлен пироксенами из включений в щелочных базальтах Гавайских островов. Они характеризуются несколько большими концентрациями Sr, умеренными концентрациями Ni (505—790 г/т), при высоком Cr,  $Al_2O_3$  (6—9 мас. %) и CaO (17—25).

Третий тип — это гранатовые пироксены встречающиеся в пределах той же структуры, но в более щелочных нефелиновых базальтах. Они отличаются очень высокими концентрациями Sr, V, Zr и  $Al_2O_3$  (13,6 мас. %). Наконец, метаморфические пироксены с высокой железистостью ( $M/F=3,0$ ), свойственной пироксенам включе-

Таблица 50

## Содержание микроэлементов в дунитах, верлитах и пироксенитах, г/т

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	Минералы*	6	7	8	9
Li	—	—	3,7	—	—	—	—	—	—					
Rb	0,2	—	0,8	0,35	—	0,4	0,4	0,6	0,8	OPx	—	—	10	5,7
Sr	0,5	—	30	35	3	203	35	158	62	CPx	61,2	99,8	66,9	90,9
Ba	17,4	—	24	15	2	5	10	14	11	Gr	36,2	—	19,4	—
Ni	2604	100	1350	100	1300	210	790	530	505	Phl	Сл.	0,2	Сл.	0,5
Co	—	163	130	86	54	75	52	60	59	Amf	—	—	0,5	—
Cr	—	3410	1500	4060	2300	370	1620	770	1590	Окислы	1,4	Сл.	3,0	2,8
V	—	14	13	160	59	320	225	270	240					
Sc	—	3	—	48	10	23	36	38	32					
Cu	—	9	93	48	2	74	95	190	160					
Zn	—	—	74	—	—	48	42	80	66					
Zr	—	—	20	13	20	57	12	31	17					

Дуниты: 1 — скв. 334 (Супп, 1977); 2 — включение в базальте, Галапагосские острова (McBirney, Williams, 1969); 3 — оливинит, впадина Хесса (Кашинцев, Рудник, 1984). Верлит: 4 — включение в базальте, Галапагосские острова. Пироксениты: 5 — разлом Мария Целеста (Engel, Fisher, 1975); 6 — о-в Оаху, Гавайские острова, гранатовый клинопироксенит (Freu, 1980); 7 — клинопироксенит, там же; 8 — гранатовый вебстерит, там же; 9 — вебстерит, там же.

\*В правой стороне таблицы даны модальные составы пироксенитов.

Таблица 51

## Химические составы верлитов и пироксенитов

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	40,60	44,23	42,27	45,66	48,01	46,99
TiO <sub>2</sub>	0,08	0,51	0,40	0,51	0,23	0,41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,34	1,74	5,07	4,83	5,01	8,85
FeO'	11,15	12,17	14,76	8,10	8,04	6,70
MnO	0,15	0,03	0,23	0,18	0,15	0,10
MgO	39,23	30,87	29,26	25,57	31,57	27,09
CaO	3,45	10,01	5,81	13,21	4,74	8,58
Na <sub>2</sub> O	0,29	0,18	0,68	0,62	0,55	0,83
K <sub>2</sub> O	0,06	0,01	0,05	0,04	0,08	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,90	—	0,30	0,59	0,59	—
NiO	0,29	—	0,22	—	0,20	—
M/F	6,2	4,5	3,5	5,6	7,1	7,2
n						

Верлиты из включений в базальтах: 1 — о-в Лансароте, Канарские острова (Куталин, 1975); 2 — о-в Маврикия (Бахтер, 1978); 3 — о-в Реюньон (Уртоп, 1972); 4 — Галапагосские острова (McBirney, Williams, 1969). Пироксениты: Атлантический океан. 5 — разлом Романш, оливниновый пироксенит (Плошко, Богданов, 1972); 6 — оливни-плагиоклазовый пироксенит, там же; 7 — зона разлома Гибс, клинопироксенит (Hekinian, Aumento, 1973); 8 — ортопироксенит, там же. Индийский океан. 9 — Разлом Мария Целеста, ортопироксенит (Engel, Fisher, 1975); 10 — Восточно-Индийский хребет.

Компоненты	14	15	16	17	18	19
SiO <sub>2</sub>	44,57	51,89	48,97	50,13	37,57	36,64
TiO <sub>2</sub>	1,76	0,33	0,56	0,53	5,32	3,99
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,61	6,42	9,38	7,99	16,20	17,20
FeO'	12,24	9,64	8,79	6,95	8,98	11,38
MnO	—	0,14	—	—	—	—
MgO	13,34	25,48	17,41	18,06	11,96	6,48
CaO	11,42	5,36	12,52	14,51	12,03	13,30
Na <sub>2</sub> O	1,69	0,66	1,29	0,89	2,88	3,85
K <sub>2</sub> O	0,02	0,03	0,03	0,02	1,20	0,80
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	0,02	0,02
NiO	—	—	—	—	0,05	—
M/F	1,9	4,7	3,5	4,6	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> —0,54	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> —2,64
n			2	3	2	

ний, но при этом с очень низкими содержаниями Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (1,1 мас.%) и CaO (2,8).

Судя по геохимической специфике, пироксениты первого типа являются кумулятивными образованиями толентовой магмы, в то время как пироксениты включений — дифференциаты щелочной магмы на разных фациях глубинности (Freu, 1980).

Суммируя данные по петрохимии ультраосновных пород, обращается к гистограммам M/F (рис. 43). Наиболее распространенные в 160

7	8	9	10	11	12	13
57,79	56,82	57,04	56,59	54,52	43,00	45,58
0,23	0,38	0,10	0,08	0,99	0,60	0,80
1,45	0,65	4,12	4,29	1,10	6,60	13,69
3,99	6,08	5,22	6,37	14,76	10,20	9,23
0,11	0,07	0,02	0,13	0,28	—	—
25,17	34,81	33,57	20,65	25,06	24,90	16,09
10,92	0,11	2,03	10,84	2,78	8,20	11,78
0,22	0,89	0,34	0,74	0,42	0,87	1,27
0,03	0,03	0,03	0,06	0,04	—	0,02
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—
11,0	10,2	11,6	5,8	3,0	4,4	3,1
					5	

клинпироксенит (Кашинцев и др., 1981). Тихий океан. 11 — разлом Элтанин (Кашинцев, Рудник, 1984). Включения в базальтах. Гавайские острова: 12 — оливни-гранатовый пироксенит (Leeman, 1980); 13 — гранатовый вебстерит (Frey, 1980); 14 — гранатовый клинопироксенит, там же; 15 — вебстерит (Kuno, 1969); 16 — вебстерит (Frey, 1980); 17 — клинопироксенит (там же). 18, 19 — горнблэндиты, о-в Сан-Паулу (Roden et al., 1984). В анализе 18: CO<sub>2</sub> — 0,35, Cl — 1,23, H<sub>2</sub>O — 1,87; в анализе 19 — CO<sub>2</sub> — 0,08, Cl — 1,47, H<sub>2</sub>O — 1,88.

океане лерцолиты и гарцбургиты характеризуются умеренной величиной магнезиальности. Абсолютное большинство проанализированных пород этих двух типов имеют магнезиальность, равную 8—10 (MgO — 42 мас.%; FeO — 9 мас.%). В этот же интервал попадает очень незначительное количество анализов дунитов и нет совсем пород кумулятивного генезиса — верлитов и пероксенитов. Во-первых, этот факт свидетельствует о прямой генетической связи между большинством встреченных в океане лерцолитов, гарцбургитов и незначительной частью дунитов. Эта связь отражает единство первичного вещества, из которого формируются указанные породы. В ряду лерцолит—гарцбургит—дунит происходит постепенное уменьшение количеств пироксенов, основных концентраторов элементов, формирующих расплавы основного состава. Учитывая это, можно считать, что большинство гарцбургитов являются рестированными производными лерцолитов. Среди дунитов могут встречаться полностью рестированные типы, однако это явление скорее исключение, чем правило.

Наряду с рассмотренной группой перидотитов, имеющей умеренную магнезиальность, можно выделить еще две группы с крайне высокой (M/F=10—12) или довольно низкой (6—8) величиной магнезиальности. И в том и в другом случае указанные отношения отмечаются почти во всех типах ультраосновных пород. Высокую магнезиальность гарцбургитов и дунитов можно объяснить их максимальной деплетированностью, однако наличие таких сугубо

кумулятивных пород, как пироксениты, с такой же высокой магнезиальностью (10—12) не исключает возможности существования в океане обособленной высокомагнезиальной ассоциации перидотитов, связанной с реликтами иной высокомагнезиальной мантии. Что касается умеренно железистых ( $M/F=6-8$ ), то их можно интерпретировать двояко. Либо это кумулятивные образования, либо также самостоятельная ассоциация с повышенными содержаниями железа. Например, на основании изучения статистического материала по перидотитам океана Е.Е. Лазько (1987) выделил железистые перидотиты в особую группу, связав их образование с кумулятивными процессами.

Наконец, третья группа высокожелезистых пород с  $M/F=2-6$ . В этой группе встречаются все типы перидотитов, кроме типичных реститов-гарцбургитов. Преобладают среди них пироксениты, верлиты и дуниты. В этом случае есть все основания считать эту высокожелезистую группу пород типичными кумулятивными образованиями.

Итак, по магнезиальности предварительно можно выделить четыре группы ультраосновных пород: высокомагнезиальную, умеренно магнезиальную, умеренно железистую и высокожелезистую. Первые три группы могут представлять собой три самостоятельные ассоциации перидотитов, четвертая — кумулятивные образования этих трех ассоциаций.

По-видимому, отдельно следует рассмотреть поведение в ультраосновных породах редкоземельных элементов (РЗЭ) и изотопных отношений. Дело в том, что материала по этим элементам очень мало, он не всегда характеризует первичные неизменные породы. Все это накладывает значительные ограничения в использовании данных по РЗЭ и изотопам для генетических выводов.

Распределение РЗЭ в ультраосновных породах позволяет решить две задачи. Во-первых, определить особенности состава мантии в отношении насыщенности РЗЭ, во-вторых, степень деплетированности конкретных пород. По отношению суммарных количеств РЗЭ и их содержаний в хондритах можно определить, обеднялась или обогащалась та мантия, из которой произошли рассматриваемые ультрабазиты. По соотношению различных лантаноидов между собой можно определить степень истощенности перидотита тем или иным комплексом элементов, так как различные минералы являются концентраторами определенных элементов. Например, концентратором РЗЭ в перидотитах являются амфибол и клинопироксен, причем в большей части средних по атомным весам РЗЭ и в меньшей степени легких. Тяжелые РЗЭ в клинопироксене практически отсутствуют, зато они концентрируются в гранате.

Существует прямая зависимость концентраций легких РЗЭ от модального минерального состава, который отражается в содержаниях  $CaO$  и  $Al_2O_3$ , компонентов входящих в пироксены перидотитов. Эта зависимость показана на примере табл 52.

С падением содержаний  $CaO$  и  $Al_2O_3$  в амфиболитовых лерцолитах

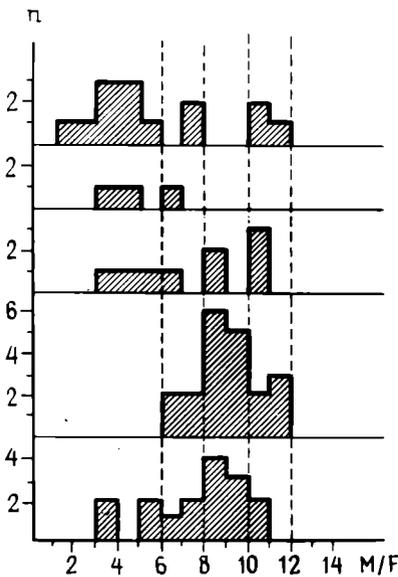


Рис. 43. Гистограмма распределения величины  $M/F$  в перидотитах океана ( $n$  — количество анализов)

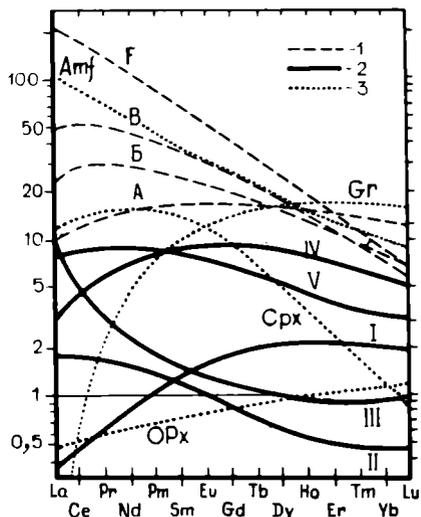


Рис. 44. Вариации содержаний редкоземельных элементов (P33) в различных породах и минералах

1 — тренды в базальтах: А — толент срединно-океанских хребтов, Б — толент гавайского типа, В — щелочной базальт, F — нефелинит. 2 — тренды в перидотитах: I — лерцолит срединно-океанских хребтов, II — лерцолит, включения в нефелинитах Гавайских островов (Frey, 1980), III — амфиболовый лерцолит о-ва Сан-Паулу (Roden et al., 1984). IV — гранатовый пироксенит, включения в щелочных базальтах Гавайских островов (Reid, Frey, 1971), V — клинопироксенит, там же. 3 — тренды в минералах: Gr — гранат, Cpx — клинопироксен, Opх — ортопироксен, Amf — амфибол

о-ва Сан-Паулу пропорционально уменьшаются концентрации La и Ce. Так как гранат является концентратором тяжелых лантаноидов, то гранатовые разновидности пироксенитов из включений имеют более высокие концентрации этих элементов (Yb — 2,2; 1,4; Lu — 0,34; 0,19). по сравнению с безгранатовыми (табл. 53). Вариации в количественном соотношении граната, орто- и клинопироксенов во включениях создают сложную гамму распределений P33 в этих породах.

В табл. 54 и на рис. 44 даны содержания P33 и характер их соотношений для различных ультраосновных пород океанов. Выделяются два уровня кривых распределения P33. Нижний уровень вблизи хондритового (принят за 1) включает три типа лерцолитов океана, второй — различные типы океанских базальтов и включений пироксенитов в базальтах. Придерживаясь гипотезы о генетической связи лерцолитов и базальтов, находит себе объяснение бимодальное распределение кривых соотношений P33 для лерцолитов и базальтов. Последние являются легкоплавкой составляющей исходных лер-

Таблица 52

Соотношение содержания P33 (в г/т), CaO и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (в мас.%) в перидотитах о-ва Сан-Паулу (Roden et al., 1984)

La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Yb	Lu	CaO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
5,9	18	6,9	1,7	0,52	1,8	0,34	1,1	0,22	3,92	4,42
4,2	7,3	1,5	0,24	0,13	0,28	0,062	0,29	0,054	2,77	3,41
—	7,3	2,2	0,39	0,17	0,46	0,075	0,32	0,064	2,14	3,25
2,0	2,8	2,1	0,49	0,12	0,31	0,063	0,21	0,041	1,13	2,40

Таблица 53

Зависимость содержания P33 (в г/т) от модального состава пород (Reid, Frey, 1971)

	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb
Гранатовый вебстерит	1,8	4,9	3,6	1,4	0,52	0,54
Вебстерит	1,6	5,5	3,0	1,1	0,43	—
Гранатовый клинопироксенит	0,97	4,3	4,9	2,1	0,91	0,65
Клинопироксенит	1,3	4,2	3,0	1,05	0,38	0,26

	Yb	Lu	Cr	CPx	OPx
Гранатовый вебстерит	2,2	0,34	19,4	66,9	10
Вебстерит	0,80	0,14	—	90,9	5,7
Гранатовый клинопироксенит	1,4	0,19	36,5	61,2	—
Клинопироксенит	0,78	0,14	—	99,8	—

цолитов. Исходя из этого базальты должны иметь более высокие суммарные содержания P33, так как основным концентратором их в лерцолитах является легкоплавкая пироксеновая фаза.

Среди перидотитов наблюдаются различные уровни суммарных количеств P33. Ближе всего к хондритовому распределению находятся амфиболовые лерцолиты о-ва Сан-Паулу. По отношению к ним лерцолиты Гавайских островов обеднены, а лерцолиты COX обогащены тяжелыми и средними P33 приблизительно в 2 раза. Гранатовые и безгранатовые пироксениты включений по общему уровню P33 занимают промежуточное положение между базальтами и нижележащими лерцолитами. Существует мнение (Reid, Frey, 1971), что именно пироксениты являются наиболее примитивными породами мантии, при дифференциации которой образуются базальты и лерцолиты в рестите. В таком случае исходная мантия должна иметь суммарные содержания P33, превышающие в 5 раз хондритовые, что противоречит гипотезе хондритовой мантии, наиболее приемлемой с точки зрения единства вещества солнечной системы.

Таблица 54

Содержания редкоземельных элементов в перидотитах, г/т

Элементы	1	2	3	4	5	6	7
La	0,056	3,0	2,1	0,14	0,13	0,97	1,8
Ce	—	5,4	6,1	0,40	0,34	4,37	4,9
Ni	0,19	2,4	4,1	—	—	4,9	3,6
Sm	0,053	0,48	1,3	0,059	0,044	2,09	1,4
Eu	0,039	0,16	0,49	0,022	0,028	0,91	0,52
Gd	0,11	0,58	—	—	—	—	—
Tb	0,032	0,11	0,36	0,023	0,017	0,65	0,54
Yb	0,19	0,31	1,1	0,16	0,11	1,4	2,2
Lu	0,028	0,054	0,16	0,030	0,022	0,19	0,34

Элементы	8	9	10	11	12	13
La	1,3	1,6	36	1,1	0,56	0,23
Ce	4,2	5,5	75	2,0	1,47	0,62
Ni	3,0	3,0	44	0,85	1,09	0,45
Sm	1,05	1,1	9,7	0,15	0,34	0,14
Eu	0,38	0,43	2,5	0,07	0,13	0,055
Gd	—	—	8,9	—	0,47	0,19
Tb	0,26	—	1,2	—	0,086	0,044
Yb	0,78	0,80	1,8	0,22	0,38	0,16
Lu	0,14	0,14	0,30	—	0,058	0,023

1 — скв. 334, плагиоклазовый лерцолит (Dostal, Muecke, 1978); 2 — о-в Сан-Паулу, амфиболовый лерцолит (Melson et al., 1972; Roden et al., 1984); 3 — Гавайские острова, гранатовый лерцолит (Fray, 1980); 4 — разлом Оуэн, лерцолит (Лазыко, Шарков, 1988); 5 — разлом Элтанин, гарцбургит (Лазыко и др., 1984); 6 — Гавайские острова, включение в базальтах, гранатовый клинопироксенит (Frey, 1980); 7 — то же, гранатовый вебстерит; 8 — то же, клинопироксенит; 9 — то же, вебстерит; 10 — о-в Сан-Паулу, горнблендит (Roden et al., 1984); 11 — плагиоклазовый оливинит, впадина Хесса, Галапагосский рифт (данные автора); 12 — лерцолитовая мантия (Балашов, 1985); 13 — углистый хондрит, там же.

Вторым существенным мотивом поведения РЗЭ является характер их распределения в каждом конкретном случае. Здесь отмечаются три варианта. Близкий уровень содержаний тяжелых и средних лантаноидов с резким обеднением (в первом случае) или обогащением (во втором случае) легкими РЗЭ. Третий вариант обусловлен постепенным увеличением лантаноидов от тяжелых к легким. Эти вариации скорее всего связаны со степенью плавления мантийного вещества, т. е. количеством удаленных легкоплавких фаз и их составом. Таковыми являются гранаты и пироксены, в меньшей степени шпинели, плагиоклазы и амфиболы. На рис. 44 видно, что гранаты и пироксены имеют диаметрально противоположные вариации распределений РЗЭ. Гранаты концентрируют главным образом тяжелые РЗЭ, а пироксены — легкие, при приблизительно равных количествах средних лантаноидов. Если принять средний уровень плавления

мантии около 70—100 км, то в этом интервале давлений в первую очередь происходит плавление граната и в расплав уходят тяжелые лантаноиды. Реститы при этом в абсолютных количествах резко обедняются этими элементами, сохраняя в остатке тот же характер распределения, сходный с хондритовым. При больших степенях плавления на этом или более высоком уровне начинает плавиться клинопироксен или амфибол и в расплав начинают поступать в больших количествах легкие лантаноиды, что также приводит к их абсолютному уменьшению в рестите. Однако здесь имеют место три различных варианта конечного распределения легких РЗЭ. Плавление пироксена несколько обедненного наиболее легкими La, Ce и Pr (по отношению к средним лантаноидам) при значительных объемах приведет к большому дефициту легких и средних лантаноидов в оставшемся после экстракции базальта перидотите (Freu, Green, 1974). Максимального плавления мантия, судя по всем данным, достигает под срединными хребтами. Именно реститовые перидотиты срединных хребтов максимально обеднены легкими лантаноидами. Не исключено, что это связано с еще одним процессом. Максимальные значения легких РЗЭ налюдоются в амфиболах. Абсолютные концентрации La, Ce, Pr в них в 100 раз превышают хондритовые и в 10 раз — содержания в пироксене. Амфиболовые перидотиты встречаются в пределах срединных хребтов (о-в Сан-Паулу). Не исключено, что более высокие содержания легких лантаноидов в толеитах по сравнению с лерцолитами COX связаны с частичной их экстракцией при плавлении амфибола. Однако этому противоречат данные по низкой водонасыщенности толеитов.

В целом три типа распределения РЗЭ в магматических породах близки по характеру кривых распределения этих элементов в минералах (рис. 44). В наименее простом варианте можно интерпретировать эти данные следующим образом. При плавлении гранатовых перидотитов образуются толеиты и реститы в виде лерцолитов COX. Однако содержания Ce в толеитах в 20 раз больше, чем в гранате. Следовательно, при формировании толеитов происходит частичное плавление не только гранатов, но и пироксенов. При очень интенсивном плавлении перидотита происходит почти полная экстракция клинопироксена. В рестите в этом случае остается гарцбургит, а базальтовая магма приобретает субщелочной состав и обогащается легкими РЗЭ (субщелочные базальты COX).

Кривая распределения РЗЭ для щелочных базальтов островов близка к кривой, отвечающей распределению в амфиболе. Отличие заключается лишь в уменьшении легких РЗЭ в базальтах. Можно предположить, что при плавлении мантии под островами в процесс плавления включается амфибол, который сохраняется на глубине в более стабильных внутриплитных температурных условиях. В гранатовых лерцолитах Гавайских островов, например, присутствуют небольшие количества амфибола-керсутита и флогопита (Leeman et al, 1980). Не исключен привнос РЗЭ флюидами. Однако в таком случае трудно объяснить дефицит РЗЭ. Если же предположить, что плавление подвергается амфибол-гранатовый лерцолит, то такое распре-

деление РЗЭ будет более объяснимо. При этом должно происходить полное плавление амфибола и частично клинопироксена, что приводит только к умеренному обогащению этих базальтов легкими и средними РЗЭ с характерным для клинопироксена обеднением La и Ce. Наконец, минимальное плавление характеризуется переходом в расплав незначительного количества граната, пироксена и всего амфибола, что и определяет характер распределения РЗЭ в нефелинитах, почти идентичный таковому в амфиболе. Различные условия плавления граната приводят к тому, что он встречается в виде включений только в щелочных лавах и отсутствует в толеитах, когда первичный гранатовый перидотит подвергается плавлению в больших объемах. Рассматривая амфиболовые перидотиты в качестве исходного материала мантии, следует отметить мнение о вторичности амфибола, например для перидотитов о-ва Сан-Паулу. В исходной мантии 155 лет назад в результате метасоматических преобразований произошло замещение клинопироксена амфиболом с последующей перекристаллизацией всей породы. Образование амфибола сопровождалось привнесением легких РЗЭ (Roden et al., 1984). Вывод этот спорен, так как трудно представить метасоматоз с привнесением РЗЭ и отсутствие привнесения легких литофилов. Дело в том, что, как будет показано ниже, отношения изотопов стронция в амфиболовых лерцолитах о-ва Сан-Паулу очень низки (0,7033—0,7035) и ближе всего к хондритовым (0,6990).

Обеднение легкими РЗЭ ультрабазитов (гранатов, пироксенов) из срединных хребтов объясняется (Балашов, 1985) обеднением легкими РЗЭ исходного мантийного материала на определенном этапе дифференциации Земли 1—3 млрд лет назад. Обогащение же перидотитов легкими РЗЭ может быть связано, по его мнению, с: 1) неполным плавлением исходного вещества, 2) контаминацией поступающими выплавками базальтов глубинного недеплетированного вещества, 3) флюидным переносом легких РЗЭ из глубинных частей мантии. Деплетирование мантии произошло лишь в отношении легких РЗЭ. В этом плане представляют интерес будущие исследования, связанные с корреляцией состава и соотношений РЗЭ в ортопироксенах с содержанием в них  $Al_2O_3$ . Последний компонент в какой-то мере отражает степень деплетированности мантии. Если существует прямая корреляция между низкоглиноземистыми ортопироксенами перидотитов срединных хребтов и обеднение их легкими РЗЭ, то факт раннего деплетирования перидотитов будет более обоснован. Однако пока эти данные в литературе практически отсутствуют в силу сильной изменчивости ортопироксенов и перидотитов срединных хребтов.

В настоящее время собран большой представительный материал по изотопному составу базальтов. К сожалению, в силу сильной изменчивости глубинных пород их изотопный состав практически не изучен. Наибольшая информация в настоящее время имеется по отношению в этих породах изотопов Sr ( $^{87}Sr/^{86}Sr$  —  $I_{Sr}$ ). В табл. 55 приведены некоторые данные по содержанию в ультрабазитах Rb, Sr и

Таблица 55

Содержания Sr, Rb (в г/т) и величины отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в перидотитах океана

	1	2	3	4	5	6
Sr	6,3—64,7	11,45	0,73—8,2	9,6	—	—
Rb	0,1—0,77	0,55	1,7—4,2	0,49	—	—
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,7076—0,7114	0,7069	0,7034—0,7067	0,7227	0,7033—0,7035	0,7079

	7	8	9	10	11
Sr	4,1	7,5—18,5	—	—	—
Rb	0,10	0,48—2,28	—	—	—
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,7138	0,7089—0,7111	0,7067	0,7036	0,7029—0,7035

Гарцбургиты: 1 — разлом Романш, 2 — разлом Чейн, 3 — о-в Сан-Паулу, 4 — плагиоклазовый гарцбургит, разлом Романш. Лерцолиты: 5 — амфиболовый лерцолит, о-в Сай-Паулу, 6 — склон Аравийско-Индийского хребта. 7 — дунит, САХ, 6° с.ш. 8 — серпентинит, разлом Сан-Паулу, 9 — родингит, разлом Мария Целеста, 10 — верлит, ксенолит из базальта, Галапагосские острова, 11 — гранатовый пироксенит, ксенолит, Гавайские острова.

Данные: Бонатти и др., 1973 (анализы 1, 2, 3, 4, 7, 8); Roden et al., 1984 (5); Hedge, 1973 (6); Hart, 1972 (9); McBirney, Williams, 1969 (10); Frey, 1980 (11).

отношения  $^{137}\text{Sr}$ . Обращает внимание значительный разброс как величин этих элементов, так и отношения изотопов Sr. Для перидотитов срединно-океанских хребтов этот разброс составляет 0,7033—0,7227.

Радиогенный изотоп стронция —  $^{87}\text{Sr}$  получается при бета-распаде  $^{87}\text{Sr}$ . Константа радиогенного распада составляет  $1,42 \cdot 10^{-11}$ /год, т. е. количество радиогенного  $^{87}\text{Sr}$  является функцией времени. Rb — элемент родственный ряду щелочных элементов (Li, Na, K, Cs), поэтому охотнее всего изоморфно замещает K. Sr изоморфно замещает Ca, что определяет его максимальные концентрации в плагиоклазах и клинопироксенах. Поэтому в клинопироксенах, где минимум Rb, будет соответственно — минимум радиогенного Sr и наименьшее отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . В связи с этим клинопироксенсодержащие породы — верлиты и клинопироксениты — имеют наименьшие по сравнению с другими перидотитами отношения  $^{137}\text{Sr}$  (Буякайте, Виноградов, 1980).

На величину отношения изотопов Sr и валовые составы Sr и Rb существенное влияние оказывают флюидные фазы, перераспределяющие эти элементы уже в условиях верхней мантии (Basu, Murthy, 1977). На примере включений лерцолитов из базальтов Калифорнии было показано, что разница в содержаниях на поверхности минерала и в его центре составляет соответственно по Rb (оливин: 0,063—0,035; ортопироксен: 0,186—0,057; клинопироксен: 0,123—0,054), Sr (оливин: 4,32—0,95; ортопироксен: 5,74—1,51; клинопироксен: 11,17—5,30),  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (оливин: 0,7068—0,7059; ортопироксен: 0,7070—0,7058; клино-

пироксен: 0,7055—0,7020). Обращает на себя внимание также тот факт, что очищенные центральные части разных минералов имеют различные изотопные соотношения (Балашов, 1985). К примеру,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  для оливина лерцолитов — 0,7077, ортопироксена — 0,7058, клинопироксена — 0,7022, т. е. оливин и ортопироксен имеют больше радиогенного стронция, чем клинопироксен. Так что корректными могут быть сравнения этих отношений и содержаний Rb и Sr только на уровне минеральных фаций. Такой материал по ультрабазитом океана в силу их крайней изменчивости пока отсутствует. Поэтому приходится еще раз, ссылаясь на работу Г. Фора и Дж. Пауэлла (1974), отмечать их скепсис по поводу использования отношения изотопов Sr в ультраосновных породах для каких-либо выводов об эволюции мантии.

Значительное влияние на величины изотопных отношений оказывает метаморфизм пород. Например, высокие концентрации Sr (1000 г/т) и соответственные соотношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7090$  связываются (Hart, 1972) с родингитизацией ультрабазитов, в частности с развитием по ним гидрогроссуляра. Наиболее высокие концентрации отмечены в плагиоклазе и гидрогроссуляре, в них же и наибольшие отношения изотопов Sr (0,7090). К другим вторичным минералам с высокими содержаниями Sr относятся гидробиотит и амфиболкерсутит. На примере серпентинизации лерцолитов Аравийско-Индийского хребта (Subbarao, Hedge, 1973) высказывается мнение, что серпентинизация прямо влияет на высокие отношения изотопов Sr (0,7079). Среднее отношение этих изотопов для мантии составляет 0,7048. Серпентинизированные гарцбургиты и лерцолиты трансформных разломов имеют самые широкие вариации отношений изотопов Sr (0,7033—0,7227), причем минимальные относятся к амфиболовым лерцолитам о-ва Сан-Паулу (0,7033—0,7035). Максимальное отношение характерно для плагиоклазового гарцбургита из разлома Романш, что отражает наличие в породе плагиоклаза. Как уже отмечалось, высокие отношения изотопов Sr связывают с серпентинизацией перидотитов под воздействием морской воды. Однако в некоторых перидотитах это отношение составляет 0,7114—0,7138, что выше, чем в морской воде (0,7091). Следовательно, существуют другие источники поступления радиогенного стронция. Как считает Ю. А. Балашов (1985), имеет место сложное сочетание нескольких факторов: сочетание морской и мантийной контаминации Sr, осложненной серпентинизацией пород. Вместе со стронцием при серпентинизации в породу поступает и уран (Seitz, Hart, 1973). Его содержание в серпентинитах составляет 0,2—0,9 г/т.

Наиболее низкие отношения изотопов Sr в амфиболовых лерцолитах с о-ва Сан-Паулу и гранатовых пироксенитах включений из базальтов Гавайских островов (0,7033—0,7035 и 0,7029—0,7035) близки и попадают в интервал значений этого отношения для толеитов океана (0,7022—0,7044). Это дополнительный факт, свидетельствующий о генетической и возрастной связи слабоизмененных перидотитов с базальтами.

Таблица 56

## Величина отношений изотопов свинца в ультрабазитах и базальтах

Цифры условных знаков	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
1	18,19	15,50	37,91
2	17,62—18,14	15,03—15,37	36,34—37,62
3	18,74	15,56	38,62
4	19,15—19,80	15,61—15,65	39,07—39,65
5	17,8—18,8	15,4—15,6	37,8—38,8
6	18,10	15,42	37,7

1 — включение лерцолита, о-в Оаху, Гавайские острова (Zartman, Tera, 1973); 2 — включения лерцолитов, Гавайские острова (Marioka, Kigoshi, 1975), 3 — включение гарцбургита, о-в Лансароте, Канарские острова (Zartman, Tera, 1973), 4 — амфиболовые лерцолиты, о-в Сан-Паулу, Атлантика (Roden et al., 1984), 5 — пределы колебаний в толентах СОХ, 6 — среднее для современной мантии (Балашов, 1985).

Редкие определения изотопных отношений свинца в перидотитах океана (Zartman, Tera, 1973; Roden et al., 1984) показывают близость этих отношений таковым в базальтах срединных хребтов (табл. 56). Эти данные позволяют отнести ксенолиты ультрабазитов в щелочных базальтах океанских островов к фрагментам мантийного вещества, которое деплетировалось в области срединного хребта. С другой стороны, анализ данных по изотопам свинца позволил (Marioka, Kigoshi, 1975) считать лерцолиты Гавайских островов реститами после выплавки толентов, формирующих 90% объема вулканов указанных островов. Щелочные базальты поступают снизу из неистощенной магмы, так как в щелочных базальтах эти отношения выше, чем в толентах СОХ. Поступая из более глубоких горизонтов верхней мантии, щелочные базальты захватывают обломки вышележащих ультрабазитов. Вместе с тем более высокие отношения изотопов свинца в амфиболовых лерцолитах о-ва Сан-Паулу свидетельствуют о специфике условий образования этих перидотитов. Образование изотопов  $^{206}\text{Pb}$  и  $^{207}\text{Pb}$  связано с радиоактивным распадом  $^{238}\text{U}$  и  $^{235}\text{U}$ , т. е. чем больше в породе U, тем больше вероятность увеличения в ней изотопов свинца. Повышенная концентрация в породе  $^{206}\text{Pb}$  и  $^{207}\text{Pb}$  может быть объяснена дополнительным привнесом в породу либо U, либо продуктов его распада в процессе метасоматоза (Roden et al., 1984). Однако этому, как уже говорилось, противоречат очень низкие мантийные величины отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Как было показано, радиогенный Sr и Pb очень подвижны и при метасоматозе наверняка бы сдвинули баланс  $^{87}\text{Sr}$  в сторону его увеличения. Эти противоречия в геохимии перидотитов о-ва Сан-Паулу пока остаются невыясненными.

Суммируя данные по петрохимии и геохимии ультраосновных пород, следует подчеркнуть следующие выводы. Петрохимические данные показывают, что среди наименее деплетированных пород океана — лерцолитов — выделяются четыре типа. Наиболее расп-

ространены лерцолиты с магнезиальностью  $M/F=8-10$ , которые встречаются чаще всего в трансформных разломах и срединных хребтах, иногда отмечаются во включениях в базальтах островов. Два других типа — умеренно-железистый и высокожелезистый встречаются в пределах котловин: первые — во включениях в щелочных базальтах, вторые — в виде составной части щелочного дифференцированного комплекса. Можно пока лишь предположить, что эти два типа являются производными иной, неистощенной мантии, обогащенной щелочами (Западно-Австралийская котловина) и некогерентными элементами (включения Гавайских островов). Наконец, небольшую группу перидотитов составляют высококальциевые верлиты и пироксениты. Среди них выделяются высокомагнезиальные разновидности, которые в основном встречаются в срединных хребтах, и высокожелезистые с повышенными содержаниями  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$  и  $Na_2O$ . Этот тип пироксенитов свойствен включениям в базальтах островов. Таким образом, данные по перидотитам свидетельствуют о наличии в океане по крайней мере двух специфических петрохимических ассоциаций глубинных пород ультраосновного состава. Анализ распределения в перидотитах  $R_{33}$  и изотопных отношений подтверждает этот вывод. Кроме того, поведение радиоактивных изотопов свидетельствует о наличии процессов метасоматоза и перераспределения вещества в процессе эволюции пород океанской коры. Особо следует отметить петрохимическую специфику глубинных пород различных океанов на примере гарцбургитов. Последние, судя по минеральному и химическому составу, являются производными лерцолитов. Подавляющее число лерцолитов океана имеют очень близкий состав. Петрохимическая специфика гарцбургитов различных океанов при близком составе исходного вещества может быть объяснена только спецификой условий их образования.

Действительно, в срединных хребтах Атлантики и Тихого океана эти условия различны в силу хотя бы различной скорости спрединга в них. Однако различия, например, в породах Атлантики и Индийского океана до конца не ясны, так как спрединг в обоих случаях минимален. По-видимому, здесь имеют место другие факторы. Широкое развитие в Индийском океане протрузий слабодифференцированных перидотитов свидетельствует о преобладании в этих областях процессов метаморфических преобразований мантии. В Атлантике на фоне тех же процессов преобладает магматизм.

Вдоль срединных хребтов наблюдается изменение состава гарцбургитов. Это свидетельствует о различной степени деплетированности мантии под различными участками хребтов.

## ОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ

Разнообразие минералогического состава габброидов обуславливает значительные колебания их химических составов. Для выяснения формационных рядов ниже рассматриваются петрохимические и геохимические особенности габброидов по их петрографически выделенным типам.

Таблица 57

## Составы троктолитов и эвкритов

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	45,61	46,42	45,21	48,08	41,30	47,80	50,85	48,39	41,91
TiO <sub>2</sub>	0,08	0,05	0,05	0,07	0,02	0,04	0,09	0,07	0,44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,94	23,68	19,44	10,14	23,70	19,56	12,32	11,14	8,53
FeO'	3,76	3,69	5,32	6,76	3,11	5,47	5,16	6,06	14,14
MnO	0,08	0,06	0,11	0,13	0,05	0,05	0,12	0,14	0,16
MgO	14,55	11,49	12,27	22,80	11,33	9,97	18,05	21,08	28,43
CaO	6,28	11,47	11,41	11,10	13,57	10,00	12,32	12,10	4,96
Na <sub>2</sub> O	3,14	1,81	1,63	0,32	0,70	1,90	0,50	0,29	0,99
K <sub>2</sub> O	0,18	0,03	0,03	0,04	0,22	0,09	0,01	0,05	0,09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,01	—	—	0,05	0,02	0,02	0,02	—
H <sub>2</sub> O	7,07	1,15	4,00	—	4,97	4,56	—	—	0,47
n				8			3	4	2

**Троктолиты:** 1 — разлом Романш (Плошко, Богданов, 1972); 2 — САХ, 24° с.ш. (Miyashiro et al., 1970); 3 — САХ, 26° с.ш. (Tiezzi, Scott, 1980); 4 — САХ, скв. 334 (Dmitriev, 1977); 5 — впадина Хесса, Галапагосский рифт (Кашинцев, Рудник, 1984); 6 — Западно-Австралийская котловина (Кашинцев, 1973). **Эвкриты:** 7 — САХ, скв. 334 (Gunn, Roobol, 1977); 8 — меланократовая разновидность, там же; 9 — Галапагосские острова, включение в базальте (McBirney, Williams, 1969).

Троктолиты характеризуются высокими содержаниями Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (23,70 мас. %), что связано с наличием плагиоклазовой лейкократовой составляющей породы. Наоборот, такого же уровня содержания MgO (22,8 мас. %) характеризуют ее меланократовые существенно оливинные участки (рис. 45, табл. 57). Низкие концентрации TiO<sub>2</sub> (0,02—0,08%) и щелочей (0,36—1,84%) позволяют рассматривать эти породы как переходные между ультраосновными и основными. Троктолиты из молодого Галапагосского рифта в Тихом океане по содержанию SiO<sub>2</sub>, CaO, Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O заметно отличаются от троктолитов Срединно-Атлантического хребта (см. табл. 57, анализы 5 и 2). Эти различия не обусловлены различными соотношениями плагиоклаза и оливина, так как содержания FeO' и MgO в обоих случаях одинаково. При равных количествах оливина, троктолиты из Тихого океана имеют более кальциевый состав. Существенно отличаются своим составом троктолиты Западно-Индийской котловины. Они характеризуются наиболее низкими содержаниями MgO и CaO при равных, например, с троктолитами САХ (26° с.ш.) величинах Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO и Na<sub>2</sub>O.

Различия, скорее всего, связаны с различным соотношением в плагиоклазовой части троктолитов анортита и более кислого плагиоклаза (битовнита), что объясняется частичной альбитизацией этого минерала. Например, наиболее измененные троктолиты впадины Романш (анализ 1) имеют максимальные концентрации Na<sub>2</sub>O (3,14%) при минимальном CaO (6,28%). Однако в случае с троктолитами впадины Хесса при заметном изменении пород (H<sub>2</sub>O = 4,97 мас. %) все же

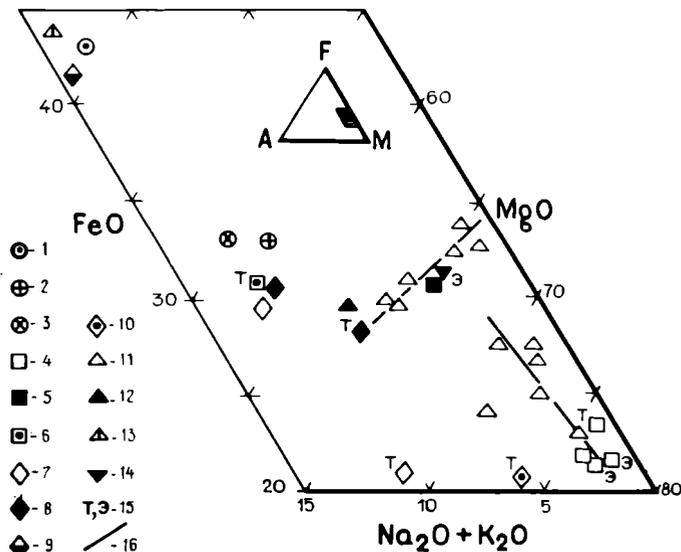


Рис. 45. Составы троктолитов, оливниновых габбро и звкритов на графике А ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) — F(FeO) — M(MgO)

Трансформные разломы: 1 — Романш, 2 — Атлантик, 3 — Арго. Склоны хребта, котловины: 4 — САХ, скв. 334; 5 — Бразильская котловина; 6 — Западно-Австралийская котловина. Рифтовые зоны: 7 — САХ, 24° с.ш.; 8 — САХ, 26° с.ш.; 9 — Западно-Индийский хребет, 12° ю.ш.; 10 — впадина Хесса, Галалагосский рифт. Включения в базальтах: 11 — Гавайские острова; 12 — Канарские острова; 13 — о-в Реюньон, 14 — Галалагосские острова; 15 — буквенные обозначения пород: т — троктолиты, э — звкриты. Значки без буквенных обозначений относятся к оливниновым габбро; 16 — тренды оливниновых габбро Гавайских островов (Fodor, Vandermeyden, 1988)

наблюдаются максимальные содержания СаО при минимуме  $\text{Na}_2\text{O}$ , что отражает специфику ее первичного состава.

Петрохимическая особенность троктолитов впадины Хесса подтверждается геохимическими данными (рис. 46, табл. 58). Троктолиты имеют низкие концентрации Rb (0,4 г/т) и V (11 г/т) при повышенных по сравнению с троктолитами скв. 334 и хребта Муссау содержаниях Sr (126 г/т). Эти данные хорошо коррелируются с высококальциевым составом троктолитов Галалагосского рифта. Троктолиты скв. 334 при довольно высоких концентрациях Ni (820 г/т), Cr (1700 г/т) и V (123 г/т) имеют также высокие содержания Rb (2,3 г/т) и Ba (38 г/т) при очень низком Sr (10 г/т). Такого рода особенности могли быть связаны с более кислым плагиоклазом в троктолитах этой скважины, однако низкие содержания  $\text{Na}_2\text{O}$  (0,32 мас. %) и  $\text{K}_2\text{O}$  (0,04) не подтверждают это предположение. Скорее всего, высокий Rb связан с вторичными процессами, которые претерпели троктолиты из скв. 334.

Таким образом, вариации химических составов троктолитов из различных структур океанов связаны не только с процессами изменения пород, но, по-видимому, отражают также специфический состав производных магм.

Таблица 58

Содержания микроэлементов в троктолитах, оливиновых габбро и эвритах, г/т

Элементы	1	2	3	4	5	6
Li	17	—	8	—	2,3	—
Rb	0,4	—	2,3	—	3,6	—
Ba	24	—	38	3	20	—
Sr	126	—	10	56	76	—
Ni	350	1168	820	—	220	—
Co	36	97	62	107	59	43
Cr	970	3756	1700	1900	743	863
V	11	—	123	—	150	—
Sc	—	—	—	11	—	38
Ga	57	—	107	—	113	—
Zr	20	12	56	5	—	—
л	2	—	8	2	3	—

Элементы	7	8	9	10	11	12
Li	—	—	—	—	—	—
Rb	—	—	—	3	0,75	—
Ba	10	—	—	44	57	60
Sr	130	—	—	349	12	315
Ni	240	348	—	545	592	190
Co	34	28	49	—	—	29
Cr	670	1522	1560	1523	—	370
V	160	—	—	—	—	66
Sc	40	—	29	—	—	15
Ga	60	—	—	—	—	28
Zr	19	26	—	68	—	68
л	—	—	2	12	2	—

**Троктолиты:** 1 — впадина Хесса, Галапагосский рифт (Кашинцев, Рудник, 1984); 2 — разлом Гаррет, Тихий океан (Hebert et al., 1983); 3 — САХ, скв. 334 (Dmitriev, 1977); 4 — хребет Муссау, Тихий океан (Разницын и др., 1989). **Оливиновые габбро:** 5 — впадина Хесса (данные автора); 6 — САХ, 26° с.ш. (Tiezzi, Scop, 1980); 7 — средний по разломам Мария Целеста, Вима, Арго (Engel, Fisher, 1975); 8 — разлом Гаррет; 9 — САХ, скв. 334 (Dostal, Muecke, 1978); 10 — включения в базальтах, Гавайские острова (Fodor, Vandermeyden, 1988). **Эвриты:** 11 — САХ, скв. 334 (Gunn, Rooble, 1977); 12 — включение в базальте, Галапагосские острова (McBirney, Williams, 1969).

**Оливиновые габбро** имеют широкий диапазон составов (табл. 59, см. рис. 45). Для этих пород характерна определенная обособленность петрохимических групп, что хорошо видно на рис. 45. В левой верхней части рисунка расположены точки анализов из самых различных структур. Например, в эту группу анализов наиболее щелочных ( $A = 13-14$ ) и высокожелезистых ( $F = 42-44$ ) оливиновых габбро входят породы трансформного разлома Романш, рифтовой зоны Западно-Индийского хребта и включений из базальтов о-ва Реюньон.

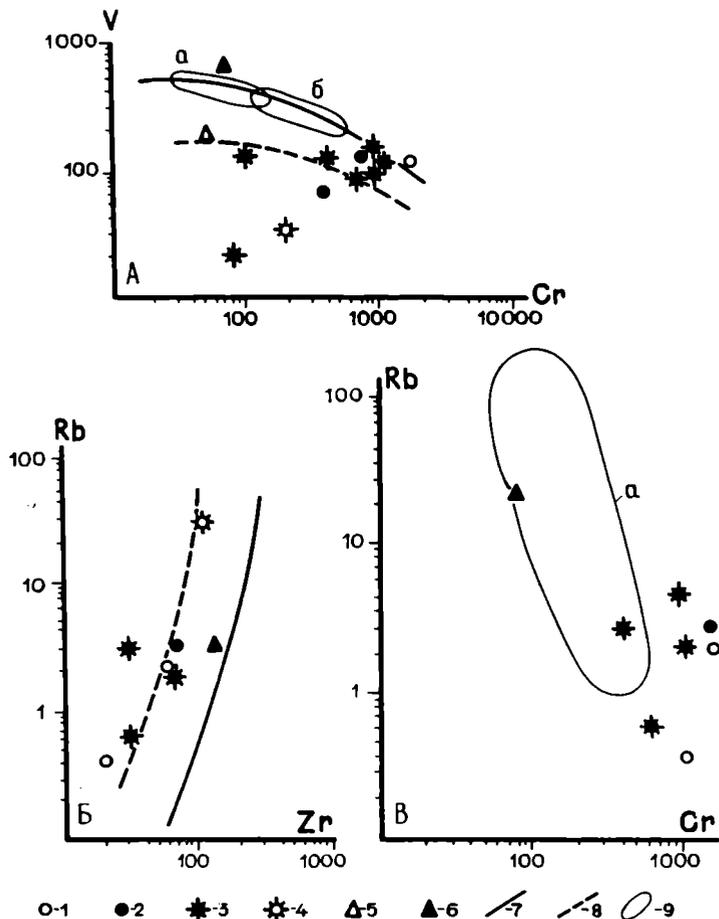


Рис. 46. Концентрации микроэлементов в основных породах на графиках V—Cr (А), Rb—Zr (Б) и Rb—Cr (В)

1 — троктолиты, 2 — оливиновые габбро, 3 — габбро, 4 — анортзит, 5 — амфиболовые габбро, 6 — рудное габбро, 7 — тренды для толентовых базальтов СОХ, 8 — тренды для габброидов, 9 — поля океанских базальтов: а — щелочные базальты островов, б — толенты СОХ, океанских плато и островов

Такая же картина наблюдается и для анализов с умеренной железистостью ( $F = 27-33$ ) и высокомагнезиальных ( $F = 20-27$ ). Для выяснения причины дискретности составов этих пород на график АФМ (см. рис. 45) нанесены частные анализы всех оливиновых габбро из включений в базальтах Гавайских островов (Fodor, Vandermeulen, 1988). Эти анализы образовали два дискретных с разной направленностью дифференциации тренда. Такое поведение скорее всего можно объяснить близкими, но все же различными условиями кристаллизации оливиновых габбро в отдельных слоях. Например, в скв. 735 в Западно-Индийском хребте в одном случае оливиновые габбро

Таблица 59

## Составы оливковых габбро

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	49,28	49,22	45,99	47,81	49,39	50,60
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,33	1,27	0,47	1,41	0,36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,51	17,01	18,13	11,55	12,96	16,29
FeO'	5,69	5,49	8,52	8,06	9,38	5,70
MnO	0,13	0,14	0,18	0,15	0,17	0,09
MgO	10,59	10,53	8,95	13,81	9,43	9,59
CaO	12,92	12,73	12,37	10,51	12,41	14,33
Na <sub>2</sub> O	2,08	2,20	2,27	2,31	2,76	2,15
K <sub>2</sub> O	0,03	0,06	0,65	0,14	0,05	0,07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,02	0,18	—	0,07	0,04
H <sub>2</sub> O	2,50	2,29	1,11	3,43	1,50	0,67

Компо- ненты	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	47,67	47,85	48,21	49,40	49,40	46,47
TiO <sub>2</sub>	0,11	0,21	1,97	0,39	0,10	0,71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,10	11,71	12,75	15,38	19,00	9,07
FeO'	5,30	7,34	11,05	4,35	4,60	8,41
MnO	0,12	0,35	0,18	0,13	0,10	0,14
MgO	19,50	15,49	10,50	16,86	9,60	19,93
CaO	11,80	12,98	11,38	8,41	15,90	14,25
Na <sub>2</sub> O	0,44	0,73	2,57	1,50	1,30	0,56
K <sub>2</sub> O	0,03	0,34	0,72	0,10	0,00	0,08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,17	0,40	—	—	0,06
H <sub>2</sub> O	2,73	2,13	0,32	—	—	—

1 — САХ, 26° с.ш. (Tiezzi, Scott, 1980); 2 — САХ, 24° с.ш. (Miyashiro et al., 1970); 3 — Западно-Индийский хребет, рифтовая долина (Дмитриев, 1972); 4 — разлом Атлантик (Kay et al., 1970); 5 — разлом Романш (Плошко, Богданов, 1972); 6 — разлом Арго (Engel, Fisher, 1975); 7 — САХ, скв. 334 (Dostal, Mueche, 1978); 8 — Бразильская котловина (данные автора). Включения в базальтах островов: 9 — о-в Реюньон (Upton, 1972); 10 — Канарские острова (Кутюлин, 1975); 11 — о-в Лансароте, Канарские острова (Frisch, 1970); 12 — Гавайские острова (Fodor, Vandemeyden, 1988).

ассоциируют с троктолитами (повышенная магнизиальность при минимуме щелочности), в другом — с рудными габбро (повышенная железистость и щелочность).

Оливковые габбро из трансформных разломов и рифтовых зон (см. табл. 59) имеют более высокие содержания железа и щелочей, чем аналогичные породы из включений в базальтах. Возможное объяснение такого явления может заключаться в следующем. Оливковые габбро являются одними из первых (вслед за троктолитами) кумулятов основной магмы. Под крупными вулканическими постройками в условиях относительно закрытой системы диффе-

ренциация происходит медленнее. Повышенный потенциал флюидов, снижающий температуру кристаллизации минералов, обуславливает максимальную кристаллизацию высокотемпературных магнезиальных фаз. Под рифтовыми зонами хребтов условия кристаллизации диаметрально противоположны, что приводит к сравнительно быстрой кристаллизации расплава с формированием пород наиболее близких исходной выплавке, т.е. базальту. Резкие отличия по железу между оливиновыми габбро в пределах срединного хребта можно объяснить тем же механизмом. В отдельных участках хребта в результате изменения скорости спрединга могут возникать условия, близкие к частично закрытой системе. В этих местах магма будет максимально дифференцирована с обособлением высокомагнезиальных кумулятов. С другой стороны, в пределах хребта могут быть дополнительные инъекции более щелочной и высокожелезистой магмы, чем толеитовая. Примером такого случая может служить разлом Романш, в котором появляются высокожелезистые оливиновые габбро с повышенными, по сравнению с другими породами этого типа, концентрациями  $TiO_2$  (1,1—2,0 мас.%) (рис. 47). Два других анализа этой высокожелезистой группы пород также имеют повышенные содержания  $TiO_2$  (см. табл. 59). Таким образом, совокупность признаков позволяет выделить три типа оливиновых габбро: 1) щелочной, высокожелезистый и высокотитанистый; 2) высокощелочной; умеренно железистый и умеренно титанистый; 3) высокомагнезиальный, низкощелочной, умеренно титанистый. Первый тип может быть продуктом щелочной или субщелочной самостоятельной магмы, второй и третий — продукты дифференциации различных магм толеитового состава. Толеиты островного типа (Гавайские) образуют оливиновые габбро с промежуточными содержаниями  $TiO_2$  (0,6—1,0), толеиты срединных хребтов — с низкими (0,06—0,47) концентрациями этого компонента.

Имеющиеся данные по геохимии оливиновых габбро (см. табл. 58, анализы 5—9) очень скудные. Из них следует, что габброиды включений (на примере Гавайских островов) отличаются более высокими содержаниями Sr (349 г/т), Ba (44 г/т), Zr (68 г/т) по сравнению, например, с оливиновыми габбро трансформных разломов (Sr = 130 г/т, Ba = 10 г/т, Zr = 19 г/т). Эти данные позволяют с большей уверенностью выделить оливиновые габбро включений в самостоятельный геохимический комплекс с подщелоченной спецификой.

*Габбро-нориты* несколько более однородны по составу, чем оливиновые габбро (рис. 48, табл. 60), особенно в отношении щелочей. В верхней половине диаграммы АФМ расположена группа точек анализов пород из рифтовых зон и трансформных разломов, величина  $F$  в которых составляет 33—43%. Эти породы в целом несколько более щелочные ( $A = 15$  и более), чем магнезиальные габбро-нориты, анализы которых нанесены в правой нижней части рис. 48. Сюда входят включения из базальтов Канарских островов, а также других структур океана. Геохимические данные по габбро-норитам (табл. 61), к сожалению, не дают возможности получить дополнительные сведе-

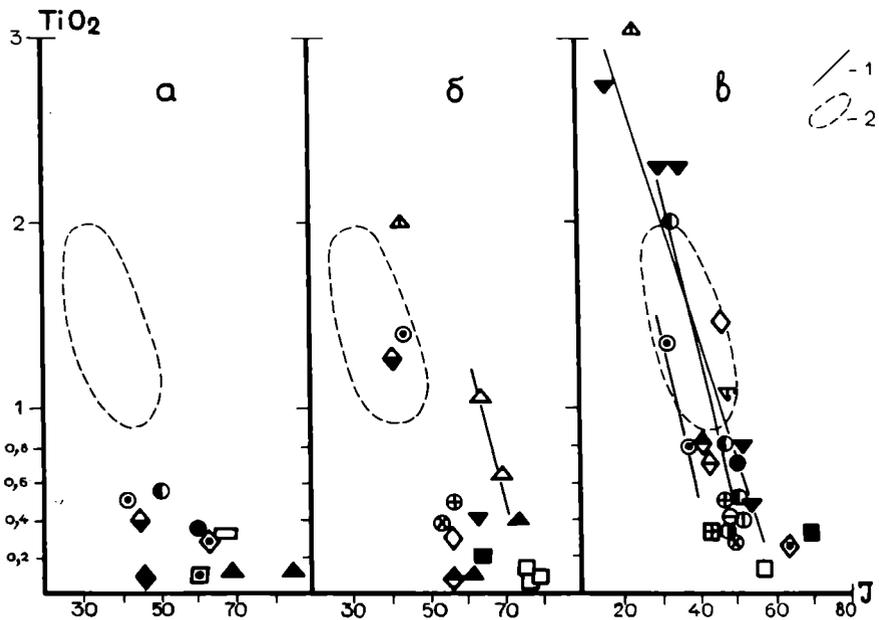


Рис. 47. Составы основных пород на графике  $TiO_2 - J \left( \frac{100Mg}{MgO + FeO + Na_2O + K_2O} \right)$

*а* — габбро-нориты, *б* — оливковые габбро, *в* — габбро.

*1* — тренды дифференциации, *2* — поле составов толентов COX. Остальные условные обозн. на рис. 45, 48, 49

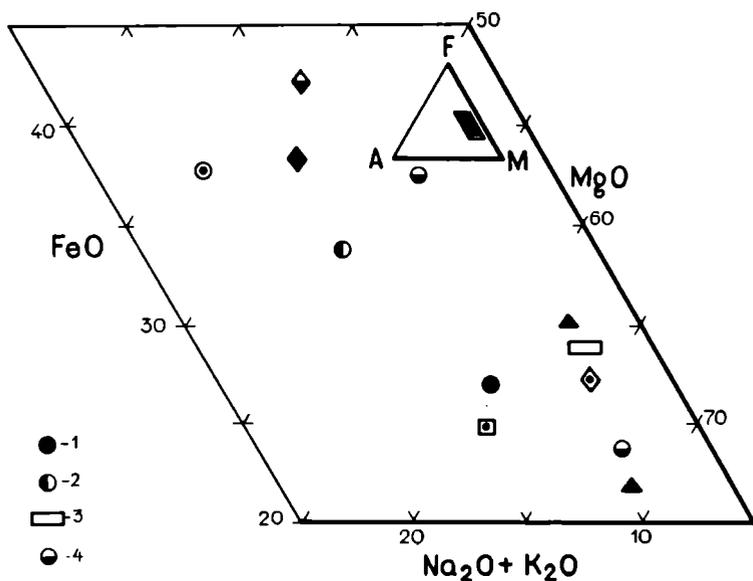


Рис. 48. Составы габбро-норитов на графике AFM

Трансформные разломы: *1* — Витязь, *2* — Мария Целеста, *3* — Марианский желоб, *4* — разлом Зеленого Мыса. Остальные условные обозн. на рис. 45

Таблица 60

## Составы габбро-норитов

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	50,93	51,75	50,41	50,08	49,39
TiO <sub>2</sub>	0,12	0,49	0,56	0,36	0,42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,26	16,83	15,13	15,12	13,95
FeO'	7,30	7,03	6,58	4,79	9,38
MnO	0,15	0,15	0,10	0,10	0,17
MgO	8,67	7,72	9,56	10,55	9,43
CaO	12,50	10,91	13,06	15,28	12,46
Na <sub>2</sub> O	2,64	3,39	2,78	2,15	2,79
K <sub>2</sub> O	0,04	0,14	0,19	0,09	0,06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,09	0,19	—	0,07
H <sub>2</sub> O	4,00	0,92	0,80	1,74	1,41
л			2		3

Компоненты	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	46,42	47,40	46,53	46,66	49,40
TiO <sub>2</sub>	0,12	0,28	0,34	0,12	0,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,26	17,89	15,82	22,31	19,00
FeO'	4,92	5,32	5,43	3,48	4,60
MnO	0,04	0,10	0,08	0,07	0,10
MgO	11,98	12,13	12,00	10,88	9,60
CaO	5,11	12,79	13,78	14,20	15,90
Na <sub>2</sub> O	1,77	1,36	1,49	1,25	1,30
K <sub>2</sub> O	0,82	0,07	—	0,15	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,04	—	0,03	—
H <sub>2</sub> O	8,11	2,21	—	—	—
л		3		10	

**Габбро-нориты:** 1 — САХ, 26° с.ш. (Tiezzi, Scoi, 1980); 2 — разлом Романш (Плошко, Богданов, 1972); 3 — разлом Мария Целеста (Цветков, 1983); 4 — разлом Витязь (Дмитриев, Шараськин, 1972); 5 — Западно-Индийский хребет, рифтовая долина (там же); 6 — Западно-Австралийская котловина (Кашинцев и др., 1981); 7 — впадина Хесса, Галапагосский рифт (там же); 8 — Марианский желоб (Рудник и др., 1978). Включения в базальтах: 9 — Канарские острова (Кутолин, 1975); 10 — там же (Frish, 1970).

ния о каких-либо химических особенностях отдельных комплексов этих пород.

Если сравнить габбро-нориты с оливиновыми габбро из одной и той же структуры, то первые имеют меньшие содержания щелочей и суммарного железа. Кристаллизационный индекс этих пород (см. рис. 47) в целом ниже, чем в оливиновых габбро, причем концентрации TiO<sub>2</sub> не дают какого-либо заметного тренда. В этом отношении габбро-нориты более примитивны, чем оливиновые габбро, и по степени дифференциации ближе к первичным расплавам.

*Габбро* — наиболее хорошо петрохимически охарактеризованная

Таблица 61

Содержания микроэлементов в габбро-норитах, габбро- и анортозитах, г/т

Элементы	1	2	3	4	5	6	7
Li	—	—	27	6	—	4	4,9
Rb	—	—	4,6	—	—	3	5,4
Ba	—	3,4	19	10	10	12	—
Sr	—	150	72	110	120	55	—
Ni	—	—	180	200	100	105	170
Co	40	45	51	—	30	22	32
Cr	80	850	720	900	100	386	907
V	—	—	170	110	160	155	177
Sc	45	25	—	—	50	45	—
Cu	—	—	82	85	19	30	—
Zr	—	<5	32	10	20	28	—

л

**Габбро-нориты:** 1 — САХ, 26° с.ш. (Tiezzi, Scott, 1980); 2 — хребет Муссау, Тихий океан (Разницын и др., 1989). **Габбро:** 3 — впадина Хесса, Галапагосский рифт (данные автора); 4 — разлом Романш (Melson, Thompson, 1970); 5 — разлом Арго (Engel, Fisher, 1975); 6 — разлом Мария Целеста (там же); 7 — разлом Кларнион (Лазько, 1985); 8 — САХ, скв. 334 (Dmitriev, 1977); 9 — Западно-Австралийская котловина, ст. 7411 (данные автора). **Амфиболовое габбро:** 10 — включения в базальтах, Галапагосские острова (McBimey, Williams, 1969). **Рудное габбро:** 11 — разлом Кларнион (Лазько, 1985); 12 — включения в базальтах, Гавайские острова (Fodor, Vandemeyden, 1988). **Анортозиты:** 13 — среднее по разломам Аравийско-Индийского хребта (Engel, Fisher, 1975).

Элемент	8	9	10	11	12	13
Li	5	18	—	6,7	—	—
Rb	2	—	—	25	3	—
Ba	22	—	215	—	374	25
Sr	14	90	300	—	604	260
Ni	379	200	30	82	21	30
Co	66	29	34	42	—	2
Cr	1031	86	54	74	10	190
V	131	20	215	710	—	35
Sc	32	6	26	—	—	14
Cu	86	—	56	—	—	5
Zr	59	20	265	—	149	13
л	8		2	5	5	

группа пород. Для обычных габбро характерен значительный диапазон составов (рис. 49, табл. 62). При практически тех же содержаниях щелочей, как в оливиновых габбро и габбро-норитах, обычные габбро, особенно из различных включений в базальтах, заметно более железистые. Величина  $F = 23—59$ , хотя железистость в абсолютном большинстве анализов ограничена диапазоном  $F = 30—40\%$  при  $A = 10—20\%$ . В этот интервал железистости и щелочности попадают 180

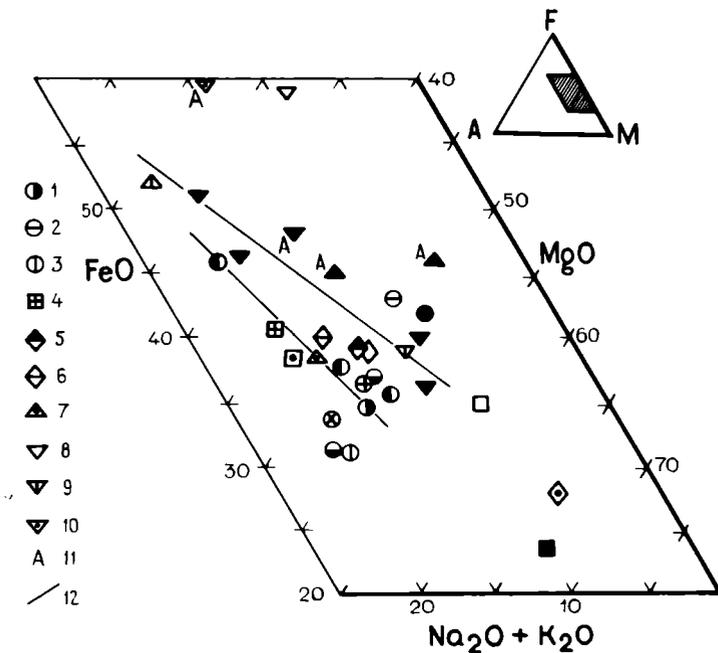


Рис. 49. Составы габбро на графике AFM

Трансформные разломы: 1 — Вима, Индийский океан, 2 — Элтанин, 3 — Кларнион, 4 — хребет Палмер, Атлантика. Рифтовые зоны: 5 — САХ, 6° с.ш., 6 — ВТП, 12°50' с.ш. Острова: 7 — о-в Сан-Паулу, 8 — о-в Тристан-да-Кунья. Включения в базальтах: 9 — о-в Вознесения, 10 — о-в Маврикий, 11 — буквенное обозначение амфиболовых габбро, 12 — тренды габбро Галапагосских островов и разлома Арго. Остальные условные обозн. на рис. 45, 48

большинство анализов габбро из рифтовых зон и трансформных разломов. На примере габбро из разлома Мария Целеста и включений в базальтах Галапагосских островов (см. рис. 49) видно, что тренд составов этих пород характеризуется постепенным увеличением щелочей при довольно значительном накоплении железа. Особенно четко характер дифференциации прослеживается на графике J—TiO<sub>2</sub> (см. рис. 47). Для тех же включений в базальтах Галапагосских островов колебания в содержаниях TiO<sub>2</sub> составляют 0,5—2,3 мас. %, а для разлома Мария Целеста соответственно 0,5—2,0. В целом для габбро рифтовых зон и трансформных разломов характерны низкие концентрации TiO<sub>2</sub> (0,3—0,8). За исключением единственного анализа габбро из разлома Мария Целеста, все аналогичные породы с высокими содержаниями TiO<sub>2</sub> относятся к включениям из базальтов островов. Так что, анализируя составы габбро, следует отметить общую тенденцию — габбро включений в базальтах в сумме более щелочные, железистые и высокотитанистые.

Несколько обособленно (см. рис. 49) от основной группы габбро отстоят анализы этих пород для Бразильской котловины и Гала-

Таблица 62

## Составы габбро

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO <sub>2</sub>	49,93	51,76	49,52	49,97	50,36	51,22	50,45	47,15	49,11	51,63	49,55	47,95	49,64	47,30
TiO <sub>2</sub>	0,51	0,76	2,04	0,50	0,68	0,35	0,30	0,37	0,39	0,83	1,49	0,28	0,14	0,29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,65	15,54	15,15	16,82	16,00	16,25	18,03	15,15	18,90	14,60	15,73	16,20	17,30	17,82
FeO'	6,79	7,63	9,95	6,59	7,20	6,25	5,82	9,24	5,02	6,75	7,56	5,03	6,22	6,77
MnO	0,13	0,15	0,10	0,09	0,15	0,10	0,11	0,23	0,10	0,09	0,16	0,11	0,14	0,15
MgO	8,77	9,20	7,28	9,12	9,08	8,77	8,11	10,05	7,98	6,50	9,27	11,86	10,13	8,12
CaO	11,66	10,33	7,86	12,61	12,15	12,34	11,60	12,58	12,78	9,38	11,16	14,50	14,47	14,33
Na <sub>2</sub> O	2,72	2,82	3,82	2,43	1,59	2,75	2,95	2,20	2,77	2,95	2,70	1,32	1,27	2,15
K <sub>2</sub> O	0,14	0,24	0,40	0,13	0,14	0,13	0,07	0,07	0,24	0,08	0,08	0,04	0,02	0,23
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,07	0,20	0,14	—	—	0,01	0,05	0,02	0,19	0,03	0,05	0,01	0,10
H <sub>2</sub> O	1,63	0,20	2,73	1,28	1,15	1,27	2,14	2,40	2,21	6,50	4,44	1,70	0,30	2,47

л

Компо- ненты	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
SiO <sub>2</sub>	51,42	48,75	40,00	37,10	49,46	49,49	49,52	52,50	48,02	48,07	45,17	46,32	51,18
TiO <sub>2</sub>	0,32	2,83	3,98	4,70	0,84	1,10	3,10	0,75	2,30	2,27	0,54	1,35	0,83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,27	15,54	15,80	16,00	15,81	19,42	15,20	15,50	15,19	15,87	19,57	16,84	15,26
FeO'	4,33	7,54	8,67	14,83	7,10	6,45	10,49	7,38	10,33	11,15	6,62	8,94	6,59
MnO	0,08	0,13	0,10	0,20	0,17	0,10	0,17	0,17	0,06	0,13	0,07	0,14	0,14
MgO	12,63	8,64	9,90	8,00	9,38	8,16	5,27	8,24	7,77	-6,39	9,51	6,48	7,25
CaO	11,86	8,30	12,40	14,80	14,50	12,23	11,16	11,10	11,06	10,00	13,54	7,68	9,74
Na <sub>2</sub> O	1,17	3,28	3,15	1,80	1,80	1,91	3,28	2,92	3,19	3,40	1,94	4,36	4,09
K <sub>2</sub> O	0,59	0,62	1,00	0,62	0,13	0,11	1,05	0,14	0,66	0,57	0,25	1,01	0,74
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,14	1,05	—	0,03	0,41	0,38	0,08	0,25	0,33	0,10	0,21	0,05
H <sub>2</sub> O	2,08	3,70	—	—	0,36	2,45	0,66	—	0,88	0,83	0,63	5,80	4,11
n					5	2			6	3			

Трансформные разломы: 1 — Атлантис (Miyashiro et al., 1979); 2 — Мария Целеста (Цветков, 1983); 3 — там же (Слипченко, 1984); 4 — там же; 5 — Витязь (Дмитриев, Шараськин, 1972); 6 — Вима (там же); 7 — Арго (Engel, Fisher, 1975); 8 — Элтанин (Кашинцев, Рудник, 1984); 9 — Кларнон (Пушаровский и др., 1984). Рифтовые долины: 10 — САХ, 6° с.ш. (Bonatti et al., 1975); 11 — САХ, 24° с.ш. (Miyashiro et al., 1970); 12 — впадина Хесса, Галапагосский рифт (Кашинцев и др., 1982). Склоны хребта и котловины: 13 — скв. 334 (Dostal, Muecke, 1978); 14 — хребет Палмер (Канн, 1973); 15 — Бразильская котловина (данные автора); 16 — Западно-Австралийская котловина (Кашинцев, Рудник, 1981). Острова. Коренные выходы: 17 — о-в Сан-Паулу (Melson et al., 1972); 18 — о-в Тристан-да-Кунья (Le Maitre, 1969); 19 — о-в Альбемарл, Галапагосские острова (McBimey, Williams, 1969). Включения в базальтах: 20 — о-в Вознесения (Harris, 1985); 21 — о-в Режньон (Upton, 1972); 22 — ВТП, 12°50' с.ш. (Hekinian, 1988); 23 — Галапагосские острова (McBimey, Williams, 1969); 24 — там же (Фролова, Митрейкина, 1980); 25 — лейкогаббро (там же); 26 — нефелиновые габбро, разлом Романш (Бонатти и др., 1973); 27 — то же (Honnorez, Bonatti, 1970).

пагосского рифта. Эти габбро отличаются высокой магнезиальностью ( $F = 23-26$ ), крайне низкой концентрацией  $TiO_2$  (0,32 мас. %) и максимальным кристаллизационным индексом ( $J = 63$ ). С другой стороны, габбро Западно-Австралийской котловины при средних значениях величины  $J = 43$  имеют очень высокий титан ( $TiO_2 = 2,83$ ). Такие содержания свойственны лишь отдельным образцам габбро из включений в базальтах, но при заметно меньшем кристаллизационном индексе ( $J = 40$ ).

Геохимические данные по габбро приведены в табл. 61. Большая часть габбро имеет близкие концентрации Li (27—6 г/т), Rb (2—5,4 г/т), Ba (10—22 г/т), V (110—177 г/т), Sc (32—50 г/т). Однако по остальным элементам расхождения порой очень заметны. Например, по Sr (14—120 г/т), Ni (100—379 г/т), Cr (386—1031 г/т), Cu (19—106 г/т). Габбро из разлома Арго имеют минимальные концентрации Cr (100 г/т) и Cu (19 г/т) при максимальном Sr (120 г/т). Габбро скв. 334 отличаются от всей группы габбро трансформных разломов минимальным Sr (14 г/т) и максимальными концентрациями Ni (379 г/т), Cr (1031 г/т) и Zr (59 г/т). По своей геохимической специфике обособляется габбро Западно-Австралийской котловины (см. табл. 62, анализ 9). Эти габбро имеют очень высокие концентрации Li (18 г/т) при низких содержаниях Cr (86 г/т), V (20 г/т) и Sc (6 г/т). Учитывая повышенную щелочность этих пород ( $Na_2O = 3,28$  мас.%,  $K_2O = 0,62$ ) и высокие концентрации  $TiO_2$  (2,83), можно отнести это габбро к субщелочному или даже щелочному типу.

Все габбро с примесью амфибола характеризуются повышенными содержаниями  $TiO_2$  (1,63—5,28), FeO (11,23—16,58) и щелочей, особенно  $K_2O$  (0,23—1,23) (табл. 63). Все они характерны для включений в базальтах островов. Высокая щелочность этих габбро подтверждается повышенными по сравнению с обычными габбро концентрациями щелочных микроэлементов. Например, для керсутитового габбро из включения в базальтах Галапагосских островов концентрации Ba составляют 215 г/т, Sr — 300 г/т, Zr — 265 г/т (максимальные для габбро) (см. табл. 61, анализ 10).

Рудные габбро (рис. 50, табл. 64) имеют очень широкие вариации составов. Их отличают более высокие даже по сравнению с амфиболовыми габбро содержания  $TiO_2$  (до 7,05 мас. %) и FeO (до 18,39). На графике AFM (рис. 50) точки анализов рудных габбро образуют три обособленные группы. В самой верхней части диаграммы размещаются анализы рудных габбро из рифтовых зон COX и трансформных разломов, эти породы имеют максимальные содержания FeO. Однако среди них есть разновидности, в которых наблюдаются заметно меньшие значения суммарного железа (разлом Атлантик, FeO = 14,49 мас. %). Для рудных габбро трансформных разломов и рифтовых зон COX характерно резкое накопление железа при очень плавном увеличении щелочей. В отличие от этих пород рудные габбро включений в базальтах разбиваются на две группы: умеренно щелочные ( $A = 5-12$ ) и высокощелочные ( $F = 20$ ).

Для низкощелочных рудных габбро на примере включений из Га-

Таблица 63

## Составы роговообманковых габбро и анортозитов

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	40,70	39,30	37,75	47,25	56,23	51,88	64,63	43,99
TiO <sub>2</sub>	4,49	3,65	5,28	1,63	0,44	5,31	0,28	2,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,77	6,86	12,78	15,26	24,52	22,27	17,49	21,90
FeO'	16,58	14,72	13,28	11,23	1,63	8,61	2,02	10,55
MnO	0,38	0,27	0,29	0,17	0,03	0,22	0,04	0,10
MgO	7,00	15,49	12,32	9,00	1,33	4,03	1,70	5,64
CaO	10,93	15,97	12,05	10,95	8,57	5,60	4,23	12,66
Na <sub>2</sub> O	2,95	1,59	2,68	2,95	6,38	6,72	8,60	1,75
K <sub>2</sub> O	0,78	0,52	1,23	0,23	0,20	0,26	0,18	0,32
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,42	0,59	0,67	0,15	0,05	0,02	0,05	0,14
H <sub>2</sub> O	—	0,30	0,40	0,56	0,42	0,35	0,37	—
л	2	2					2	

Роговообманковые габбро. Включения в базальтах: 1 — керсутитовое габбро, о-в Маврикий (Бахтер, 1978); 2 — оливин-пироксеновый горнблендит, Канарские острова (Милозеа, 1974); 3 — горнблендит (там же); 4 — амфиболовое габбро, Галапагосские острова (McVintey, 1969). Анортозиты: 5 — разломы Вима и Мария Целеста (Engel, Fisher, 1975); 6 — амфиболовый габбро-анортозит, разлом Мария Целеста (Цветков, 1983); 7 — альбитизированный анортозит, разлом Мария Целеста (Богатиков и др., 1983); 8 — включение в базальте, о-в Маврикий (Бахтер, 1978).

вайских базальтов показано (Fodor, Vandermeyden, 1988), что они имеют несколько другой тренд дифференциации. Для пород включений характерно резкое накопление железа при общем уменьшении их щелочности. Наряду с такой тенденцией дифференциации включения образуют ряд пород с повышенной щелочностью, особенно K<sub>2</sub>O (для о-ва Реюньон до 1,08—1,93 мас. %). Это отражено на рис. 50, на котором в левой части диаграммы расположены точки анализов рудных габбро из включений в базальтах о-ва Реюньон, Галапагосских островов и о-ва Тристан-да Кунья. Видна контрастность по щелочности рудных габбро островных структур. Такой различный характер дифференциации для рудных габбро срединных хребтов и включений в базальтах островов объясняется различными исходными составами магм. Низкощелочные толенты способны при дифференциации очень слабо накапливать щелочи. Островные толенты, в которых суммарная щелочность несколько выше, способны сохранять в расплаве (длительная дифференциация) часть щелочей, которые на поздних этапах формирования рудных габбро приводят к обособлению высококалиевых разновидностей. На такое накопление указывают и микроэлементы. В рудных габбро Гавайских островов очень высокие концентрации Ba (374 г/т), Sr (604 г/т), Zr (149 г/т). Содержания Ba и Sr максимальны для всей группы рассматриваемых габбро.

Анортозиты (см. табл. 63) характеризуются высокими содержаниями Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (до 24,52 мас. %) и Na<sub>2</sub>O (до 8,60) при низких значениях CaO (в трех анализах из четырех CaO = 4,23—8,57). Такое соотношение

Таблица 64

## Составы рудных габбро

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	43,04	43,50	43,38	39,54	43,25	42,98
TiO <sub>2</sub>	3,46	5,88	4,00	5,40	6,41	4,97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,36	11,63	11,89	11,00	11,92	12,78
FeO'	14,49	17,28	18,20	16,09	17,69	17,87
MnO	0,23	0,31	0,28	0,20	0,26	0,28
MgO	9,00	4,98	5,41	6,90	6,22	5,05
CaO	9,00	9,87	9,97	13,70	9,70	8,99
Na <sub>2</sub> O	2,66	3,15	3,00	1,80	2,70	2,68
K <sub>2</sub> O	0,11	0,18	0,14	0,20	0,17	0,32
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,06	—	—	0,05	0,12
H <sub>2</sub> O	2,48	3,03	1,52	2,80	0,94	1,75

п

2

Трансформные разломы: 1 — Атлантик (Miyashiro et al., 1979; Дмитриев и др., 1974); 2 — Вима, Атлантика (Prinz et al., 1976); 3 — Чейн (Miyashiro et al., 1970); 4 — Витязь (Дмитриев, Шараськин, 1972); 5 — Арго (Engel, Fisher, 1975); 6 — Кларнон (Лазько, 1985); 7 — там же (Пущаровский и др., 1984); Рифтовые долины: 8 — САХ, 24° с.ш. (Miyashiro et al., 1970); 9 — там же; 10 — Западно-Индийский хребет (Дмитриев,

Компо- ненты	13	14	15	16	17	18
SiO <sub>2</sub>	46,77	40,76	36,39	35,70	48,30	43,26
TiO <sub>2</sub>	3,34	3,56	4,99	5,13	2,77	6,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,34	19,19	16,66	10,45	15,88	12,63
FeO'	13,21	9,15	15,20	19,33	11,87	14,48
MnO	0,22	0,03	0,15	0,12	0,14	0,15
MgO	4,64	6,05	8,07	9,75	4,89	7,80
CaO	9,43	14,07	14,59	16,32	8,63	12,85
Na <sub>2</sub> O	3,33	2,42	1,66	1,53	3,92	1,79
K <sub>2</sub> O	1,08	1,36	0,54	0,14	0,51	0,29
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,38	1,99	0,06	0,05	0,53	0,00
H <sub>2</sub> O	0,78	—	—	—	1,50	—

п

3

7

кальция и натрия позволяет отнести анортозиты скорее к плагио-клазитам или альбитизированным анортозитам, что отмечено для породы из разлома Мария Целеста (Богатиков и др., 1983). Единственный образец действительно анортозита (по имеющемуся анализу) характеризуется содержанием CaO = 12,66 при Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 21,90 и Na<sub>2</sub>O = 1,75.

Содержания в габброидах редкоземельных элементов (табл. 65) характеризуются тремя уровнями. Габбро со склонов хребта (скв. 334) и тектонических структур на плитах (хребет Муссау) имеют самый

Компо- ненты	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	43,25	41,83	45,30	42,83	40,15	50,61
TiO <sub>2</sub>	4,71	7,05	5,19	4,16	3,50	2,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,89	11,94	12,76	11,98	13,32	16,40
FeO'	16,92	18,39	13,23	18,11	14,67	10,35
MnO	0,26	0,21	0,25	0,12	0,29	—
MgO	5,42	6,47	8,21	6,35	11,71	3,63
CaO	10,93	9,88	9,76	10,05	11,75	7,56
Na <sub>2</sub> O	2,80	2,43	2,76	2,09	2,96	4,56
K <sub>2</sub> O	0,25	0,10	0,09	0,10	0,62	1,93
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,01	0,03	—	0,23	—
H <sub>2</sub> O	1,44	1,12	2,15	3,53	0,30	—
л	2		6			

1972). Включения в базальтах: 11 — Канарские острова (Munoz, 1974); 12 — о-в Реюньон (Ludden, 1978); 13 — там же (Urton, 1972); 14—16 — рудные габбро с биотитом и керсутитом, о-в Тристан-да-Кунья (Кутолин, 1975); 17 — Галапагосские острова (McBimney, Williams, 1969); 18 — Гавайские острова (Fodor, Vandermeyden, 1988).

низкий уровень содержаний P3Э и при этом очень типичный характер их распределения (рис. 51). Кривая круто наклонена влево, отражая резкий дефицит легких P3Э в этих породах. По уровню содержаний и характеру распределения P3Э ближе всего к хондриту находится троктолит с хребта Муссау в Тихом океане. Вторая группа кривых имеет более высокий уровень содержаний P3Э (в 2—5 раз выше хондритового) и форма кривых распределения иная, почти идентичная таковой для толентового базальта СОХ. Эти кривые отражают поведение P3Э в габброидах срединно-океанских хребтов. Близость характера поведения P3Э в толентах и габбро позволяет считать эти породы сингенетичными образованиями. Характер наклона кривых для габбро СОХ указывает на слабый дефицит легких P3Э по отношению к тяжелым. Наконец, третий уровень характеризуется высокими концентрациями P3Э, резким обогащением легких P3Э по отношению к тяжелым. Эти габбро встречаются во включениях в базальтах островов.

Таким образом, по суммарному уровню содержаний P3Э в габброидах и характеру их распределения в конкретных образцах можно выделить по крайней мере три геохимических типа: 1) габброиды срединно-океанских хребтов, 2) склонов хребта и поднятий ложа океана, 3) включений в базальтах островов. Общий более высокий уровень содержаний P3Э в базальтах СОХ по отношению к габбро позволяет рассматривать (при идентичном характере распределения P3Э) толенты в качестве производных магм. Эти магмы образуются,

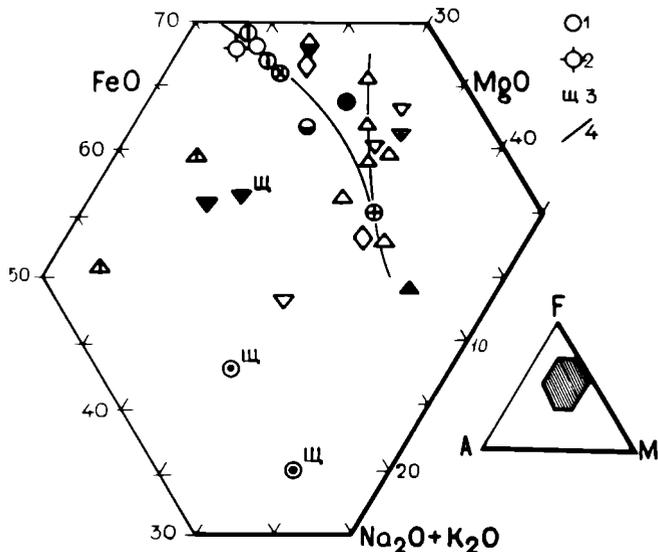


Рис. 50. Составы рудных и щелочных (щ) габбро на графике AFM

Трансформные разломы: 1 — Чейн, 2 — Вима, Атлантика, 3 — буквенное обозначение щелочных габбро, 4 — тренды рудных габбро Гавайских островов (Fodor, Vandermeiden, 1988) и трансформных разломов. Остальные условные обозначения на рис. 45, 47, 48, 49

скорее всего, при кристаллизационной дифференциации более магнезиальных расплавов.

Различный характер распределения P33 для габброидов COX и дифференцированных серий, например скв. 334, можно объяснить двояко. Во-первых, максимальная дифференциация в относительно закрытой системе, в стороне от рифтовой зоны приведет к максимальному удалению из расплава P33, особенно легких, в более "кислые" дериваты, которые образуются в этих условиях. С другой стороны, характер распределения P33 в габброидах скв. 334 очень похож на кривую для ортопироксена (см. рис. 44). Возможно, что исходные магмы, сформировавшие породы из скважины, образовались при максимальном плавлении исходного субстрата мантии с переходом в расплав почти всего ортопироксена. Это привело к суммарному обеднению расплава легкими P33, которые в ортопироксенах имеются в минимальных количествах. Изотопные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  для различных габброидов (табл. 66) показывают наличие двух геохимически разнородных групп этих пород. Величины отношений изотопов Sr в габброидах различного состава (вплоть до нефелиновых габбро), встречаются в пределах трансформных разломов, крайне низкие (0,7026—0,7041). В большинстве образцов величины изменяются в пределах 0,7031—0,7038, отвечая в среднем нориту из разлома Чейн (0,7035). Эта величина близка отношению изотопов Sr в толеитовых базальтах COX (0,7028). Группа габброидов, в том числе и нефелиновых габбро с о-ва Кергелен, характеризуется заметно более высокими

Таблица 65

## Содержания редкоземельных элементов в основных породах

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
La	0,99	0,32	0,87	0,067	2,6	1,2	0,30	0,19	12,9	1,4
Ce	11,2	0,91	8,0	0,19	7,2	7,6	1,0	0,41	28,4	2,6
Pr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Nd	—	—	—	0,23	5,6	—	—	0,51	20,5	2,1
Sm	0,67	0,35	0,71	0,105	1,54	1,53	0,36	0,20	4,88	0,57
Eu	0,34	0,14	0,48	0,069	0,57	0,64	0,33	0,14	1,75	0,34
Gd	—	—	—	0,22	—	—	—	0,38	—	1,1
Tb	0,080	0,070	0,16	0,049	0,39	0,23	0,10	0,08	0,73	0,28
Dy	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,6
Ho	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,42
Er	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,0
Tm	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Yb	0,81	0,30	0,59	0,32	1,02	0,52	0,45	0,54	1,29	1,1
Lu	0,08	0,057	0,15	0,050	0,14	0,35	0,088	0,08	0,17	0,18

Троктолиты: 1 — САХ, 26° с.ш. (Tiezzi, Scott, 1980); 2 — хребет Муссау, Тихий океан (Разницын и др., 1989). Оливиновые габбро: 3 — САХ, 26° с.ш.; 4 — САХ, скв. 334 (Dostal, Muecke, 1978); 5 — включения в базальтах, Гавайские острова (Fodor, Vandermeuyden, 1988). Габбро-нориты: 6 — САХ, 26° с.ш.; 7 — хребет Муссау, Тихий океан. Габбро: 8 — САХ, скв. 334; 9 — рудное габбро, включения в базальтах, Галапагосские о-ва; 10 — габбро, впадина Хесса (данные автора).

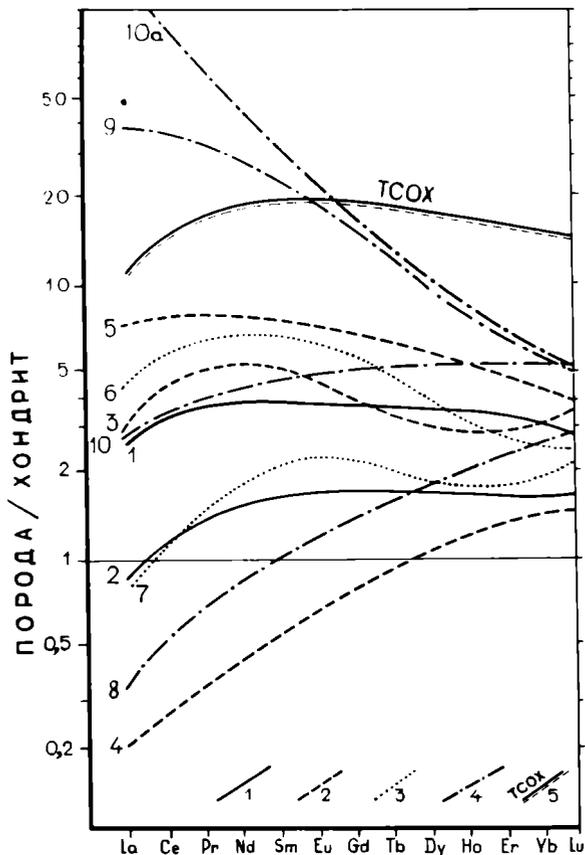


Рис. 51. Вариации содержания редкоземельных элементов (РЗЭ) в габброндах  
 1 — троктолиты, 2 — оливиновые габбро, 3 — габбро-нориты, 4 — габбро, 5 —  
 средний толент срединно-океанского хребта. Цифры у начала кривых соответствуют  
 номерам анализов в табл. 65. 10а — усредненная кривая габбро о. Вознесения (Harris,  
 1981)

отношениями изотопов Sr, которые в среднем составляют 0,7055. Вместе с тем эти габбро имеют и более высокие концентрации Sr (728—1187 г/т) по сравнению с габбро трансформного разлома Романш (276—281 г/т). В отношении Rb такая зависимость соблюдается не полностью. Дело в том, что обычное и нефелиновое габбро из трансформного разлома при близких концентрациях Sr (217 г/т и 276—281 г/т соответственно) имеют совершенно различные содержания Rb (2 г/т и 54—62 г/т). Последние очень близки концентрации Rb в нефелиновых габбро о-ва Кергелен. В отличие от габбро о-ва Кергелен, аналогичные породы включений в базальтах о-ва Вознесения имеют очень низкие отношения:  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7028—0,7030$ , аналогичные толетитовым базальтам срединных хребтов. Это позволяет считать (Harris et al., 1982), что эти габбро образовались из

Таблица 66

Концентрации Rb, Sr (в г/т) и отношение изотопов Sr в основных, средних и кислых породах

Элементы	1	2	3	4	5	6	7
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,7035	0,7041	0,7038; 0,7026	0,7034	0,7031	0,7055—0,7058 0,7077	0,7055
Rb	6,4	2	62; 54	84	29	23—71	25
Sr	122	217	281; 276	26	124	728—1187	666

Элементы	8	9	10	11	12	13	14
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,7056	0,7056	0,7056	0,7030	0,7028	0,7029	0,7088;
Rb	135,6	—	286,6	—	—	54	0,7035
Sr	—	814	393	172	44	332	119; 132 2; 2

1 — норит, разлом Чейн (Бонатти и др., 1973); 2 — габбро, разлом Романш (там же); 3 — нефелиновое габбро (там же); 4 — кварцевый монзонит, разлом Арго (Engel, Fisher, 1975); 5 — гранофировое габбро (там же). 0-в Кергелен; 6 — габбро; 7 — нефелиновое габбро; 8 — сиенит; 9 — монзонит; 10 — гранит (анализы 6—10 по: Dosso, Murthy, 1980; Watkins et al., 1974). 0-в Вознесения; 11 — габбро; 12 — троктолит; 13 — габбро-сиенит; 14 — гранит (анализы 11—14 по: Harris et al., 1982).

толеитовой магмы COX на ранней стадии формирования вулканической постройки вблизи САХ. Более высокие отношения для включений гранитов (0,7088—0,7135) связаны с процессами кантаминации кислой магмой продуктов, обогащенных радиогенным стронцием. Итак, среди габбро по содержанию Rb выделяются две группы: низкорубидиевые габбро (Rb = 2 г/т) и высокорубидиевые, нефелиновые габбро (Rb = 23—71 г/т). Первый тип встречается в пределах трансформных разломов, второй — в разломах и на островах. По величине отношения изотопов  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  выделяются также два типа:  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7035$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7055$ . Первый, в свою очередь, отмечается в трансформных разломах, второй — на островах. Близость в обоих случаях отношений Sr в габброидах и базальтах одних и тех же структур свидетельствует об их генетическом единстве и геохимических особенностях исходного материала мантии, из которого образуются габброиды и базальты в различной геодинамической обстановке.

### СРЕДНИЕ И КИСЛЫЕ ПОРОДЫ

**Диориты.** Редкая встречаемость и очень небольшой размер обломков не позволили до сих пор получить сколько-нибудь представительный аналитический материал по этим породам.

Из шести приведенных в табл. 67 анализов пород с SiO<sub>2</sub> 52% три, согласно интерпретации авторов, приходится на породы переходного типа: габбро-диориты (анализ 1) гранофировые габбро (2), щелочной габбро-сиенит (3). На диаграмме (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) — SiO<sub>2</sub> (рис.

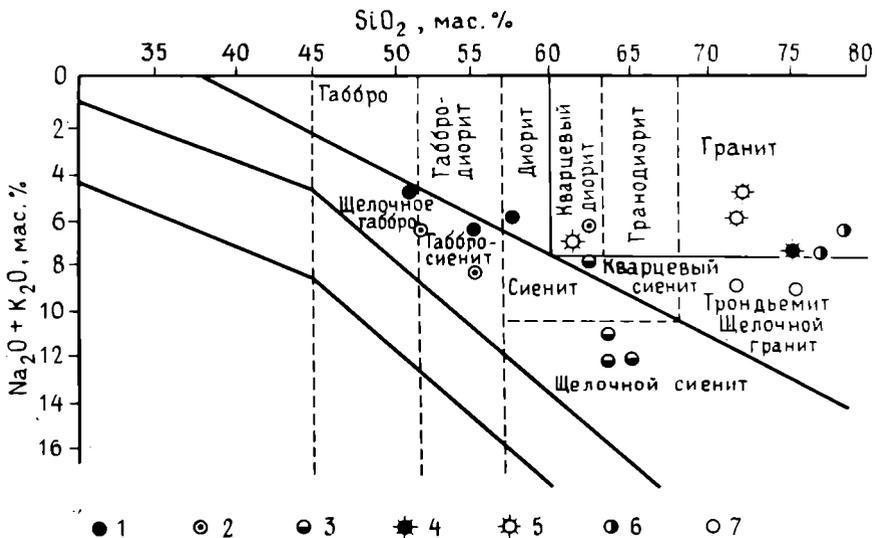


Рис. 52. Составы средних и кислых пород на графике  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$  (Маракушев, 1973)

1 — габбро-диориты, 2 — диориты, 3 — сиениты, 4 — кварцевый монзонит, 5 — трондьеит, 6 — аллиты, 7 — щелочные граниты

52) точки этих анализов располагаются на границе полей габбро-диорит — габбро-сиенит — диорит. Два анализа диорита из включений в базальтах Галапагосских островов попадают в поле габбро-сиенитов (анализы 5, 6). Единственный анализ диорита со склона САХ на  $45^\circ$  с.ш. (Aumento, 1969) ложится в поле кварцевых диоритов. Он характеризуется достаточно высоким содержанием  $\text{SiO}_2$  (61,97 мас. %),  $\text{Na}_2\text{O}$  (5,55) и  $\text{K}_2\text{O}$  (0,75) при низких значениях  $\text{CaO}$  (3,24),  $\text{MgO}$  (2,43) и  $\text{FeO}$  (6,47). Высокие содержания  $\text{TiO}_2$  (1,55—1,59) и  $\text{FeO}$  (11,18—12,78) в диоритах из включений в базальтах Галапагосских островов позволяют отнести их к ферродиоритам — дифференциатам субщелочных богатых железом толеитов островного типа. На щелочной уклон этих пород указывают также данные по содержанию в них микроэлементов. Для ферродиоритов характерны высокие концентрации Ва (560 г/т), Sr (277 г/т) и Zr (221 г/т). Для сравнения, например, в гранофиловом габбро из трансформного разлома с большим содержанием  $\text{SiO}_2$  (57,27 мас. %) концентрации тех же элементов составляли соответственно 160, 150 и 97 г/т.

Таким образом, имеющиеся в океане диориты подразделяются на несколько петрохимических типов: 1) переходные от габбро к диоритам разновидности с умеренной щелочностью ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4,74—5,89$  мас. %) и низким  $\text{SiO}_2$  (51,47—57,27); 2) диориты с умеренной щелочностью ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 6,30$ ) и высокими содержаниями  $\text{SiO}_2$  (61,97); 3) высокощелочные ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 6,08—8,22$ ) с низким  $\text{SiO}_2$

Таблица 67

## Составы габбро-диоритов, диоритов и сиенитов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	51,48	57,27	55,16	52,00	55,50	61,97	63,19	63,63	62,12	64,30
TiO <sub>2</sub>	0,77	1,76	2,05	1,59	1,55	0,94	0,32	0,65	0,80	0,42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,52	14,57	17,06	15,57	15,08	16,00	17,40	19,22	18,16	16,05
FeO'	10,49	10,62	7,50	12,78	11,18	6,47	3,79	2,16	5,30	4,44
MnO	0,13	0,16	—	0,23	0,23	0,09	0,09	0,06	0,08	0,27
MgO	8,30	2,31	3,13	2,78	1,90	2,43	0,84	0,23	0,82	0,22
CaO	5,55	5,94	6,27	5,87	5,06	3,24	0,97	0,98	3,17	0,65
Na <sub>2</sub> O	4,12	5,17	4,39	5,20	6,86	5,55	5,64	5,52	6,45	7,50
K <sub>2</sub> O	0,62	0,72	2,21	0,88	1,36	0,75	5,31	6,72	1,49	4,78
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,32	—	0,81	0,65	0,22	0,23	0,04	0,17	0,05
H <sub>2</sub> O	3,52	0,48	—	1,59	0,65	1,28	—	0,41	0,74	0,42

л

2

19

Диориты и габбро-диориты: 1 — габбро-диорит, Западно-Австралийская котловина (Кашинцев, Рудник, 1981); 2 — гранофировое габбро, разлом Арго (Engel, Fisher, 1975); 3 — щелочное габбро, включение в базальте, о-в Реюньон (Ludden, 1978); 4 — диорит, включение в базальте, Галалагосские о-ва (Фролова, Митрейкина, 1980); 5 — то же (McBirney, Williams, 1969); 6 — диорит, САХ, 45° с.ш. (Aumento, 1969); Сиениты: 7 — о-в Кергелен (Watkins et al., 1974); 8 — лейкосиенит, о-в Кергелен (Молчанова, 1972); 9 — кварцевые сиениты, включение в базальте, Галалагосские острова (McBirney, Williams, 1969); 10 — о-в Сан-Мигуэль, Азорские острова (данные автора).

(52,0—55,5), которые по своим петрохимическим параметрам ближе к габбро-сиенитам. Первый тип диоритов встречается в трансформных разломах и океанских плитах, второй — на склонах срединного хребта, третий — в виде включений в базальтах островов.

Отношения изотопов  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в переходных типах пород, например в кварцевых монцонитах, в различных структурах отличаются между собой. Например, в разломе Арго эти породы имеют величину отношения изотопов Sr, равную 0,7034 (см. табл. 66), а на о-ве Кергелен та же порода имеет более высокое отношение:  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7056$ . Это свидетельствует о геохимическом различии магматических источников этих двух структур.

Сиениты из различных магматических центров океана имеют довольно близкие составы (см. рис. 52, табл. 67), особенно по  $\text{SiO}_2$  (62,12—64,30 мас. %),  $\text{TiO}_2$  (0,32—0,80),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (16,05—19,22). Более заметна разница по таким компонентам, как FeO (2,16—4,44), MgO (0,22—0,82),  $\text{Na}_2\text{O}$  (5,52—7,50). Среди сиенитов выделяется образец из включения в базальте Галапагосских островов. В нем резко повышен по сравнению с другими CaO (3,17) и, наоборот, занижен  $\text{K}_2\text{O}$  (1,49). Так что по сумме щелочей (7,94) он относится к кварцевому сиениту (McBirney, Williams, 1969). Он почти идентичен по концентрациям в нем микроэлементов (табл. 68, анализ 3) лейкодиориту из тех же базальтов Галапагосских островов. Так что, скорее всего, этот кварцевый сиенит следует отнести к лейкодиориту. На графике ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) —  $\text{SiO}_2$  сиениты с островов Кергелен и Сан-Мигуэль по сумме щелочей попадают в поле щелочных сиенитов, а не сиенитов. Кварцевый сиенит с Галапагосских островов имеет высокие концентрации Ba (505 г/т), Sr (290 г/т) и Zr (346 г/т) (см. табл. 68). Сходные концентрации отмечаются и для лейкодиорита, однако последний имеет большие содержания Co, V, Sc и Cu. Несмотря на это, поведение щелочных элементов позволяет рассматривать включения ферродиоритов и кварцевых сиенитов из ксенолитов базальтов Галапагосских островов в качестве сингенетических дифференциатов. Существует мнение об их генетической связи с соответствующими по составу эффузивами (McBirney, Williams, 1969).

Отношение изотопов  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в сиенитах о-ва Кергелен идентично таковому в габбро и гранитах, что говорит о единстве вещества, формирующего единую дифференцированную серию щелочных пород глубинного генезиса этого острова.

Граниты, как и диориты, встречаясь крайне редко и в виде небольших обломков, охарактеризованы аналитическим материалом очень слабо (табл. 69). Среди кислых пород выделяется кварцевый монцонит из разлома Арго, который по высокому содержанию  $\text{SiO}_2$  (75,07 мас. %) и другим компонентам очень близок щелочным гранитам островов. Щелочные граниты имеют несколько меньшие содержания CaO (0,10—0,25) при относительно повышенных концентрациях FeO (2,86—3,19) и  $\text{K}_2\text{O}$  (3,90—4,23). На графике ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) —  $\text{SiO}_2$  (см. рис. 52) кварцевый монцонит лежит на границе обычных и щелочных гранитов, однако ближе к полю гранитов. Оба ана-

Таблица 68

Содержания микроэлементов в средних и кислых породах, (г/т)

Элементы	1	2	3	4	5	6
Li	—	—	—	—	—	35
Rb	29	—	—	84	—	100
Ba	160	560	505	120	180	30
Sr	150	277	290	26	86	—
Ni	9	3	3	10	29	5
Co	17	11	6	10	5	—
Cr	6	5	6	8	7	2
V	63	23	8	5	9	—
Sc	29	22	6	10	10	—
Cu	16	27	9	5	5	—
Zr	97	221	346	250	550	1000
Ga	21	—	—	20	21	35
Y	150	—	—	150	180	100
л						2

1 — гранофировое габбро, разлом Арго (Engel, Fisher, 1975); 2 — лейкодиорит, включение в базальте, Галапагосские острова (McBimey, Williams, 1969); 3 — кварцевый снитит, то же; 4 — кварцевый монзонит, разлом Арго; 5 — аплит, там же; 6 — эгириновый гранит, о-в Вознесения (Roedder, Coombs, 1967).

Таблица 69

Составы кислых пород

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	75,07	76,37	78,39	74,99	71,60	72,47	72,38	61,60
TiO <sub>2</sub>	0,15	0,42	0,09	0,31	0,10	0,33	0,45	0,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,18	12,78	12,68	11,32	15,20	14,17	13,33	23,81
FeO'	1,83	0,81	0,75	3,62	3,19	2,86	4,55	2,54
MnO	0,03	0,02	0,01	0,15	0,10	0,08	0,04	0,02
MgO	0,23	0,87	0,54	0,01	0,40	1,39	0,38	0,25
CaO	1,10	0,84	0,55	0,25	0,10	1,48	2,95	6,00
Na <sub>2</sub> O	4,55	7,70	6,66	4,73	5,20	5,55	3,77	5,90
K <sub>2</sub> O	3,27	0,07	0,06	4,23	3,90	0,24	1,37	1,12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,02	0,01	0,11	—	0,06	0,05	0,02
H <sub>2</sub> O	0,28	0,28	0,41	0,12	—	0,90	0,30	0,46

л

10

1 — кварцевый монзонит, разлом Арго (Engel, Fisher, 1975); 2 — аплит, там же; 3 — аплит, САХ, 24° с.ш. (Miyashiro et al., 1970); 4 — эгириновый гранит, о-в Вознесения (Roedder, Coombs, 1967); 5 — щелочной гранит, о-в Кергелен (Nougier, 1970); 6 — плагногранит (трондьемит), САХ (Aumento, 1969); 7, 8 — трондьемиты, включения в базальтах, Исландия (Sigurdsson, 1977).

лиза щелочных гранитов с островов Кергелен и Вознесения лежат в соответствующем поле. В поле обычных гранитов попадают аплиты из разлома Арго и САХ, 24° с.ш., в это же поле попадают плагиограниты (трондьемиты) со склонов САХ и о-ва Исландия. Оба анализа аплита из Атлантического и Индийского океанов очень близки практически по всем компонентам (см. табл. 69, анализы 2, 3). Плагиограниты, при некоторой близости составов, все же заметно отличаются по некоторым компонентам. Например, трондьемит из включения в базальте о-ва Исландия по сравнению с плагиогранитом со склона САХ более железистый ( $FeO = 4,55$  мас. % ) и высококальциевый ( $CaO = 2,95$ ), а также в нем значительно больше  $K_2O$  (1,37). В трондьемите со склона САХ, наоборот, больше  $MgO$  (1,39) и  $Na_2O$  (5,55) при низком содержании  $FeO$  (2,86),  $CaO$  (1,48) и  $K_2O$  (0,24). По этим параметрам трондьемиты Исландии ближе к дифференциатам ферротолеитовой магмы, а плагиограниты САХ — толеитовой.

Концентрации микроэлементов (см. табл. 68) показывают возрастание в ряду кварцевый монцонит—аплит—эгириновый гранит Sr (250—550—1000 г/т соответственно), Ga (20—21—35 г/т). Аплит из разлома Арго имеет максимальную концентрацию Ba (180 г/т) по сравнению с кварцевым монцонитом (120 г/т) и гранитом о-ва Вознесения (30 г/т). Все кислые породы характеризуются высокими содержаниями Y (100—180 г/т). Отношение изотопов  $^{87}Sr/^{86}Sr$  в щелочных гранитах о-ва Кергелен равно 0,7055 и идентично таковому в габбро-сиенитах.

Наличие в океанских структурах гранитов уже давно вызывает дискуссию об их происхождении. Высказывается мнение об их континентальной природе, особенно на островах. Ниже, при рассмотрении вопросов строения океанской коры, об этом будет сказано подробнее. Однако здесь следует все же привести материал, вносящий некоторое представление о сути вопроса. На рис. 53 помещены анализы кварц-нормативных пород о-ва Кергелен. Как видно из рисунка, они образуют рой точек, никоим образом не совмещаемый с полем континентальных гранитов. Щелочные граниты океанских островов имеют специфический состав, не совпадающий с гранитами континентов. Щелочные граниты о-ва Вознесения практически идентичны гранитам о-ва Кергелен, отличаясь от последних незначительной разницей содержания  $SiO_2$  и  $Al_2O_3$  за счет, по-видимому, более кислого плагиоклаза в гранитах о-ва Вознесения.

Рассматривая в целом основные, средние и кислые породы (рис. 54) следует отметить еще одну особенность. Они образуют протяженные ряды, в которых идет постепенное увеличение содержаний щелочей и железа, а на каком-то этапе только щелочей. Один из трендов дифференциации ведет себя несколько иначе. Он занимает крайнее правое положение на диаграмме AFM. Породы характеризуются минимальной (< 15) суммарной щелочностью и, начиная с уровня F = 40%, в них резко возрастает содержание железа с образованием в конечном счете амфиболовых, а затем рудных габбро. Этот тренд с накоплением железа отвечает "феннеровскому" типу дифферен-

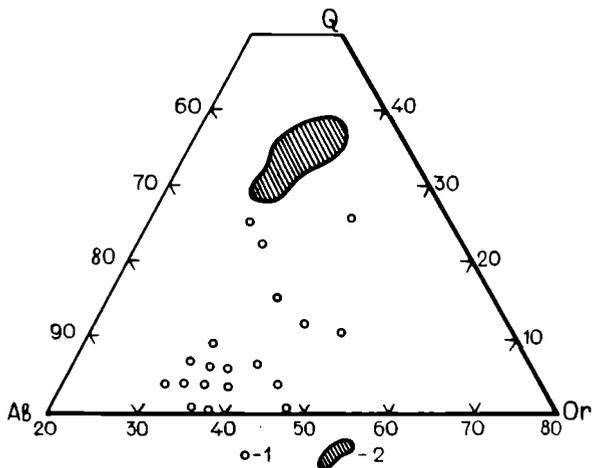


Рис. 53. Составы кислых пород на графике  $Ab-Q-Or$

1 — кварц-нормативные породы о-ва Кергелен, 2 — поле составов континентальных гранитов

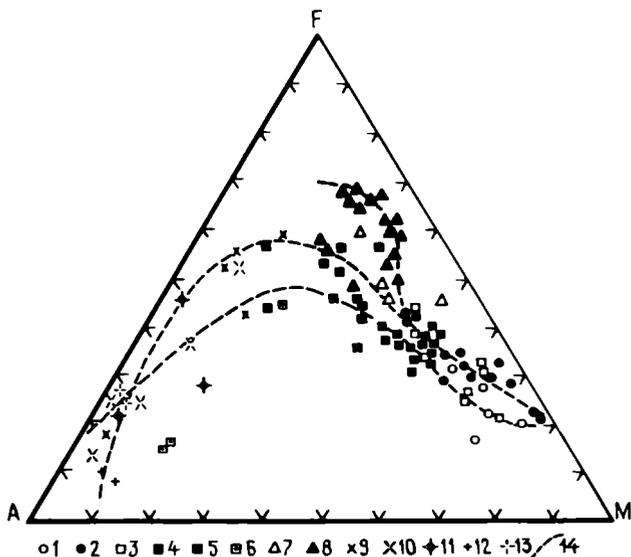


Рис. 54. Составы основных, средних, кислых и щелочных пород на графике  $AFM$

1 — троктолит, 2 — оливковое габбро, 3 — габбро-норит, 4 — габбро, 5 — щелочное габбро, 6 — нефелиновое габбро, 7 — амфиболовое габбро, 8 — рудное габбро, 9 — диорит, 10 — трондьемит, 11 — сиенит, 12 — аплит, 13 — щелочной гранит, 14 — тренды дифференциации магматических пород

циации. Второй тренд характеризуется постепенным накоплением железа и щелочей с формированием тех же рудных габбро, однако в этом случае дифференциация идет дальше с образованием диоритов, трондьемитов и аплитов ("боуэнский" тип дифференциации). Дифференциация с накоплением щелочей отмечается в двух вариантах: с

повышенной (толеитовый тренд) и пониженной (щелочной) общей железистостью пород.

Ранняя кристаллизация магнезиальных и кальциевых фаз (троктолиты, оливиновые габбро, габбро-нориты) приводит к накоплению железа и образованию амфиболовых и рудных габбро. Для толеитовых базальтов СОХ и островов при недостатке щелочей и повышенном потенциале кислорода в приповерхностных камерах кристаллизация приводит к массовому выделению титаномagnetита. В результате этого процесса происходит обособление в остатке небольших порций расплавов, обогащенных щелочами и кремнеземом, что приводит к образованию габбро-диоритов, кварцевых диоритов, трондьемитов и аплитов в очень незначительных объемах. Отсюда, по-видимому, и отмечается разрыв между рудными габбро из рифтовых зон и трансформных разломов и кварцевыми диоритами, трондьемитами, аплитами из этих же структур (этот разрыв на графике показан пунктиром).

В случае субщелочных и щелочных базальтов, в условиях повышенной флюидной фазы и более высоких, чем в толеитах, концентрациях щелочей, кристаллизация происходит медленнее, с постепенным выпадением из расплава железо-магнезиальных минеральных фаз, при слабо изменяющихся содержаниях щелочей в остаточных расплавах. Тренд дифференциации этих пород проходит по линии, соответствующей  $A = 15$  (см. рис. 54). Такая постепенная кристаллизация приводит к накоплению в расплаве щелочей и кремнезема, что обуславливает (при повышенной щелочности) кристаллизацию таких пород, как щелочные габбро-сиениты, ферродиориты, кварцевые сиениты. Наконец, третий тренд отражает дифференциацию нефелиннормативных базальтов, аналогами которых в океане являются щелочные нефелиновые габбро (самый нижний тренд дифференциации), щелочные сиениты и щелочные граниты. На генетическое единство этих пород указывают и одинаковые отношения в них изотопов  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,7055—0,7058).

Выделяемые на графике тренды характерны для всех пород океана, независимо от их структурной принадлежности. По-видимому, дифференциация по тому или иному тренду зависит в первую очередь от локальных условий кристаллизации и во вторую — от состава исходной магмы.

## МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

При рассмотрении вопросов петрохимии ультраосновных пород делался вывод о том, что серпентинизация (до определенного предела) существенно не влияет на химический состав породы по основным компонентам. Происходит лишь пропорциональное уменьшение этих компонентов за счет входящей в породу воды. Действительно, если сравнить близкие по составу гарцбургиты из включений в базальтах и серпентинизированные разновидности из трансформных разломов (табл. 70, анализы 1 и 2), то типичные серпентинизированные ультрабазиты отличаются высокими содержаниями

Таблица 70

## Составы метаморфических пород

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	39,68	43,02	44,21	52,16	28,03	51,18	50,72	46,18
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,06	0,15	0,16	1,45	0,83	0,43	1,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,69	1,63	8,65	2,90	17,43	15,26	16,61	15,55
FeO'	7,82	8,05	5,20	10,25	15,36	6,59	6,85	12,37
MnO	0,11	0,11	0,15	0,10	0,41	0,14	0,28	0,18
MgO	35,09	44,89	23,63	25,63	21,18	7,25	8,46	8,20
CaO	0,70	0,79	8,78	3,21	2,04	9,74	7,60	10,35
Na <sub>2</sub> O	0,19	0,29	0,81	0,26	0,21	4,09	4,03	2,15
K <sub>2</sub> O	0,02	0,15	0,09	0,08	—	0,74	0,08	0,80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,03	0,02	0,10	0,36	0,05	0,05	—
H <sub>2</sub> O	13,05	0,26	8,57	5,52	13,10	4,11	4,40	2,37
n	16	10	4	3				

Компо- ненты	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO <sub>2</sub>	52,44	50,48	48,75	47,43	49,10	49,90	57,00	48,03
TiO <sub>2</sub>	0,53	3,09	0,96	0,89	1,82	0,96	2,20	1,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,59	16,33	15,55	15,48	14,21	14,50	15,10	16,49
FeO'	6,49	6,53	8,89	11,77	11,88	9,60	7,65	8,68
MnO	0,13	0,09	0,26	0,16	0,26	0,15	0,14	0,14
MgO	7,37	7,85	9,19	8,45	8,61	10,50	9,45	8,98
CaO	9,40	8,67	10,21	10,12	11,08	11,80	3,86	11,06
Na <sub>2</sub> O	3,93	4,90	2,37	2,77	1,29	1,60	6,36	2,60
K <sub>2</sub> O	0,08	0,16	0,79	0,28	0,04	0,17	0,20	0,25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,20	0,14	0,19	0,21	0,10	0,55	0,07
H <sub>2</sub> O	2,29	1,84	2,62	1,89	1,21	1,84	1,30	1,72
n		3	6		7		2	58

**Ультраосновные породы:** 1 — серпентинит САХ (Miyashiro et al., 1969); 2 — гарцбургит, включения в базальтах, о-в Лансароте, Канарские острова (Куталин, 1975); 3 — метасоматически измененные перидотиты, Аравийско-Индийский хребет (Дмитриев, 1972); 4 — антофиллит-тальковая порода, там же (Белевцев и др., 1979); 5 — хлоритовая порода, там же. **Основные породы:** 6 — альбитизированное габбро, разлом Романш (Бонатти и др., 1973); 7 — то же, разлом Сан-Паулу (там же); 8 — уралитизированное габбро, Аравийско-Индийский хребет (Чернышева, 1970); 9 — гранулированное метагаббро САХ, 6° с.ш. (Вонати, et al., 1975). **Амфиболиты:** 10 — разлом Романш (Плошко, Богданов, 1972); 11 — хребет Палмер (Канн, 1973); 12 — Аравийско-Индийский хребет (Белевцев и др., 1979); 13 — амфиболитовый сланец, разлом Элтанин (Кашинцев, Жданов, 1981); 14 — Марианский желоб (Рудник и др., 1978). **Гранулиты:** 15 — разлом Элтанин (Кашинцев, Жданов, 1981); 16 — Марианский желоб (Рудник и др., 1978).

$H_2O$  (13,0 мас.%) при пропорционально заниженных  $SiO_2$  и  $MgO$ . При пересчете на безводность, анализы по всем практически компонентам становятся идентичными. При метасоматических преобразованиях перидотитов, помимо серпентинизации, можно наблюдать изменения химического состава пород за счет изменения содержаний не только  $H_2O$ ,  $SiO_2$  и  $MgO$ , но и таких малоподвижных элементов, как  $Al_2O_3$ . Например, при хлоритизации предполагаемого перидотита происходит резкое уменьшение  $SiO_2$  (до 29 мас.%) и увеличение  $Al_2O_3$  (17,43) и  $H_2O$  (13,10). Если рассматривать массовую хлоритизацию габбро, в этом случае наряду с уменьшением в исходной породе  $SiO_2$  происходит резкое уменьшение  $CaO$  (до 2,0). И в том и в другом случае освободившийся кремнезем выделяется в виде свободной фазы в жилках и пустотах, образуя порой хорошо выделенные кристаллики горного хрусталя (Восточно-Индийский желоб).

Встречаемые в океане тремолитовые, антофиллит-тальковые породы (см. табл. 70, анализы 3, 4), судя по всему, являются метасоматитами по пироксенитам. Об этом говорят содержания таких элементов, как  $Al_2O_3$ ,  $MgO$  и  $CaO$ , которые в целом близки концентрациям этих элементов в пироксенитах (см. табл. 51).

Метаморфические преобразования габброидов отражаются главным образом на изменениях содержаний  $H_2O$ ,  $CaO$ ,  $Na_2O$  и  $K_2O$  в связи с процессами амфиболитизации пироксенов и альбитизации плагиоклазов. Например, альбитизированные габброиды из разломов Романш и Сан-Паулу (см. табл. 70, анализы 6 и 7) имеют пониженные по сравнению с неизмененными габбро содержания  $CaO$  (7,60—9,74) и в то же время более высокие концентрации  $Na_2O$  (4,03—4,09). При уралитизации габбро, т.е. на первой стадии метаморфических преобразований габбро, заметных изменений содержаний компонентов не наблюдается. Тектоническая расслоенность с последующей перекристаллизацией (см. табл. 70, анализ 9) габбро приводит к частичной альбитизации, что отражается в незначительных изменениях соотношений  $CaO$  и  $Na_2O$ .

Амфиболиты (см. табл. 70, анализы 10—14) заметно отличаются между собой по  $TiO_2$  (0,89—3,09 мас.%),  $FeO$  (6,53—11,88),  $CaO$  (8,67—11,80),  $Na_2O$  (1,29—4,90) и  $K_2O$  (0,04—0,79). Эти значимые различия, скорее всего, связаны со спецификой химического состава исходной породы в каждом конкретном случае. Амфиболит разлома Романш характеризуется низкими содержаниями  $CaO$  (8,67) при повышенном  $Na_2O$  (4,90), что, несомненно, связано с амфиболитизацией исходного габбро. Остальные амфиболиты близки к составам неизмененных габбро или базальтов, причем в случае амфиболитовых сланцев разлома Элтанн и амфиболитов Марианского желоба содержания  $Na_2O$  составляют 1,29 и 1,60 мас. % соответственно, что даже ниже, чем в обычном габбро. Наиболее высокие концентрации  $CaO$  (11,08 и 11,80) в обоих случаях объясняются метаморфизмом, который явно связан с анортитизацией породы, либо изохимическом ее преобразовании изначально. В целом амфиболиты петрохимически являются анало-

Таблица 71

Содержания микроэлементов в метаморфических породах, г/т

Элементы	1	2	3	4	5	6	7
Li	—	—	1,3	12	4,5	—	4,5
Rb	—	—	2,3	2,0	—	—	3,8
Ba	—	—	24	80	—	80	14,6
Sr	—	—	270	160	120	190	74
Ni	1030	935	150	130	90	140	189
Co	124	198	40	18	—	53	40
Cr	370	300	250	43	—	320	674
V	13	110	220	42	—	160	150
Sc	—	—	—	—	—	—	42
Cu	11	12	110	60	38	56	60
Zr	39	45	170	—	57	—	30
Zn	84	170	310	75	95	—	—
n	3	7	7	2	5	—	6

Ультраосновные породы: 1 — антофиллит — тальковая порода, Аравийско-Индийский хребт (Белевцев и др., 1979); 2 — хлоритовая порода (там же). Основные породы: 3 — амфиболовый сланец, Элтанни (Кашинцев, Рудник, 1984); 4 — гранулит (там же); 5 — амфиболит, хребт Палмер (Кани, 1973); 6 — гранулит двупироксеновый, Западно-Аравийская котловина (данные автора); 7 — среднее габбро океана.

гами исходных основных пород. Процесс метаморфизма приводит либо к регенерации исходного состава, либо этот процесс идет изохимически. Скорее всего, это зависит от условий метаморфизма. Если рассланцевание и перекристаллизация происходят в условиях умеренных температур и давлений, свойственных условиям образования исходных пород, то процесс идет изохимически.

Метаморфические преобразования при высоких давлениях приводят к заметному изменению основных пород. Правда, это частный вывод на основании единственного анализа гранулита, встреченного в ассоциации с амфиболитовыми сланцами. Порода имеет близкие к габброидам содержания  $Al_2O_3$ , FeO, MgO,  $K_2O$  и  $H_2O$ . При этом отмечается существенное увеличение в породе  $SiO_2$  (57,0 мас.%) и  $Na_2O$  (6,36) за счет резкого уменьшения CaO (3,86). Такие соотношения связаны с составом плагиоклаза в гранулитах, который отвечает андезину ( $Al_{31,1}$ ), хотя здесь же присутствует и анортит ( $Al_{90,2}$ ). Эти петрохимические особенности отражены в геохимической специфике гранулитов. В них максимальные концентрации Rb (12 г/т) и Ba (80 г/т) (табл. 71) при заметно меньших содержаниях других элементов (Co — 18 г/т, Cr — 43 г/т, V — 42 г/т).

В амфиболитовых сланцах наблюдается обратная картина. По сравнению с габбро в амфиболитовых сланцах, амфиболитах и гранулитах больше Ba, Sr, Zr и меньше Ni, Cr. Увеличение крупнокатионных элементов (Ba, Sr) в метаморфитах основного состава свидетельствует о существенной роли флюидов в их формировании.

### ПЕРВИЧНЫЕ И РОДОНАЧАЛЬНЫЕ МАГМЫ

Разбирая вопрос генезиса глубинных пород, невозможно обойти проблему исходных магм, порождающих эти породы. Проблеме первичности магматических расплавов в последнее десятилетие было уделено большое внимание. Это связано с тем, что накоплен огромный статистический материал по химии толеитовых базальтов океана. Было также установлено широкое распространение этих пород по всей площади океана, что свидетельствует о длительном и однообразном магматизме толеитовой направленности. Это, в свою очередь, привело к мнению о первичности толеитовой магмы (Engel et al., 1965; Carmichael et al., 1974). Однако многочисленные геологические факты, в том числе соотношение толеитовых базальтов с интрузивными породами, региональные вариации состава толеитов не укладывались в представления о первичности толеитов. Возникли новые гипотезы, и вопрос о первичности магматических расплавов, формирующих те или иные магматические серии океана, превратился в крупную петрологическую проблему, которая пока не решена.

В вопросе о первичности магмы, порождающей различные ряды и серии пород, существует несколько взаимосвязанных проблем. Во-первых, каков состав исходного глубинного субстрата, порождающего первичную магму. Во-вторых, каковы физико-химические условия выплавления этой магмы. Какой из двух процессов, влияющих на состав магмы, является главным: глубина выплавления или процент выплавки. Наконец, имея какие-то ориентировочные данные по глубине и объему выплавки, необходимо представлять, что вслед за возникновением расплава малейшие изменения среды приведут к кристаллизации какой-то его части и изменению состава оставшейся жидкой фазы, т.е. образованию уже вторичной или родоначальной (исходной, производной) для последующих составов магмы. Таким образом, состав мантии, условия плавления и дальнейшей эволюции расплава — вот три серьезных вопроса, которые приходится решать.

### СОСТАВ И СТРОЕНИЕ МАНТИИ

Практически все петрологи едины в том, что первичные магматические расплавы рождаются в мантии Земли. Возникает вопрос, что же понимать под термином "мантия". В конце 60-х годов все ультраосновные породы, доставаемые с океанского дна, называли мантийными. К мантии относили слой, лежащий ниже поверхности Мохоровичича, который отделяет основные породы от ультраосновных. С развитием тектоники литосферных плит вся верхняя твердая оболочка Земли до астеносферы стала называться литосферой, причем представления о мантии, особенно у геофизиков, остались прежние. Это слой со скоростью упругих волн более

202

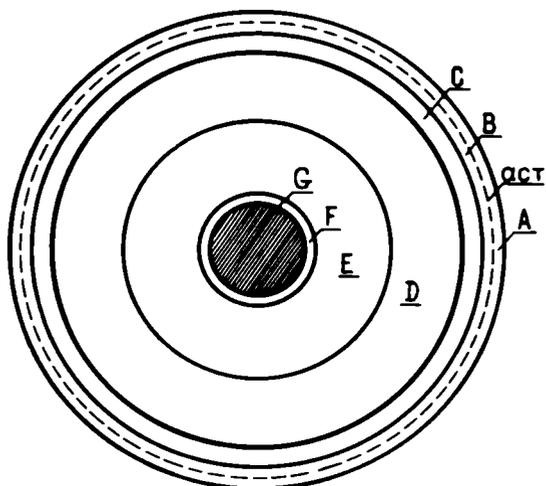


Рис. 55. Положение выделяемых геофизических слоев (сфер) в разрезе Земли (по материалам О.Г.Сорохтина, 1979)

G — внутреннее ядро, F — внешняя зона внутреннего ядра, E — внешнее ядро, D — нижняя мантия, C — средняя (промежуточная) мантия, B — верхняя мантия, A — литосфера. Пунктиром показан астеносферный слой (аст)

8,0 км/с. Существовало, да и сейчас иногда бытует представление, что мантия — это недифференцированное глубинное вещество Земли.

Согласно геофизическим данным (Сорохтин, 1979), внутреннее строение Земли обусловлено существованием нескольких геосфер, которые отличаются скоростями упругих волн и в некоторых случаях составом. Резкое изменение скорости распространения упругих волн наблюдается на глубинах (от поверхности дна океана): 6—10, 80—150, 400, 670, 1000, 2900, 4900 км. Эти границы позволяют разделить глубинные части планеты на отдельные оболочки. Среди них выделяются: кора или слой A (0—10 км), верхняя мантия, слой B (10—400 км), средняя мантия, слой C (400—670 км), нижняя мантия, слой D (670—2900 км), внешнее ядро, слой F (4980—6371 км) (рис. 55). Изменения скоростей упругих волн в выделяемых геофизических слоях связываются с различными явлениями: переход кора—верхняя мантия — с изменением состава пород (основные породы меняются на ультраосновные). Граница верхней и средней мантии (400 км) объясняется приобретением оливином структуры шпинели. Граница средней и нижней мантии связана с переходом кварца в стивовит. Две другие границы объясняются различием в вещественном составе. На границе внешнего ядра происходит переход от силикатной нижней мантии к окислу  $Fe_2O$ , слагающему внешнее ядро, внутреннее ядро сложено соответственно сплавом Fe и Ni (Сорохтин, 1979).

Таким образом, получается некоторое противоречие. Подкоровый слой с глубины 10 км по геохимическим данным остался называться мантией (верхней), а согласно новой геотектонической теории этот слой относится к литосфере. В дальнейшем при изложении материала

термин "мантия" будет использоваться для оболочки Земли, лежащей ниже кровли астеносферного слоя.

Активный вулканизм, который продолжается в настоящее время, должен проявляться не только на поверхности планеты, но и на глубине. Где-то должна быть зона зарождения расплавов, поступающих на поверхность. Этой зоной в настоящее время считается слой пониженных скоростей или астеносфера. Она представляет собой как бы внешний фронт дифференциации силикатной оболочки планеты. Положение этого слоя по вертикали варьирует; однако в среднем под океаном он находится на глубинах между 80 и 160 км, т.е. в пределах геофизической верхней мантии. На существование расплава в этом интервале глубин указывают не только пониженные скорости упругих волн, но и данные электропроводности (Ваньян, 1984). Низкое удельное сопротивление (10—30 Ом·м), высокий тепловой поток (90 мВт/м<sup>2</sup>) позволяют рассчитать, что для океанской литосферы с возрастом 20 млн лет область существования расплава лежит на глубине 70—80 км, 100 млн лет — 150—160 км. Итак, часть верхней мантии или наастеносферный слой, по новым данным, входит в понятие литосферы (0—70 км). Ниже залегают астеносферный слой или частично расплавленная верхняя мантия (70—160 км). Еще ниже собственно верхняя мантия (160—400 км).

Существующие в настоящее время представления об образовании Земли и составе первичного вещества ее мантии основываются на различных гипотезах. О.Г. Сорохтиным (1979) развиваются взгляды на формирование Земли за счет аккреции холодного вещества протопланетного газопылевого облака (гипотеза О.Ю. Шмидта). В момент возникновения как планеты Земля была однородна по составу. В дальнейшем за счет распада оливина-фаялита, выделения из него железа произошло разделение планеты на железистое ядро и собственно силикатную оболочку — мантию. Состав же геосферы был достаточно однообразен и в целом отвечал лерцолиту. Существует также предположение о том, что протопланетное облако по составу отвечало углисту хондриту.

Противоположные взгляды на развитие Земли и ее первичный состав развивает А.А. Маракушев (1983, 1988), который считает, что состав лунных пород противоречит гипотезе холодной аккреции однородной космической пыли при образовании планет земной группы (Маракушев, 1983).

На основании изучения различных метеоритов автор пришел к выводу, что внутренняя часть Солнечной системы состояла из плотной, расслоенной по удельному весу метеоритной массы. Расслоенность метеоритного облака связана со взрывом протопланеты, которая имела двухслойное строение с обособлением палласитов и ахондритов (диогенитов). Хондриты представляют собой первичное (протопланетное) вещество, из которого образовалась Земля. Плавление и ликвация привели к разделению палласитового ядра на богатую железом ультраосновную нижнюю мантию и Fe—Ni богатое водородом ядро. В результате первичного расслоения во внешней части Земли выделилась кора мощностью 100 км, сверху вниз

204

представленная рядом пород: эвкриты—говардиты—диогены. Ультраосновная мантия соответствовала по составу уреилитам (табл. 72). Древняя кора в первичном составе не сохранилась (Маракушев, 1988).

На основании изучения изотопных составов С, N, H<sub>2</sub> и инертных газов (Галимов и др., 1982) высказывается также предположение о том, что верхние оболочки Земли, участвующие в образовании коры, сложены углистыми хондритами.

Краткий обзор свидетельствует о трех возможных валовых составах первичного вещества Земли: первичный лерцолит, хондрит и углистый хондрит. Сравнение валовых составов этих образований (см. табл. 72) показывает, что расчетный состав первичного вещества (Сорохтин, 1979) имеет очень низкие содержания Na<sub>2</sub>O и FeS по сравнению, например, с хондритами. Наличие значительных объемов натрия в земной коре континентов, особенно в воде океанов, а также широкое развитие в земной коре серы (сульфидов) позволяет отдать предпочтение все же хондритам. Они с большей вероятностью могли сформировать современные геосферы Земли.

Если предположить, что в результате магматических и метаморфических процессов первичная кора, сложенная эвкрит-диогенидами, приобрела современный состав, то и первичные уреилиты мантии, которая поставляла продукты магматизма, также должны были измениться. Каков же состав мантии в настоящее время?

Большинство расчетных и гипотетических составов недифференцированной или, как принято считать, верхней мантии Земли основываются на анализе глубинных включений в базальтах или на расчетах по соотношению глубинных пород и эффузивов, исходя из их генетического единства. В табл. 73 приводятся химические анализы такого рода мантийных составов, рассчитанных в различное время различными авторами. Как видно из таблицы, диапазон изменения содержаний компонентов довольно значительный. На рис. 56 точки анализов вещества мантии образуют два поля с высоким и низким отношением Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O. При этом точки анализов образуют тренды, отвечающие следующей закономерности: с увеличением в гипотетическом мантийном составе FeO (уменьшение M/F) возрастает содержание в нем натрия. Пределы колебания содержаний компонентов в первой (высокие отношения Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O) группе анализов: Na<sub>2</sub>O — 0,23—0,68 мас. %; K<sub>2</sub>O — 0,02—0,05; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 2,70—6,99; CaO — 2,40—4,37; TiO<sub>2</sub> — 0,20—0,33; FeO — 6,52—9,29; MgO — 35,07—38,61. Обособление группы обуславливается крайне низкими содержаниями K<sub>2</sub>O в рассчитанных составах. Большая часть анализов отражает расчетные варианты, основанные на составах альпинотипных перидотитов или включений этих пород в базальтах и кимберлитах, т.е. во всех случаях это в большей мере породы коры, а не той недифференцированной мантии, которая предполагается. Значительный объем калия, сконцентрированный в верхних оболочках коры и гидросферы, свидетельствует о том, что первичное вещество мантии было, по-видимому, более богато калием. Так что

Таблица 72

## Составы первичного вещества Земли

Компоненты	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	31,2	38,40	33,14	39,65	52,19	36,24	47,56	38,97	43,33	53,28
TiO <sub>2</sub>	0,1	0,11	0,12	0,09	0,19	0,12	0,14	0,14	0,10	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,6	2,73	2,65	0,38	1,18	3,02	3,38	3,12	0,41	1,20
FeO	23,6	11,98	21,10	12,97	16,07	27,40	14,84	24,82	14,17	16,41
MnO	0,1	0,26	0,22	0,35	0,32	0,12	0,32	0,26	0,40	0,33
MgO	26,2	23,99	22,94	36,39	25,88	30,42	29,71	26,98	39,77	26,42
CaO	1,6	1,90	2,30	0,80	1,41	1,86	2,35	2,70	0,87	1,44
Na <sub>2</sub> O	0,20	0,90	0,76	0,43	0,004	0,23	1,12	0,89	0,46	0,004
K <sub>2</sub> O	0,10	0,10	0,07	—	0,001	0,12	0,12	0,08	—	0,001
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,3	0,37	0,46	0,44	0,80	0,35	0,46	0,54	0,46	0,82
NiO	0,1	—	1,28	—	—	0,12	—	1,50	—	—
FeS	0,6	5,91	13,33	—	1,12	—	—	—	—	—
Fe	13,1	11,68	0,84	8,28	0,79	—	—	—	—	—
Ni	0,2	1,34	0,44	0,15	0,03	—	—	—	—	2,9
M/F	—	—	—	—	—	2,0	3,6	1,9	5,0	2,9
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	1,9	9,3	11,1	—	4,0

1 — расчетный состав по лерцолитовой модели (Сорохтин, 1979); 2 — средний хондрит (Маракушев, 1988); 3 — средний углистый хондрит (там же) (анализ пересчитан, исключая H<sub>2</sub>O (13,57%) и C (2,45%)). 4 — урейлит (Маракушев, 1988); 5 — диогенит (там же). Справа те же анализы, пересчитанные без учета FeS, Fe, Ni.

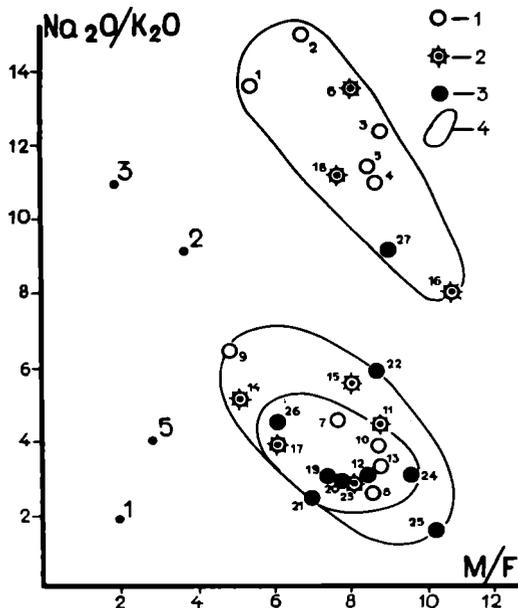


Рис. 56. Составы мантийного вещества на графике  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}—\text{M}/\text{F}$

1 — теоретические расчетные составы, 2 — природные океанские перidotиты и расчетные модели на основании их составов, 3 — то же, для континентальных перidotитов, 4 — поля составов. Точки с цифрами в левой части диаграммы — данные табл. 72. Цифры у значков — порядковый номер анализа из табл. 73

считать эти расчетные составы мантийного вещества первичными твердых оснований нет.

Вторая группа анализов образует довольно компактное поле, вытянутость которого обусловлена единичными экстремальными значениями. Как и в первом случае, подавляющая часть средних составов мантийного вещества основывается на расчетных данных с использованием материала по включениям и в меньшей мере учитываются реальные ультрабазиты, выходящие как на дне океана, так и в континентальных областях. Пределы колебаний петрохимических компонентов в этой группе несколько уже:  $\text{Na}_2\text{O}—0,23—0,65$ ;  $\text{K}_2\text{O}—0,10—0,15$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3—1,81—4,34$ ;  $\text{CaO}—1,87—3,06$ ;  $\text{TiO}_2—0,13—0,60$ . В целом вторая группа составов мантийного вещества отличается большей суммарной щелочностью (за счет  $\text{K}_2\text{O}$ ) и более высокими концентрациями титана, т.е. они имеют, если так можно выразиться, более "базальтовый" состав.

Слева от двух выделенных полей на рис. 56 располагаются точки анализов предполагаемого первичного вещества Земли. Если для обоих полей различных мантий среднее отношение  $\text{M}/\text{F} = 8,0$ , то первичное вещество метеоритов заметно более железистое ( $\text{M}/\text{F} = 3,0$ ), даже с учетом удаленных из исходного анализа Fe и Ni. Скорее всего, следует принять компромиссный вариант. По-видимому, первичное

Таблица 73

## Химические составы мантийного вещества по различным данным

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO <sub>2</sub>	45,00	42,86	44,2	45,47	44,90	45,00	45,20	43,06	45,90	43,03	44,78	45,70	44,71	44,13
TiO <sub>2</sub>	0,36	0,33	0,10	0,20	0,24	0,22	0,70	0,58	0,08	0,60	0,31	0,20	0,16	0,71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,10	6,99	2,70	3,99	4,30	4,35	3,50	3,99	2,20	4,34	4,68	3,70	2,46	4,88
FeO	11,00	9,29	8,30	7,88	8,20	8,13	8,45	8,15	8,96	12,67	7,44	8,19	8,15	11,25
MnO	0,16	0,14	0,15	—	0,10	0,11	0,10	0,13	0,08	0,18	0,13	0,10	0,13	0,15
MgO	33,00	35,07	41,3	38,58	38,90	37,61	37,50	39,32	40,70	35,0	36,71	38,40	40,91	33,57
CaO	4,00	4,37	2,4	3,52	2,50	3,46	3,10	2,65	1,70	3,06	4,15	2,30	2,42	3,65
Na <sub>2</sub> O	0,68	0,45	0,25	0,33	0,23	0,41	0,60	0,61	0,10	0,65	0,45	0,30	0,29	0,77
K <sub>2</sub> O	0,05	0,003	0,02	0,03	0,02	0,03	0,13	0,22	0,03	0,10	0,11	0,10	0,09	0,15
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,18	0,30	—	0,30	0,47	—	—	—	0,31	—	0,30	0,42	0,43
NiO	—	0,20	0,20	—	0,20	0,25	—	—	—	—	—	0,20	0,26	0,23
M/F	5,4	6,7	8,9	8,7	8,5	8,2	7,9	8,6	8,8	4,9	8,8	8,4	8,9	5,3
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	13,6	15,0	11,2	11,0	11,8	13,7	4,6	2,8	3,3	6,5	4,4	3,0	3,2	5,1

Компо- ненты	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
SiO <sub>2</sub>	44,63	44,77	47,02	44,85	43,90	43,93	47,60	44,10	43,43	44,88	44,04	44,30	44,71	42,86—47,60
TiO <sub>2</sub>	0,24	0,20	—	0,18	0,17	0,32	0,25	0,12	0,13	0,08	0,13	0,22	0,20	0,08—0,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,80	2,99	6,64	3,87	4,10	4,04	5,35	3,20	1,81	1,90	2,12	2,10	3,91	1,81—6,99
FeO	8,37	6,52	8,87	8,65	8,90	8,75	7,78	7,81	8,70	7,73	7,18	10,9	7,62	6,52—11,25
MnO	0,14	0,14	—	0,13	0,10	0,13	0,15	0,10	0,11	0,14	0,10	0,20	—	0,08—0,20
MgO	38,70	38,61	31,78	38,16	37,90	38,52	31,70	39,00	41,80	41,18	41,57	38,00	38,92	31,70—41,80
CaO	3,13	2,40	4,56	3,20	3,20	2,75	6,40	2,50	2,15	1,89	1,87	3,10	3,49	1,87—6,40
Na <sub>2</sub> O	0,34	0,40	1,14	0,34	0,52	0,37	0,40	0,47	0,31	0,16	0,23	0,09	0,56	0,09—1,14
K <sub>2</sub> O	0,06	0,05	—	0,03	0,17	0,12	0,15	0,08	0,10	0,05	0,15	0,02	0,06	0,02—0,22
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,38	0,34	—	0,36	0,48	—	—	—	0,39	—	—	—	—	0,18—0,48
NiO	0,24	—	—	0,25	0,10	—	—	—	—	—	—	—	—	0,10—0,30
M/F	8,2	10,6	6,4	7,8	7,6	7,8	7,2	8,9	8,6	9,6	10,3	6,2	9,1	4,9—10,6
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	5,7	8,0	4,0	11,3	3,1	3,0	2,7	5,9	3,1	3,2	1,5	4,5	9,3	1,5—15,0

1 — верхняя мантия (Kuno, Aoki, 1970); 2 — расчетный состав мантии (Carter, 1970); 3 — расчетный состав мантии (Harris, et al., 1967); 4 — примитивная мантия (Jagoutz et al., 1979); 5 — пиrolит (Ринггауд, 1981); 6 — первичная мантия для пикритов. о-в Кюрасао (Beets et al., 1982); 7 — пиrolит (Green, 1973); 8 — пиrolит (Горбачев, Некрасов, 1978); 9 — состав первичного вещества мантии (Bickle et al., 1976); 10 — верхняя мантия (Wright, 1970); 11 — лерцолит, о-в Сан-Паулу (Melson et al., 1967); 12 — лерцолитовая мантия (Дмитриев и др., 1976); 13 — примитивная недифференцированная верхняя мантия (Maaloe, Aoki, 1977); 14 — недифференцированная мантия под Мауна-Лоа (Wilkinson, 1985); 15 — средняя недифференцированная мантия (Wilkinson, 1985); 16 — средний состав нодулей перидотитов из базальтов океанической оливин-базальтовой формации (Соболев et al., 1975); 17 — смесь 70%-ного океанического перидотита и 30%-ного абиссального океанского базальта (Ito, 1973); 18 — Шпинелевый лерцолит, о-в Забергел, Красное море (Vonau et al., 1986); 19 — мантия под Уралом (Соболев, 1972); 20 — гипотетический субстрат верхней мантии складчатого обрамления юга Сибирской платформы (Алтухов, Глазунов, 1976); 21 — континентальная мантия по нодулям в базальтах и кимберлитах (Куталин, 1978); 22 — состав мантии под континентами (Лутц, 1975); 23 — средний состав нодулей перидотитов из базальтов континентальной оливин-базальтовой формации (Соболев et al., 1975); 24 — включения шпинелевых лерцолитов 195 анализов (Лутц, 1975); 25 — включения гранатовых перидотитов: 97 анализов (Лутц, 1975); 26 — мантийный субстрат для перидотитового коматинита (Ланда, Марковский, 1983); 27 — первичная мантия по нодулям в базальтах (Когарко и др., 1986); 28 — пределы колебаний компонентов по анализам 1—27.

вещество Земли действительно отвечало хондриту или смеси оливин-пироксенового и углистого хондрита, из которого на этапе начальной дифференциации Земли были удалены и перешли в ядро или нижнюю мантию Fe, Ni и часть железа из троилита. Вместе с тем прав, наверное, и О.Г. Сорохтин, утверждая, что часть железа была удалена при распаде железистого оливина. Для отношения  $M/F = 3,0$  содержания FeO и MgO соответственно составляют около 16,5 и 26,5 мас.%, а для  $M/F = 8,0$  — FeO = 8,5, MgO = 38,5. Можно предположить исходя из этого, что около 50% FeO, входящего в силикаты, также перешло в ядро или нижнюю мантию. Если такая гипотеза верна, то ближе всего к современной недифференцированной мантии, происшедшей из хондрита, будут составы, лежащие в поле высококальциевых пород (верхнее поле на рис. 56). Конкретнее, можно отдать предпочтение шпинелевому лерцолиту о-ва Забергед в Красном море (Bonatti et al., 1986) или первичной мантии, рассчитанной по нодулям в базальтах (Когарко и др., 1986).

Таким образом, первая группа анализов не отражает состав недифференцированной мантии, скорее это перидотиты литосферы, в частности ее верхней части — коры, т.е. слоя, уже прошедшего дифференциацию. Вторая группа анализов (с учетом разброса) может в какой-то мере отражать исходное недифференцированное или слабо дифференцированное (судя по редким элементам и их изотопам) вещество исходной мантии, которая и является родоначальной для первичных магматических расплавов.

Обращает на себя внимание такой факт. В колонках 12 и 20 (см. табл. 73) приведены составы лерцолитовой мантии океана (Дмитриев, 1979) и гипотетический субстрат верхней мантии складчатого обрамления Сибирской платформы (Алтухов, Глазунов, 1976). При всем различии структур и подхода к методике расчета составы этих гипотетических мантий очень близки по всем компонентам. Скорее всего это не случайно, а отражает в какой-то мере генетическое единство ультрабазитовых комплексов в складчатых поясах континентов и океанических перидотитов.

В отношении состава первичного вещества Земли и его эволюции необходимо отметить и такую сторону вопроса. Гравитационная дифференциация и плавление этого вещества сопровождалась, как сейчас считается (Сорохтин, 1979), выделением огромной тепловой энергии, которая, в свою очередь, обусловила массовый перенос совместно с флюидами легких элементов и элементов с малым ионным радиусом в верхние слои Земли. Большой изначальный разогрев планеты подтверждается значительной дегазацией протопланетного изотопа  $^{36}\text{Ar}$  на первых этапах эволюции Земли (Герасимов и др., 1985). Скорее всего, планета прошла на каком-то этапе частичное или даже полное плавление легкоплавкой силикатной составляющей в верхних своих оболочках. Подогрев сопровождался выносом в верхние слои в первую очередь газовой и водной составляющей (Кадик, Луканин, 1986). Основными концентраторами этих компонентов были углистые хондриты (Маракушев, 1988),

поэтому именно их плавление могло дать в результате наблюдаемые в настоящее время соотношения внешних оболочек Земли — атмосферы, гидросферы и литосферы.

Пересчет среднего анализа углистого хондрита (табл. 74) показывает, что при удалении из породы полностью всей воды и углерода, а также части никелистого и сульфидного железа остаток довольно близок по химическому составу перидотитовому коматииту. Именно коматииты преобладали в активных вулканических поясах прошлого. Длительное существование огромных масс расплавленного вещества привело к полной дегазации наиболее верхних его слоев, что и находит отражение в крайне низких содержаниях воды в коматиитах. По мере ухода флюидной фазы из расплавленных углистых хондритов, температура плавления увеличивалась, фронт плавления уходил вниз, формируя верхнюю застывшую коматиитовую кору. В рестите оставались в зависимости от степени плавления перидотиты с различным количеством легкоплавкой составляющей. Теоретически можно представить, что коматииты вниз по разрезу сменились (по общей схеме офиолитового разреза) кумулятивными пироксенитами (пироксенитовая мантия) и железистыми дунитами. Реститы в таком случае представлены последовательно магнезиальными дунитами, гарцбургитами и лерцолитами. Астеносферный слой представляет собой при такой модели нижнюю часть этого первичного всепланетного расплавленного слоя. По-видимому, подток флюидов из нижележащих углистых хондритов поддерживает уровень плавления в зоне астеносферы.

Приведенные рассуждения и расчеты, основанные на реальном веществе, приводят к следующему выводу. Силикатная часть планеты (исключая примеси Ni—Fe и FeS) в подавляющем объеме имеет состав, по многим компонентам близкий к лерцолиту. Однако в исходном недифференцированном метеоритном веществе в 2 раза больше суммарной щелочей и иные соотношения магния и железа, чем в реально наблюдаемых океанских лерцолитах, принимаемых за слабо дифференцированное вещество мантии.

Для метеоритной составляющей без ахондритов величина  $MgO/MgO + FeO = 0,63—0,72$ , коматиитового перидотита — 0,76, а лерцолита океана — 0,83. Соответственно  $Na_2O + K_2O = 1,07—1,38$  и 0,43; 0,45. В ахондрите, расчетном базальте, выплавляющемся из углистого хондрита и толенте океана,  $Mg/Mg + Fe = 0,27; 0,35$  и 0,44, а  $Na_2O + K_2O = 0,47—0,82; 2,21$  и 2,62 соответственно.

В связи со сказанным представляется, что не следует усложнять вопрос о составе недифференцированной мантии введением гипотетических расчетных составов. Реальное вещество метеоритов может при плавлении дать те реальные первичные расплавы, которые мы наблюдаем в природе.

На Земле известны два типа базальтов, поступающих длительное время и в огромных объемах на поверхность, — это толентовые базальты трапповых формаций и толентовые базальты океанских рифтов. Все остальные базальты (субщелочные и щелочные) имеют

Таблица 74

## Химические составы метеоритов, коматинита и некоторых магматических пород океана

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	28,37	45,48	44,9	36,41	39,70	48,93
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,14	0,19	0,11	0,11	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,19	3,53	5,30	2,60	2,81	3,50
FeO	18,97	13,57	10,40	8,87	14,33	11,92
MgO	19,85	31,78	33,60	23,09	24,58	31,03
CaO	2,00	3,22	5,00	1,87	1,92	2,52
Na <sub>2</sub> O	0,58	0,93	0,35	0,93	0,94	1,25
K <sub>2</sub> O	0,09	0,14	0,08	0,10	0,11	0,13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,31	0,44	—	—	—	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,42	0,67	0,26	0,33	0,41	0,44
CoO	0,07	0,10	0,02	0,10	0,07	0,13
NiO	1,51	—	0,10	—	—	—
C	2,45	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O	13,57	—	—	—	—	—
FeS	10,10	—	—	5,67	6,06	—
Ni-Fe	—	—	—	19,13	8,20	—
MgO/MgO+ +FeO'	—	0,70	0,76	0,72	0,63	0,72

Компо- ненты	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	46,70	45,60	49,32	49,21	50,6	49,14
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,15	0,68	—	0,66	1,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,32	3,50	12,64	11,05	16,14	15,64
FeO	16,86	8,10	18,49	20,41	8,68	9,14
MgO	28,93	39,10	6,83	8,13	10,87	8,22
CaO	2,26	2,40	10,32	9,01	11,76	11,84
Na <sub>2</sub> O	1,11	0,40	0,42	0,82	2,68	2,40
K <sub>2</sub> O	0,13	0,05	0,05	—	0,14	0,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	—	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,48	—	0,30	0,42	—	—
CoO	0,08	—	—	—	—	—
NiO	—	—	—	—	—	—
C	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O	—	—	—	—	1,91	—
FeS	—	—	—	—	—	—
Ni-Fe	—	—	—	—	—	—
MgO/MgO+ +FeO'	0,63	0,83	0,27	0,28	0,61	0,47

1 — углистый хондрит, средний по 11 анализам (Кинг, 1979); 2 — тот же анализ, пересчитанный на 100% после исключения из него воды, углерода, троилита (FeS), а также потенциально содержащегося никелистого железа в пропорции 1:7 (10,5 мас. % FeO и 1,5 мас. % NiO); 3 — перидотитовый коматинит с MgO > 30% (Arndt et al., 1977). Хондриты: 4 — оливин-бронзитовый, 5 — оливин-гиперстеновый, 6—7 анализы 4, 5, пересчитанные на 100% без учета FeS и Ni-Fe. 8 — лерцолит океана (Дмитриев, 1976). Ахондриты: 9 — эврит, 10 — говардит. 11 — габбро срединно-океанских хребтов, 12 — толеитовый базальт срединно-океанских хребтов (Wedepohl, 1981).

подчиненное значение и часто связаны с отдельными вулканическими постройками.

Толиты траппового и океанского (базальты срединно-океанских хребтов) типов довольно близки по петрогенным элементам, за исключением железа и калия, которые несколько занижены в океанских толитах. Два типа толитов различаются по концентрации в них рассеянных элементов. Концентрации Rb, Sr, Ba, Zr в толитах океана в 3—5 раз ниже по сравнению с траппами, а в последних, наоборот, меньше концентрации Cr, Ni и Cu. Основным концентратором Ni, как говорилось выше, является оливин. Повышенное количество Ni в толитах океана свидетельствует о большей степени плавления ультраосновного вещества под рифтами срединных хребтов. Следовательно, низкие концентрации  $K_2O$  в толитах океана можно объяснить разубоживанием в отношении щелочей первичного расплава при значительных объемах плавления вещества мантии. Но при массовом плавлении перидотита мантии должно наблюдаться снижение содержаний и других компонентов Si, Al, Ca. Однако все эти компоненты имеют не меньше, чем трапы, а даже большие содержания. Толиты океана содержат несколько больше кремнезема (49,0 мас.%) и кальция (11,0) по сравнению с траппами. Следовательно, низкая щелочность толитов океана объясняется не механизмом плавления, а исходным составом мантии.

Исходя из сказанного, можно заключить, что вещество мантии по валовому петрохимическому составу сравнительно однородно, так как наиболее распространенные на Земле базальты имеют близкий состав. Однако часть этих базальтов существенно отличается низкими концентрациями калия и других крупнокатионных или, как принято их называть, некогерентных элементов. Объяснить эту разницу различной степенью плавления единого во всех отношениях вещества мантии не представляется возможным. Остается только считать, что мантия в настоящее время геохимически разнородна.

Согласно некоторым данным (Zindler et al., 1983), современная мантия представлена тремя различными типами недифференцированной, слабо дифференцированной и истощенной. Существенная роль мантийной неоднородности отводится метасоматическим процессам в нижней и верхней мантии. Большое признание получила модель гетерогенности мантии за счет флюидного переноса щелочных и рассеянных элементов (Эдгар, Арима, 1984; Рябчиков и др., 1983). Например, повышенная растворимость калия в водном флюиде при высоких давлениях должна теоретически привести к тому, что нижние горизонты мантии обогащаются калием, а верхние — натрием. Соответственно предполагается, что в мантии существуют пространственно изолированные зоны натрового и калиевого метасоматоза. Калиевые магмы более глубинные, о чем можно судить по содержанию в них включений гранатовых перидотитов. Натровые магмы включают только шпинелевые лерцолиты.

В состав флюидов, способствующих миграции элементов из глубин мантии к поверхности, входят такие компоненты, как вода, двуокись

серы и сероводород (Островский, 1984). Именно они активно переносят щелочные и редкие элементы. Существует мнение (Фролова, Перчук, 1983), что флюиды являются одним из главнейших факторов, влияющих на состав первичных выплавов из в целом однородной по составу мантии. Причем чем глубже находится промежуточная камера, в которой происходит дифференциация первичного расплава, тем более калиевые магмы образуются в процессе этой дифференциации.

Об изотопной гетерогенности мантии свидетельствуют изотопные исследования океанских базальтов. По изотопным соотношениям они делятся на три группы (Сун, 1984): 1) обогащенные базальты типа островов Гоф, Кергелен и Тристан-да-Кунья с низкими значениями  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,4$ , высоким отношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7053$  и близким к хондритовому отношению  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ( $\epsilon \text{ Nd} = 1$ ); 2) базальты о-ва Св Елены с  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 20,8$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7029$ , ( $\epsilon \text{ Nd} = +5$ ); 3) базальты срединных хребтов с  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,3$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7027$ , с высоким отношением  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ( $\epsilon \text{ Nd} = +12$ ). Отношения  $\text{K/Rb} = 1000$ ,  $\text{Rb/Sr} = 0,008$ ,  $\text{Sm/Nd} = 0,38$  в толентах по сравнению с базальтами островов показывают, что толенты произошли из уже истощенной мантии.

Геохимическая неоднородность мантии подтверждается также наличием одинаковых по генезису базальтов с различной геохимической спецификой. Так, например, существует по крайней мере три типа первичных расплавов толентов (Le Roex et al., 1982). Первый тип — это обедненные толенты с отношением  $\text{Zr/Nb} > 20$ ,  $\text{Y/Nb} > 8$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,51312\text{--}0,51302$ ,  $\text{La/Yb} = 0,35\text{--}1,1$ , низкими отношениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7027\text{--}0,7030$ . Второй тип — с промежуточными геохимическими параметрами:  $\text{Zr/Nb} = 7,7\text{--}11,0$ ,  $\text{Y/Nb} = 1,3\text{--}3,0$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,51291\text{--}0,51301$ ,  $\text{La/Yb} = 1,7\text{--}4,3$  и несколько повышенными значениями отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7029\text{--}0,7036$ . Совсем иные величины отмечаются для базальтов третьего типа, относящихся к вулканическим поднятиям на ложе океана. Для них эти параметры имеют следующие величины:  $\text{Zr/Nb} = 5,9\text{--}6,8$ ,  $\text{Y/Nb} = 0,9\text{--}1,2$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,51291$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70356\text{--}0,70363$ . При этом все три типа базальтов имеют близкие петрохимические параметры.

Изотопная гетерогенность базальтов позволяет выделить различные геохимические типы мантии. К примеру, по этому признаку определяются особые мантии под островами Кергелен и Св. Елены, Гавайскими островами и о-вами Общества в Тихом океане, срединно-океанскими хребтами (Сун, 1984). Считается при этом, что базальты СОХ генерируются из деплетированной мантии, а примером примитивной может служить мантия под Гавайскими островами. Геохимические особенности мантии под о-вом Кергелен и о-вами Общества определяются загрязнением ее коровым материалом (White, 1985; Hamelin et al, 1986). Кстати, даже в пределах Гавайской вулканической структуры мантия по вертикали неоднородна. Здесь выделяется деплетированная мантия (производящая толенты), обогащенная (нефелиновые базальты) и примитивная (щелочные базальты). В процессе плавления и перемещения первичных расплавов из прими-

тивной мантии происходит их перемешивание с переработанной океанской корой (Feigenson, 1986).

Изотопные аномалии различных провинций и участков океана (Волобуев, 1987) связываются с изначальной дифференциацией Земли при образовании ядра и мантии 3,5 млрд лет назад (Балашов, 1985). Дальнейшее плавление этой гетерогенной протомантии приводит к образованию новой по составу мантии и коры, причем верхние части мантии все время обогащаются такими элементами, как Fe, Ni, Co (Сун, 1984).

Итак, с одной стороны, мантия в пространстве имеет близкий валовый петрохимический состав, с другой — она геохимически разнородна по редким элементам. Приемлемым объяснением этого несоответствия может быть следующее. Верхняя мантия в процессе своей эволюции (частичное плавление, дегазация) отдала наиболее подвижные элементы вместе с флюидами в различной степени, в различных соотношениях и на различные уровни. Действительно, если в верхних частях планеты на первых этапах ее эволюции существовал магматический океан (Кадик, Луканин, 1986), то с глубиной процент плавления уменьшался, в расплав поступали лишь наиболее легкоплавкие компоненты, сопровождающиеся флюидами. Именно различная степень плавления верхней оболочки Земли на первых этапах ее дифференциации, участие в метасоматических преобразованиях поступающих снизу флюидов и обусловили ту слоисто-зональную и одновременно пространственно гетерогенную в отношении редкоземельного состава мантию.

Отсюда напрашивается вывод. Если круговая конвекция в нижней мантии и существует, то на фоне общей гравитационной дифференциации эта конвекция очень слабая по скорости обмена и первичную вещественную зональность планеты затрагивает в очень небольшом объеме. Главную же роль в обмене вещества играет продолжающаяся вертикальная гравитационная дифференциация вниз к ядру и вверх к поверхности планеты. Причем обогащенная флюидами глубинная железо-силикатная часть Земли является поставщиком этих флюидов (Маракушев, 1988). Эта флюидно-магматическая дифференциация, вероятно, обуславливает не только вертикальную (в большей степени), но и латеральную гетерогенность верхней мантии. Латеральная гетерогенность мантии влияет на состав магматитов земной литосферы. Под мощной литосферой континентов, на этапах их стабилизации, идет накопление легкоэлементной составляющей флюидов, а под тонкой океанской литосферой — их постоянная разгрузка. Этим, по-видимому, объясняется более щелочной и более богатый легкими редкими элементами состав базальтов траппового типа на континентах и под мощными вулкано-тектоническими структурами в океане, примером которых может служить Восточно-Индийский хребет (Кашинцев, Рудник, 1981) и другие крупные вулканические поднятия.

Подводя итоги этому разделу, касающемуся первичного вещества мантии, следует еще раз отметить, что мантия по латерали и вертикали гетерогенна. Эта гетерогенность обусловлена всей ее эволюцией

от начальных этапов формирования в протопланетную стадию до современности. Углистые хондриты были, по-видимому, тем главным источником первичных магматических расплавов, которые появились на поверхности планеты 3,0—3,5 млрд лет назад. Только углистые хондриты с их значительными объемами воды (до 20 мас.%), углерода и сложных углеводородов (аминокислоты, ароматические углеводороды), группой щелочных минералов (мелилит, нефелин, анальцит) и богатым Са и Al стеклом (Маракушев, 1988; Кинг, 1979) при плавлении в условиях космического вакуума могли полностью или в значительной степени дегазироваться, обусловив атмосферу и гидросферу, сформировать древние континентальные кратоны, дать начало процессам органогенной химии.

В ходе эволюции верхняя мантия была частично или полностью расплавлена и дифференцирована, частично лишена легкоплавкой составляющей и вместе с ней литофильных элементов. Однако продолжающийся магматизм и выделение флюидов свидетельствуют о том, что на глубине существуют еще не дифференцированные области примитивной мантии, насыщенные щелочами и флюидами. Одним из наиболее простых вариантов объяснения этого факта можно использовать предположение о наличии здесь углистых хондритов, прошедших лишь частичную дифференциацию. Условно, по геофизическим данным, такой мантией можно считать подастеносферный слой верхней мантии в интервале глубин 200—400 км. Именно оттуда должны поступать те небольшие по объему выплавки щелочных нефелитовых и мелилитовых магм, которые наблюдаются в пределах океанских плит.

Астеносферная часть верхней мантии крайне сложна в силу того, что в этом слое происходят все процессы массообмена. Частично расплавленный характер астеносферы свидетельствует о том, что первичные расплавы формируются именно в ней. Состав ее из-за постоянно поступающего снизу вещества в виде магмо-флюидного расплава-раствора меняется, однако уровень плавления и объемы плавления строго контролируют составы первичных расплавов. Астеносферный подслон верхней мантии логично представить почти полностью обезвоженным, лишенным легких литофильных элементов и, возможно, частично обезбазальченным углистым хондритом. Скорее всего, именно этот подслон является поставщиком того примитивного перидотита (лерцолита) океана и пространственно связанного с ним толеита срединно-океанских хребтов. Вариации выплавки (70—160 км) по глубине, скорее всего, обуславливают небольшие вариации составов первичных магм для этих базальтов.

### ПЕРВИЧНЫЙ СОСТАВ МАГМ ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ

В проблеме первичности или вторичности магматических расплавов еще много неясного. Среди петрологов по этому вопросу существуют заметные расхождения. В табл. 75 приведены химические составы различных гипотетических и реальных расплавов, которые авторы относят к первичным. Намечаются две группы (рис. 57), одна

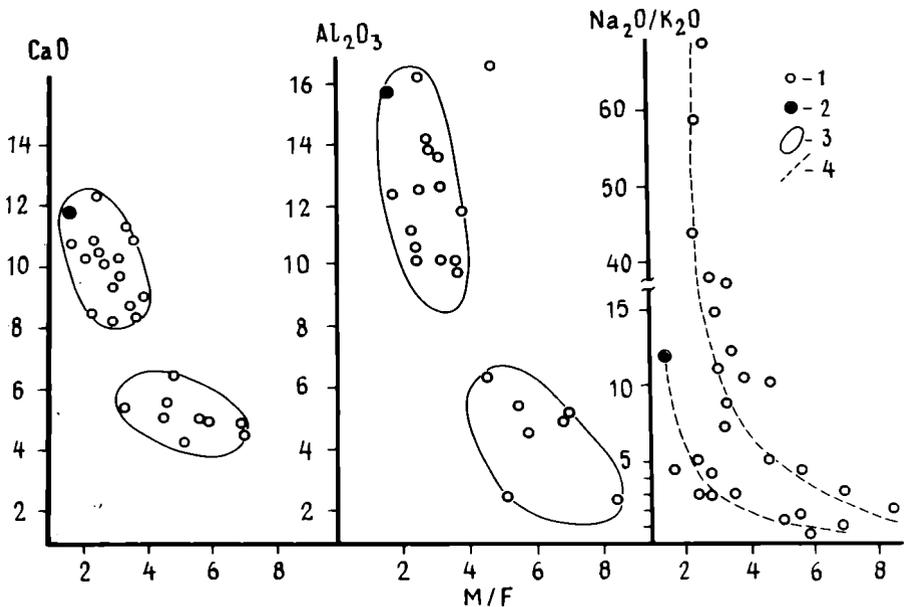


Рис. 57. Составы различных первичных магм на графиках  $\text{CaO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ — $M/F$   
 1 — точки анализов согласно табл. 75, 2 — толентовый базальт СОХ, 3 — поля составов, 4 — тренды составов

из которых близка к пикритам ( $M/F=2-4$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3=9-17\text{мас}\%$ ;  $\text{CaO}=8-12$ ;  $\text{Na}_2\text{O}=0,42-2,18$ ;  $\text{K}_2\text{O}=0,02-0,37$ ), а другая — к коматиитам ( $M/F=5-8$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3=2-6$ ;  $\text{CaO}=2-6$ ;  $\text{Na}_2\text{O}=0,20-0,40$ ;  $\text{K}_2\text{O}=0,08-0,15$ ). Как видно из этих данных, содержания отдельных компонентов различаются даже в пределах одной группы, например пикриты, в два, четыре ( $\text{Na}_2\text{O}$ ) и даже 18 раз ( $\text{K}_2\text{O}$ ). Меньшие различия касаются коматиитов. Итак, согласно существующим взглядам на первичность расплавов, имеется ряд магм, состав которых изменяется от пикрит-базальтов (см. табл. 75 колонка 15) до ультраосновных коматиитов (колонка 14). Оба варианта расчетные. Из реальных магм это диапазон от пикрит-базальтов разлома Сикейрос (Schrader et al., 1980) до ультраосновных коматиитов верхней свиты офиолитов о-ва Троодос (Мурс, Вайн, 1973). Обращает на себя внимание тот факт, что различие в составах первичных выплавов определяется различием структуры и временем проявления магматизма. Так что о единственной магме, рождающей все многообразие базальтов, говорить трудно. К тому же нет достаточной уверенности в том, что каждая приведенная магма является первичной, а не производной.

Распределение отношений  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  и  $M/F$  в различных расплавах показывает (см. рис. 57), что имеются две ветви составов: высоконариевая и высококалиевая, что согласуется с теми выводами о гетерогенности мантии в отношении Na и K, о которой говорилось выше.

Таблица 75

## Химические составы различных первичных магм

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	44,90	42,38	50,72	47,38	46,20	40,44	45,71	45,83	48,17	47,04	48,74
TiO <sub>2</sub>	0,19	0,28	0,05	0,79	0,69	1,60	1,15	0,68	0,77	0,52	1,71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,30	4,97	9,73	13,68	12,60	2,36	8,47	9,98	10,19	12,73	11,10
FeO'	10,40	8,09	9,79	9,80	11,50	12,56	13,18	9,98	9,79	9,38	11,27
MnO	—	0,14	0,18	0,14	0,19	0,18	0,18	0,17	0,17	0,15	0,16
MgO	33,60	31,72	19,74	17,66	16,60	36,79	24,63	20,00	18,81	17,57	15,51
CaO	5,00	4,66	8,54	9,60	10,50	4,25	5,33	8,60	11,26	9,72	8,37
Na <sub>2</sub> O	0,35	0,40	0,42	0,89	1,18	0,20	1,07	1,12	0,90	1,68	1,90
K <sub>2</sub> O	0,08	0,12	0,13	0,06	0,02	0,15	0,15	0,09	0,10	0,15	0,37
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,26	0,39	0,32	—	0,19	—	—	0,27	0,53	—	0,12
NiO	—	—	0,06	—	0,09	—	—	0,11	0,06	0,09	0,09
M/F	5,7	7,0	3,6	3,2	2,6	5,2	3,3	3,6	3,4	3,3	2,4
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	4,4	3,3	3,2	14,8	59,0	1,3	7,0	12,4	9,0	11,2	5,1

Компоненты	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO <sub>2</sub>	48,19	46,00	45,93	42,42	49,26	47,88	39,32	48,49	44,70	39,32—50,72
TiO <sub>2</sub>	0,83	2,29	1,79	3,24	0,81	0,64	0,09	0,85	0,36	0,05—1,71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,12	1,23	10,11	10,25	16,23	13,77	2,29	13,50	16,70	2,29—16,7
FeO'	9,23	12,80	12,05	11,90	7,70	9,48	7,82	9,06	7,20	7,70—12,56
MnO	0,14	0,18	0,16	0,18	0,12	—	0,09	—	—	—
MgO	15,23	13,40	16,56	16,38	11,23	15,86	37,75	15,42	19,50	11,23—37,75
CaO	10,19	10,70	10,94	10,46	12,42	10,18	2,01	10,57	6,48	2,01—12,42
Na <sub>2</sub> O	1,41	2,01	1,63	3,23	2,18	2,08	0,24	1,93	2,50	0,20—2,50
K <sub>2</sub> O	0,02	0,45	0,56	1,06	0,05	0,12	0,11	0,18	0,23	0,02—0,37
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	0,47	—	0,48	0,12—0,48
NiO	—	—	—	—	—	—	0,10	—	—	0,09—0,11
M/F	2,9	1,9	2,5	2,5	2,6	3,0	8,6	3,0	4,8	2,4—8,6
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	70,5	4,5	3,0	3,0	43,6	17,3	2,2	10,7	10,4	1,3—70,5

**Коматиты:** 1 — средний перидотитовый коматит с MgO 30% (Amdt et al., 1977); 2 — ультраосновная лава верхней свиты, о-в. Трудос (Мурс, Вайн, 1973); 3 — ордовикский коматит, о-в Ньюфаундленд (Upadhyay, 1978); 4 — пироксеновый коматит (Elton, Scarfe, 1984); 5 — посленеогеновый коматит, о-в Горгона (Gansser et al., 1979); 6 — меймечит (Васильев, 1978). **Пикриты:** 7 — пикрит-базальт (Ярошевский, Цехоня, 1986); 8 — пикрит, о-в Кюрасао (Beets et al., 1982); 9 — о-в Ньюфаундленд (Karson et al., 1983); 10 — скважины 334 и 332В (Gunn, Roobol, 1977); 11 — вулкан Мауна-Лоа, Гавайские о-ва (Wilkinson, 1985); 12 — пикритовый базальт, трансформный разлом Сикейрос (Schradler et al., 1980); 13 — пикрит, о-в Реюньон (Fisk, Ford, 1982). **Расчетные составы первичных магм:** 14 — первичная магма, о-в Св. Елены (Когарко и др., 1986); 15 — то же, о-в Гран-Канария (там же); 16 — первичная магма для толентов Атлантики (Кадик и др., 1982); 17 — первичная магма абиссальных толентов (Irvine, 1979), ссылка у Рябчикова (1981); 18 — родоначальная магма гарцбургитовой формации Урала (Соболев, 1972); 19 — расчетный состав жидкой фазы при частичном плавлении примитивной мантии (Рябчиков, 1984); 20 — выплавка из гранатового лерцолита при 30 кбар (Kushiro, 1972); 21 — пределы колебаний компонентов по анализам 1—20.

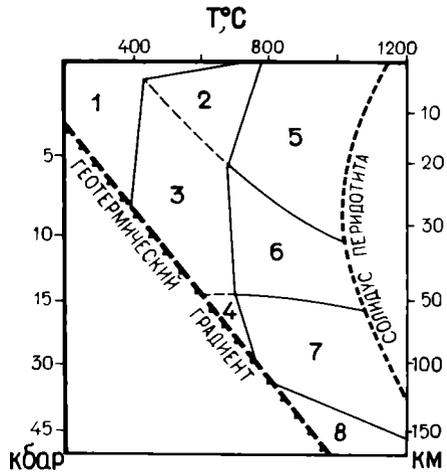
На состав первичных расплавов влияют три фактора: 1) состав мантии, из которой образуется выплавка, 2) глубина выплавления (P—T-условия), 3) процент плавления. Два последних фактора довольно часто взаимосвязаны, т.е. при увеличении давления с глубиной процент выплавки уменьшается. Однако эта закономерность в областях крупных планетарных глубокопроникающих в мантию структур нарушается. Значительный перепад давлений может служить причиной массового плавления мантии на значительных глубинах. Примером такого плавления могут служить срединно-океанские хребты, продуцирующие огромные массы магматитов. Следует также отметить, что состав формирующихся расплавов зависит не только от валового геохимического состава мантии, но и от минеральных изменений в самой мантии. На рис. 58 приведена схема минеральных фаций (Маракушев, 1988), из которой видно, что плавление минералов на различной глубине неизбежно даст определенную геохимическую специфику расплаву.

Исходя из приведенных трех факторов, влияющих на состав расплава и соответственно ультраосновного рестиита, теоретически можно выделить следующие самостоятельные первичные магмы: по химическому составу — толеитовые, субщелочные и щелочные; по объему выплавки — коматииты (пикриты), пикрит-базальты и базальты. Условно границы объемов плавления проводятся по содержанию в первичной выплавке MgO. Пикриты (коматииты) — MgO более 30 мас. %, пикрит-базальты — 10+30, базальты менее 10. Теоретически получаются девять типов первичных магм. Наиболее хорошо изучены три типа толеитовых расплавов: коматииты (пикриты), пикрит-базальты и базальты. Среди щелочных и субщелочных первичных расплавов с массовым плавлением исходного субстрата (коматиит-пикриты) в океане реальных магм нет или они проблематичны. На континентах к ним относятся меймечиты. К щелочным пикрит-базальтам в океанских областях можно отнести пикриты о-вов Зеленого Мыса, а к субщелочным — пикриты Гавайских островов. Субщелочные и щелочные базальты распространены очень широко, особенно на островах. Рассмотрим выделяемые типы первичных расплавов. Наибольший интерес вызывают коматииты—эффузивные породы, по валовому составу почти идентичные перидотитам.

Наиболее древние коматииты относятся к раннему архею (3,8 млрд лет). Другая большая группа коматиитов распространена в поздне-архейских зеленокаменных поясах с возрастом 2,7—2,9 млрд лет. Общей для коматиитов чертой является тесная ассоциация с толеитовыми базальтами, которые часто сменяют коматииты во времени, как бы надстраивая разрез. В верхах разреза появляются андезиты и дациты. Вторая особенность — это уменьшение с возрастом ультраосновных эффузивов за счет увеличения основных и средних. В протерозойских коматиитах содержание MgO не превышает 20 мас. %, в то время как в архейских оно, как правило, более 30 мас. %. Коматииты встречаются и в мезозое (о-ва Горгона, Колумбия). Дозоценовые коматииты этого острова ассоциируют с перидотитами, троктолитами и габбро, залегающими в основании разреза. Содержание MgO

Рис. 58. Минеральные фации гипербазитов (Маракушев, 1988)

1 — метаморфиты, 2 — амфиболовые, 3 — шпинель-амфиболовые, 4 — гранат-амфиболовые, 5 — плагиоклазовые, 6 — шпинелевые, 7 — хромшпинель-пироксеновые, графитоносные, 8 — хромит-пироксеновые, алмазосносные



в коматиитах колеблется в пределах 16—22, от архейских пород этого типа они отличаются более низкими содержаниями MgO. Средние отношения  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  в них 0,86, также меньше, чем в древних коматиитах (Echeverria, 1980).

В целом для коматиитов не характерны, за редким исключением, эксплозивные извержения, что приводит к мнению о довольно низком объеме флюидной фазы в коматиитовых расплавах. Однако изучение коматиитов массива Троодос на Кипре (Соболева и др., 1986) показало наличие водосодержащих разновидностей ( $\text{H}_2\text{O}=1,3$  мас. %).

Оливин в коматиитах зонален, его железистость возрастает от центра зерен к краям ( $\text{Fa}_6 - \text{Fa}_{13}$ ). Клинопироксен также зонален, наиболее характерной его чертой является уменьшение содержаний глинозема от ядра к периферии ( $\text{Al}_2\text{O}_3=8,5-4,0$  мас. %). В неизмененных коматиитах отношение  $\text{CaO}/\text{TiO}_2$  близко к хондритовому (Рябчиков Богатиков, 1984). Общей чертой для них являются также низкие содержания и близкие к хондритовым отношения нелетучих литофильных элементов (Nesbitt et al., 1979).

Возрастные типы коматиитов, помимо вариаций магнезиальности, различаются также по содержаниям  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и CaO. Коматииты с высоким отношением  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  (1,5) характерны для ранне-архейского времени, а в более поздних, в том числе протерозойских, это отношение приближается к единице. Ранние коматииты также более титанистые. Общей характерной чертой коматиитов является связь с ними сульфидного медно-никелевого оруденения, которое наиболее развито в коматиитах позднего архея.

Экспериментальные данные по плавлению ультраосновных пород показали, что высокомагнезиальные расплавы могут образовываться на различных уровнях при различных степенях плавления мантийного перидотита. Так, близкие к коматиитам расплавы могут быть получены при давлениях 35—40 кбар (120—135 км), при снижении этого давления до 20—25 кбар (70—80 км) появляются толеитовые базальты с 16—17 мас. % MgO, а при 5—10 кбар (20—35 км) и высокой степени плавления образуются бониниты (Гириис и др., 1987). Вместе с тем в некоторых экспериментах (Jaques, Green, 1980) расплавы, близкие к коматиитам, были получены при 15 кбар (50 км) и 40—50 мас. %

плавлении лерцолитов. Во всех случаях в равновесии с образующимся расплавом находятся оливин и ортопироксен, парагенезис которых дает в конечном счете в рестите гарцбургит. Существенным моментом является наличие в расплаве воды. Растворение 5 мас. %  $H_2O$  снижает температуру ликвидуса коматиита на  $230^\circ$  при 10 кбар (Гирнис и др., 1987), однако низкая растворимость ее позволяет считать, что роль воды при образовании коматиитов вряд ли была очень велика. Предполагается, что содержание  $H_2O$  в расплаве не превышало 0,5 мас. % (Рябчиков, Богатиков, 1984).

О генезисе коматиитов высказано несколько гипотез. Главная суть сводится к тому, что такие высокомагнезиальные породы могли выплавляться в мантии только при значительно более высоком тепловом потоке, чем нынешний, из чего следует, что на ранних этапах эволюции Земли существовал более высокий геотермический градиент. Если коматиитовые расплавы с содержанием  $MgO$  более 30 мас. % сейчас могут образоваться на глубине лишь 400 км, то, например, в архее они могли образоваться на глубине уже 80—230 км (Гирнис и др., 1987). Об этом как будто свидетельствует и тот факт, что со временем объем коматиитов заметно уменьшается и их расплавы становятся менее магнезиальными. Крайней точкой зрения в этом вопросе является гипотеза о полном плавлении мантии и образовании в архее сплошного слоя коматиитовой магмы (Komatiites, 1982) на глубине 120—150 км, возможно 200 км. В пользу значительных степеней плавления мантии говорят высокие содержания в коматиитах  $Mg$ ,  $Ni$  и  $Cr$  и низкие концентрации нелетучих литофильных элементов ( $Zr$ ,  $Y$ ,  $Nb$ ,  $Hf$ ), отношения которых близки к хондритовым. Так, например, содержания в перидотитовых коматиитах  $Rb$  составляет 2,9—3,9 г/т,  $Sr$  — 17—23 г/т,  $Ba$  — 3,5 г/т, что близко их содержанию в хондритах (Крестин, 1983). В них очень низкие концентрации  $Zr$  — 15—40 г/т, близкое к хондритовому отношение  $Ti/Zr$  — 102—108. Более древние коматииты обогащены легкими редкоземельными элементами (РЗЗ) по сравнению с молодыми, что свидетельствует об изменении геохимической специфики магм во времени. В целом же распределение РЗЗ в коматиитах, особенно перидотитовых, близки к хондритовым. Появление коматиитов связывается с плавлением амфибол-содержащих перидотитов (Копежинская, Добрецов, 1983). Следовательно, архейская мантия действительно была близка к недифференцированной. Предполагается, что степень плавления этой мантии при образовании коматиитовых расплавов могла колебаться в пределах 45—80 мас. % (Гирнис и др., 1987).

Совместно с коматиитами встречаются коматиитовые базальты с довольно значительным (17—18 мас. %) содержанием  $MgO$ , которые теоретически могут быть первичными выплавками. Однако, как показал анализ коматиитовых базальтов, все коматииты с различными (менее 30 мас. %) содержаниями  $MgO$  являются продуктом кристаллизационной дифференциации высокомагнезиальных коматиитов. Все разновидности коматиитовых базальтов с содержанием  $MgO$  от 12 до

30 мас.  $\text{X}$  образуются путем отсадки оливина в малоглубинных условиях при давлении менее 5 кбар.

Многие проявления различного рода коматиитов пространственно тесно связаны с примитивными толентами (Beets et al., 1982; Gale, 1973; Arndt et al., 1977; Gansser et al., 1979). Эта пространственная и временная связь, по-видимому, не случайна и, возможно, отражает результаты экспериментальных исследований. При плавлении перидотита (Mysen, Kushiro, 1977) было показано, что существует возможность образования широкой гаммы расплавов с содержанием  $\text{MgO}$  10—40 мас.  $\text{X}$  в зависимости от степени плавления исходного перидотита. В районах, где были зафиксированы тесные ассоциации этих двух типов расплавов, сохраняется определенная закономерность. Коматииты, как правило, венчают вулканогенные толщи, т.е. они более поздние, чем толентовые базальты (Мурс, Вайн, 1973; Arndt et al., 1977; Gansser et al., 1979). Эта закономерность проявляется как в древних архейских структурах, так и в молодых — неогеновых. Все это как будто свидетельствует о том, что в определенной структурной обстановке происходит постепенный разогрев мантийного вещества с увеличением степени его плавления и сменой базальтов на коматииты. Однако в целом следует отметить, что объем коматиитов со временем по сравнению с толентами резко уменьшается.

Справедливо отмечается (Rhodes, 1982), что исходные по составу базальты могут образоваться совершенно различными путями, либо прямым парциальным плавлением мантии с отделением легкоплавкой базальтовой составляющей от тугоплавкого остатка, либо посредством кристаллизационной дифференциации расплава, получившегося из вещества той же мантии при ее полном или значительном плавлении. Однако, как уже отмечалось, большинство петрологов (Elthon, 1979; Beets et al., 1982; Рябчикова и др., 1980; Schrader et al., 1980; Karson et al., 1983) считают, что ближе всего к первичному расплаву, формирующему в дальнейшем толенты океанского типа, являются пикриты — базальты с содержанием  $\text{MgO}$  от 10 до 18 мас.  $\text{X}$ .

В отдельных случаях пикрит-базальты не успевают пройти полную стадию дифференциации и изливаются на поверхность. Таких находок в океане немного. На двух примерах видно, что пикрит-базальты в зависимости от структуры, где они проявлены, имеют различный состав. Например, пикриты из скважин 334 и 332 Б (Gunn, Robol, 1977) на склоне САХ сложены оливином двух генераций. Вкрапленники представлены магнезиальной разновидностью ( $\text{Fa}_{9,5-11,5}$ ), а оливин основной массы — более железистый ( $\text{Fa}_{11-16}$ ). Плаггиоклаз, образующий субофитовую структуру, относится к битовниту ( $\text{An}_{70-80}$ ). Минералогический анализ пикритов Гавайских островов несколько отличается. Они сложены оливином с повышенной железистостью ( $\text{Fa}_{11-19}$ ), железистым ортопироксеном — гиперстеном ( $\text{En}_{73}\text{Fs}_{21-27}\text{Wo}_5$ ), авгитом ( $\text{En}_{44}\text{Fs}_{19}\text{Wo}_{38}$ ), двумя генерациями плаггиоклаза: лабрадором ( $\text{An}_{52-64}$ ) и андезин—лабрадором ( $\text{An}_{42-52}$ ). В целом пикриты Гавай более железистые, чем пикриты срединно-океанского хребта, что позволяет выделять по железистости два типа пикрит-

базальтовых магм. Все предлагаемые расплавы для океанской коры (пикриты скв. 334, пикритовый базальт разлома Сикейрос, пикрит из вулкана Мауна-Лоа, первичная магма для толеитов Атлантики) довольно близки по магниево-железистому отношению ( $M/F=2,4-3,3$ ), по содержанию  $SiO_2$  (47—49 мас. %),  $Al_2O_3$  (11—16),  $Na_2O$  (1,4—2,2).

Пикриты срединных хребтов и прилегающих разломов близки также по содержанию  $TiO_2$  (0,5—0,8) и  $K_2O$  (0,2—0,15). Существенное отличие имеется для пикритов Гавайских островов. В них в 2 раза больше  $TiO_2$  (1,7 мас. %) и  $K_2O$  (0,37), при этом они несколько более железисты и имеют наименьшие содержания  $Al_2O_3$  (11,1) и  $CaO$  (8,4), т.е. они наименее плагиоклазовые, в то же время в этих пикритах наименьшие концентрации  $Cr_2O_3$  (0,12) и  $NiO$  (0,09). Главным концентратором  $Ni$  в породе является оливин. Низкие содержания этого элемента в данном случае можно объяснить лишь высокой железистостью оливина пикритов ( $Fa_{11-19}$ ). Так как оливин наиболее высокотемпературный минерал ликвидуса, следует предположить, что пикрит-базальтовые расплавы Гавайских островов являются вторичными магмами, образовавшимися за счет фракционной кристаллизации и отсадки высокожелезистого оливина из какого-то более магниезильного расплава.

Изучение девонских пикритов ультраосновного состава в Южных Мугоджарах на Урале, залегающих непосредственно среди толеитовых базальтов, которые, в свою очередь, тесно связаны с мощной офиолитовой ассоциацией, показало (Кашинцев, Зайков, 1987), что эти пикриты являются кумулятами, а первичная магма, скорее всего, имела состав промежуточный между коматитами и толеитовыми базальтами. Широкие вариации состава пикритов, приводимые в литературе, по-видимому, также отражают моменты формирования их составов в процессе дифференциации какой-то родоначальной, а не примитивной магмы. Все эти рассуждения имеют смысл лишь при допущении существования единой исходной примитивной магмы, состав которой даже в отношении рассеянных элементов должен быть очень однороден. Только при этом условии можно употреблять термин "единая". Однако весь предыдущий материал показывает, что единой магмы нет и при имеющейся гетерогенности мантии быть не должно.

Как уже отмечалось выше, с коматитами (пикритами) и пикрит-базальтами пространственно тесно связаны толеитовые базальты. Являются ли они самостоятельными первичными расплавами или все же представляют собой производные магмы?

К первичным толеитовые базальты относят исходя из существующего представления об их очень однородном составе в течение длительного периода излияний на поверхность Земли и пространственной петрохимической однородности. Эти представления ранее имели преимущественное распространение (А.Engel, С.Engel, 1965). Однако, как было показано выше, эти базальты не так уж однородны, особенно по своей геохимии и изотопному составу.

В табл. 76 помещены для примера некоторые типы толеитов срединно-океанских хребтов и выплавки, полученные при плавлении

Таблица 76

## Средние составы различных толентов океанов

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	49,54	49,60	48,33	50,0	50,3	49,83	49,88	48,6
TiO <sub>2</sub>	1,19	0,90	1,76	2,10	0,3	1,99	2,56	0,6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,53	18,60	15,54	10,3	18,4	14,16	13,01	15,1
FeO	9,33	7,20	10,60	9,96	6,64	11,38	13,82	8,6
MnO	0,17	—	0,19	0,2	0,10	0,20	0,24	—
MgO	8,66	9,40	6,90	16,00	10,3	7,29	6,23	14,0
CaO	12,09	12,00	10,44	9,20	12,5	11,16	10,27	11,5
Na <sub>2</sub> O	2,37	2,30	2,89	1,80	1,3	2,63	2,72	1,5
K <sub>2</sub> O	0,08	0,04	0,55	0,40	0,10	0,18	0,16	0,1
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	—	0,22	—	—	0,20	0,24	—
ппп	0,69	—	1,73	—	—	0,82	0,89	—
Rb	3,6	—	—	—	—	3,9	1,3	—
Sr	116	—	—	—	—	117	103	—
Ba	17	—	—	—	—	25	25	—
Zr	96	—	—	—	—	122	176	—
Ni	126	—	—	—	—	87	53	—
Co	62	—	—	—	—	52	55	—
Cr	307	—	—	—	—	258	124	—
V	280	—	—	—	—	314	434	—

1 — толент нормального типа, 115 анализов (Голубева, 1988); 2 — высокоглиноземистый магниальный толент COX (Соболев и др., 1988); 3 — толент трансформных разломов Атлантики (Харин, 1979); 4 — пикрит-базальт, выплавка из пиролита при P=15 кбар, T=1450°, 32% плавления (Jaques, Green, 1980); 5 — высокоглиноземистый толент, выплавка из деплетированного лерцолита при P=5 кбар, T=1250° 14% плавления; 6 — ферротолент, 168 анализов (Голубева, 1988); 7 — высокотитанистый ферротолент, 45 анализов (там же); 8 — толент шпинелевой фации глубинности (Сущевская, 1982); 9 — толент плагиоклазовой фации глубинности (там же).

природных перидотитов. Из таблицы видно, что распространенное мнение о близости составов толентов не столь уж однозначно. Видны заметные вариации по TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, MgO, K<sub>2</sub>O при довольно стабильных величинах CaO и Na<sub>2</sub>O. Вариации касаются и элементов, особенно Rb, Zr, Ni, Cr и V.

Региональным вариантом сериального подхода могут служить базальты Восточно-Тихоокеанского поднятия. В пределах ВТП по некоторым данным выделяются три группы толентов (Голубева, Говоров, 1987): магниальные толенты, ферротоленты и ферротоленты с повышенным калием. Среди этих трех типов преобладают ферротоленты, кристаллизационная дифференциация этих расплавов с выделением магнетита и ильменита на последних стадиях приводит к образованию пород кислого и среднего состава. Слабодифференцированная ферротолентовая серия является производной от ферропикротолентовой исходной мантийной магмы, образующейся

при высокой степени плавления на больших глубинах слабо деплетированной и поэтому более богатой Fe, Ti, K мантии. Считается, что плавлению подвергается подastenосферный слой мантии, который представляет собой погребенную первичную кору Земли, образовавшуюся на лунной стадии ее формирования. Дифференциация в промежуточных очагах на различном уровне пикрит-базальтов приводит к формированию иногда толеитов, отличающихся от обычных среднестатистических базальтов COX довольно существенно. Например, описаны низкотитанистые (0,3-0,9 мас. %) и высокоглиноземистые (18 мас. %) толеиты с содержанием MgO около 9,5 мас.%, которые относятся к новому близкому к первичному расплаву толеитов COX (Соболев и др., 1988).

Наряду с такими высокоглиноземистыми типами большую роль играют ферротолеиты с содержанием суммарной окиси железа более 12 мас. %, а  $TiO_2$  более 2. Такого рода толеиты образуются при дифференциации обычных толеитов, сопровождающейся обогащением расплава железом при низкой летучести кислорода (Нестеренко, 1983). С другой стороны, есть мнение, что ферротолеиты являются производственными ферропикротолеитов, возникающих при плавлении железистых эклогитов и пироксенитов на значительных глубинах в подastenосферном слое мантии. В результате дифференциации в пределах океанских структур можно встретить ферротолеиты с умеренными (1,99 мас. %) и повышенными (2,56) содержаниями  $TiO_2$  (Голубева, 1988). Содержание FeO в них составляют 11,39 и 13,82 мас. %, в обычных толеитах эта величина в среднем - 9,33 мас.%, а  $TiO_2$  — 1,19. Ферротолеиты несколько обогащены  $K_2O$  (0,18 и 0,16 мас.% соответственно) при 0,08 мас.% в обычных толеитах. Образование высокотитанистых толеитов связано с высокой растворимостью титана в расплаве (Медведев и др., 1987). При  $T=1300^\circ$  и  $P_{O_2}=0,21$  атм. концентрация  $TiO_2$  в базальтовом расплаве достигает 15,4 мас.%. Этим объясняется тот факт, что выход титана из недосыщенных им основных и ультраосновных расплавов происходит только на самых конечных стадиях их эволюции при низких температурах и повышенном потенциале кислорода.

Поступающие в верхние литосферные слои выплавки толеитовых и щелочных пикрит-базальтов в дальнейшем кристаллизуются, причем эта кристаллизация захватывает до 40—50% исходных магм. Образуются заметные объемы кумулятивных пород, соизмеримых с объемами излившихся базальтов. Первичные пикрит-базальтовые расплавы эволюционируют по нескольким различным направлениям, образуя базальты с заметными вариациями общего химического состава. Эти различия влияют и на состав ассоциирующих с ними глубинных пород, отражая в какой-то мере степень обезбазальченности исходной мантии (Dick, Bryan, 1983).

Более ранние экспериментальные работы по плавлению перидотитов (O'Naga, 1968) показали, что толеитовый базальт может получиться только при плавлении в условиях низких давлений ( $P=5$  кбар) и очень высокого геотермального градиента ( $80^\circ$  C/км). В более

глубоких горизонтах (30 км,  $P=10$  кбар) выплавление толеита невозможно, так как при этих давлениях оливин исчезает из ликвидусных фаз, а по всем прямым и косвенным данным мантия может быть только ультраосновной, т.е. оливиновой. Отсюда делается заключение, что толеиты могут произойти лишь за счет более магнезиальных, пикритовых выплавок, образовавшихся при 25—30 кбар (глубина 70—100 км) и геотермальном градиенте 14—20° С/км. С падением давления по мере продвижения расплава вверх поле кристаллизации оливина расширяется. Его выделение из расплава дает в результате дифференциальный тренд толеитов срединных хребтов.

Экспериментальные данные по плавлению природного гранатового пироксенита из включения в базальтах Гавайских островов (Mysen, Kushiro, 1977) показали, что при  $P=20$  кбар,  $T=1375^\circ$  и 60% степени плавления образуется пикрит-базальтовая магма с содержанием  $TiO_2=0,80$ ,  $MgO=17,80$ ,  $FeO=7,90$ ,  $Na_2O=0,80$ ,  $K_2O=0,20$  мас.%. При 85% плавления ( $T=1400^\circ C$ ) происходит небольшое увеличение концентраций  $TiO_2$  (0,90),  $FeO$  (8,80),  $Na_2O$  (1,20) и уменьшение  $MgO$  (16,30) за счет массового плавления клинопироксенов. По данным И.Д.Рябчикова с соавторами (Рябчиков и др., 1980; Рябчиков, 1980), гипотеза прямого выплавления базальтов из перидотитовой мантии при 8 кбар наталкивается на ряд противоречий, которые заставляют считать, что первичные магмы образуются при давлении более 10 кбар, когда в равновесии с перидотитами устойчивы высокомагнезиальные пикритовые расплавы. При частичном плавлении недифференцированной мантии ( $P=20$  кбар,  $T=1375^\circ C$ ) образуются пикрит-базальты с  $MgO=15$  мас.% и высоким содержанием  $Al_2O_3$  (около 14). С возрастанием давления (35—50 кбар) и степени плавления (50—52%) количество глинозема резко падает, а расплав приобретает состав пикрита. Дальнейшая кристаллизация и отсадка оливина из этих магм пикрит-коматиитового состава ведет к образованию толеитов.

Расплавы с меньшим содержанием  $MgO$  (10—11 мас. %), как показывают расчеты (Elton, 1979), не способны сформировать тот офиолитовый разрез, который наблюдается в срединных хребтах. Последовательность кристаллизации высокомагнезиального пикрита выражается в начальной кристаллизации 10% оливина состава  $Fa_{10}$ , затем дальнейшая последовательная 20%-ная кристаллизация оливина, клинопироксена и плагиоклаза в отношении 40:45:15, что приводит к формированию толеитового базальта.

Детальные эксперименты по равновесному плавлению пиролита и частично деплетированного лерцолита в безводных условиях (Jaques, Green, 1980) показали, что в процессе такого плавления на глубинах до 50 км (0—15 кбар) по мере увеличения процента выплавки происходит образование различных по составу базальтовых расплавов. Недифференцированный перидотит в поле шпинелевого перидотита по мере роста объема плавления (менее 15%; 20—30%; 40—60%) продуцирует расплавы щелочного оливинового базальта,

оливинового толеита и пикрит-коматиита соответственно. Тот же перидотит при тех же степенях плавления на более высоком уровне границы около 30 км,  $P=10$  кбар) продуцирует при плавлении кварцевый толеит, высокоглиноземистый толеит и базальтовый или пироксеновый коматиит. Образующиеся расплавы находятся в равновесии с оливинами, пироксенами и акцессориями, содержащими глинозем (плаггиоклаз, шпинель, гранат). Состав минералов также прогрессивно меняется. Оливин по мере роста объема плавления с увеличением температуры становится все более магнезиальным ( $Fa_{12}-Fa_5$ ) и менее кальциевым. Ортопироксен увеличивает магнезиальность от  $En_{89}$  вблизи солидуса до  $En_{93-94}$  при 40% плавлении и параллельном уменьшении  $Al_2O_3$ ,  $CaO$ . Максимальная величина  $Al_2O_3$  (5 мас. %), согласно эксперименту, наблюдается в минерале при 15 кбар (50 км) и  $1300^\circ C$ , минимальное (2%) при 2 кбар (8 км) и  $1090^\circ C$ . Плавление ортопироксена происходит в условиях твердого раствора. Диопсид в реститовых перидотитах характеризуется низкими содержаниями  $Na_2O$  и сравнительно низкими  $CaO$ . Величина воллостонитовой молекулы составляет 32—34%. В деплетированных лерцолитах по мере падения давления и температуры эта величина падает до  $Wo_{25}$  при 5 кбар (17 км) и  $T=1250^\circ$ . При более низких давлениях (2 кбар, 8 км) клинопироксен исчезает из рестита, т.е. полностью переходит в расплав. Содержание  $Cr_2O_3$  в минерале максимально при высоких давлениях для одинаковых объемов выплавки и увеличивается с повышением температуры. С увеличением степени плавления пиролита шпинель становится более хромистой, достигая максимальной величины отношения  $Cr/Cr+Al=0,80$  и содержит до 55-58 мас. %  $Cr_2O_3$ . Магнезиальность ее испытывает такие же вариации, причем в деплетированных лерцолитах она выше. Хромовая шпинель при низком давлении (2—5 кбар, 8—17 км) всегда более хромистая, что связано с плавлением на различных фазовых уровнях. При давлении более 10 кбар в парагенезисе наблюдаются плаггиоклаз и хромистая шпинель, при  $P>10$  кбар - алюмошпинель и глиноземистые пироксены. Следовательно, данные по плавлению пиролита в безводных условиях верхней мантии показали, что первичным расплавом для среднестатистического толеита срединно-океанских хребтов служит толеитовый пикрит-базальт, образовавшийся на глубине 60—70 км (давление около 20 кбар, температура -  $1430-1530^\circ C$ ) при степени плавления 10—30% в зависимости от состава исходного перидотита. В рестите остается магнезиальный оливин и богатый  $CaO$  и  $Al_2O_3$  ортопироксен, т.е. минералогически гарцбургит, а по химическому составу лерцолит. В процессе перекристаллизации в условиях низкого давления он переходит в шпинелевый лерцолит. Последний при повторном плавлении в условиях реакции твердого раствора (давление 5 кбар) дает магнезиальный кварцевый толеит, который служит в дальнейшем исходным материалом для формирования дифференцированных пород толеитового ряда (Jaques, Green, 1980). Не исключено, что на заключительных этапах плавления на глубинах

15—20 км заметную роль в плавлении играет вода, способствующая образованию богатых кремнеземом магнезиальных лав.

Однако при этой модели остается неясным вопрос, какая же магма, пикрит-базальтовая, или базальтовая, является исходной для формирования расслоенных кумулятивных комплексов? По утверждению А.Джекуеса и Д.Грина (Jaques, Green, 1980) такой магмой является кварцевый толеит. Тогда какую роль в строении океанской коры имеют выплавки пикрит-базальтов на ранних стадиях плавления мантии?

Схема постепенного увеличения степени плавления пиrolита с образованием толеитовых пикритов на конечных этапах плавления при 0,1 мас. %  $K_2O$  приводится А.Е.Рингвудом (1981). Выплавки толеит-пикрита выделяются при 30% плавлении,  $P=0-2$  кбар,  $T=1250^\circ$ , причем такого плавления пиrolит достигает, если первые выплавки возникают в подошве астеносферы, на глубине 150 км. Однако, по данным А.А.Кадика, М.Я.Френкеля (1982), на таких глубинах для образования расплава необходимо присутствие  $CO_2$ , а для солидуса с 0,1  $H_2O$  верхний предел частичного плавления мантии находится на глубине 70 км (20 кбар) при  $T=1180^\circ$ . В целом А.Е. Рингвуд придерживается мнения о двойственной природе наблюдаемых расплавов. Одни и те же петрохимически и минералогически сходные породы могут образоваться как при частичном плавлении мантийного материала и подъема этого расплава к поверхности, так и за счет кристаллизационного фракционирования минералов из расплава с образованием производных магм. Примером может служить любой расплав. Например, щелочные базальты могут образоваться при прямом 5%-ном плавлении мантии при  $T=1280^\circ$  и  $P=20$  кбар (70 км). С другой стороны, те же магмы формируются при 30—50% фракционной кристаллизации оливина и глиноземистого ортопироксена (до 9 мас.%  $Al_2O_3$ ), из пикрита или оливинового толеита при 10—20 кбар (30—70 км) с образованием щелочных базальтов, в кумуляте выделяется гранатовый, оливиновый вебстерит. Толеитовые высокоглиноземистые базальты могут образоваться при 15%-ном плавлении пиrolита на глубине 25 км (7—8 кбар) и  $T=1250^\circ$  (Рингвуд, 1981), либо частичной (5—10%) фракционной кристаллизацией оливинового толеита, образованного при тех же давлениях (7—8 кбар) с выделением в кумуляте оливина и клинопироксена и образованием верлитов, оливиновых пироксенитов. Кварцевые толеиты формируются 8%-ным плавлением пиrolита, поднимающегося с глубины 120 км, давление при этом составляет 2 кбар, температура —  $1150^\circ$ . Тот же толеит может получиться при тех же параметрах из пикрита отделением оливина, плагиоклаза и клинопироксена (в кумуляте оливин-плагиоклазовые клинопироксениты, оливиновое габбро, верлит). Из этого следует, что базальты теоретически могут образоваться любым путем, либо прямым плавлением, либо за счет фракционной кристаллизации. Вопрос состоит в том, какой из этих процессов преобладает в общей эволюции расплавов в конкретной структуре.

Таким образом, различные экспериментальные исследования по плавлению ультраосновной мантии приводят к двум возможным вариантам образования первичных расплавов толеитовой направленности. При 20—35 кбар,  $T=1350—1530^{\circ}$  и степени плавления 15-60% образуются пикрит-базальты и пикриты. Дальнейшая кристаллизационная дифференциация приводит к образованию толеитового базальта. Второй вариант связан с возможным выплавлением толеитового базальта при  $P=2-8$  кбар,  $T=1150—1250^{\circ}\text{C}$  и степени плавления 8—10%. Однако низкая степень плавления в последнем случае плохо согласуется с огромными объемами базальтов и долеритов в океанской коре. Наличие пироксенитовых и габбровых включений в базальтах свидетельствует о заметной роли основных и переходных пород в литосфере. Исходя из этого, наверное следует отдать предпочтение экспериментам по высокой степени плавления мантийного материала (25—30%) при образовании первичных выплавок. Так что считать толеиты COX первичными выплавками оснований нет.

Представляется, что плавление мантийного субстрата происходит постепенно по нарастающей, по мере подъема разогретого вязкого мантийного материала вверх. Вместе с тем должны отмечаться уровни скачкообразного плавления, связанные с переходом зоны окислительно-восстановительных реакций и обогащения мантийного вещества водными флюидами. В случае окислительных процессов при сравнительно низких давлениях может резко повыситься температура, что приведет к увеличению процента выплавки. В случае повышения количества флюидов понизится температура плавления, что также будет способствовать увеличению объема расплава.

Наряду со степенью плавления мантии большую роль в формировании состава исходного субстрата имеет и глубина выплавления расплава. Например, есть мнение, что толеиты океана подразделяются на два петрохимических типа в зависимости от глубины выплавки, которая является определяющей (Дмитриев, 1986). Глубина выплавления варьирует от 10 до 150 км, степень плавления 15—17%,  $T=1250—1350^{\circ}\text{C}$ . Исходным материалом для формирования первичных расплавов служит лерцолит в плагиоклазовой (малоглубинный тип) и шпинелевой фациях глубинности. Щелочные базальты соответственно выплавляются из лерцолита в гранатовой фации глубинности. Геохимические различия для выделяемых серий базальтов определяются наличием двух источников магматизма: обедненной мантии для толеитов и примитивной мантии для островных базальтов. Мантийное вещество, продуцирующее толеиты, поднимается с глубин 100—150 км, щелочные базальты — 200 км.

Заканчивая раздел по составу и условиям образования первичных выплавок, можно заключить, что на современном этапе исследований однозначных критериев для выделения абсолютно первичных расплавов нет. Можно говорить лишь о тенденциях в выделении такого рода расплавов на различных этапах эволюции Земли. На ранних этапах это были коматииты с небольшим количеством толеитовых базальтов, позже среди массовых излияний стали преоб-

230

ладать пикрит-базальты и базальты. Какие из них первичны, а какие вторичны - ответить трудно, эксперименты по плавлению перидотитов дают право считать базальты как первичными, так и производными в любом сочетании, вместе и отдельно. По-видимому, в каждом конкретном проявлении этих пород следует привлекать дополнительно геологические и геохимические данные для решения их первичности или вторичности.

Если исходить из того, что наиболее первичны расплавы, поступающие из нижних недифференцированных областей мантии, то такими критериями первичности могут служить составы минералов при высоких давлениях и температурах. Например, с большей уверенностью можно говорить о первичности расплава, в котором присутствуют ксенокристаллы высокомагнезиального ( $Fa_{10-12}$ ) оливина, ортопироксена с высокими (4—6 мас. %) содержаниями  $Al_2O_3$ , обогащенные  $Na_2O$  и  $Cr_2O_3$  клинопироксены. Шпинелиды в глубинных расплавах более магнезиальны и высокохромистые. Геохимические критерии также могут служить ориентиром при выделении первичных расплавов. Первым, выделяющимся из расплава минералом является оливин — концентратор Ni. Высокие содержания Ni (200 Г/т) в расплавах могут косвенно свидетельствовать о слабо фракционированном расплаве, однако этот вывод должен подкрепляться и составом шпинели, которая должна быть высокомагнезиальной и хромистой. Если шпинель характеризуется большими концентрациями железа, то вернее будет говорить о кумулятивном происхождении такого расплава.

## НАПРАВЛЕНИЕ ЭВОЛЮЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ

Кристаллизационная дифференциация является, по-видимому, ведущим процессом при формировании комплексов глубинных пород, ассоциирующих пространственно с базальтами. В настоящее время строение расслоенных плутонов представляется в общем виде следующим образом. В нижних частях разреза располагаются существенно оливиновые породы—дуниты. Вверх по разрезу они сменяются верлитами, пироксенитами, троктолитами, габброидами, ферродиоритами и плагиогранитами. Все эти породы находятся в сложных соотношениях. Имеется много пород переходного состава, количественные соотношения выделенных типов также широко варьируют. Однако сохраняются некоторые общие черты: последовательная смена вверх перидотитов габброидами, далее дайковым комплексом и венчают разрез толщи базальтов.

Рассматривая вопросы эволюции генерируемых расплавов, следует еще раз подчеркнуть связь этой эволюции с составами первичных выплавов. Ассоциации базальтов и долеритов дайкового комплекса с расслоенным перидотит-габбровым комплексом свидетельствует о том, что базальты являются в какой-то мере производными более меланократовой по составу магмы. Сравнение петрохимических характеристик базальтов и габбро показывает, что они крайне близки,

т.е. габброиды являются глубинными аналогами базальтов как в отношении состава породообразующих минералов, так и по общему химическому составу пород. Однако тесная пространственная и генетическая связь габброидов океана с подстилающими пироксенитами, троктолитами и дунитами в офиолитовых ассоциациях свидетельствует о том, что исходная толеитовая магма была более магниезальной, меланократовой. В последнее время все большее число петрологов склоняются к тому, что исходные магмы имели состав оливиновых толеитов, пикритов, базальтовых коматитов (Gale, 1973; Mysen, Kushiro, 1977; Elton, 1978; Рябчиков и др. 1980; Beets et al., 1982) — пород, содержание MgO в которых составляет 17—24 мас. %. Эти породы образуются при частичном (30%) правлении вещества верхней мантии на глубине 50—70 км ( $P=15-20$  кбар). Дальнейшая эволюция этих расплавов связана с кристаллизационной дифференциацией. По мере падения температуры расплава происходит фракционирование из него оливина, пироксенов и плагиоклаза, их кумуляция на дне или боковых стенках (кристаллизационное нарастание) магмовыводящего канала или магматической камеры и образования всей гаммы пород толеитового состава.

Мы не будем останавливаться здесь на подробном разборе всех возможных объяснений существующих закономерностей процессов дифференциации, так как по этому вопросу существует большое количество литературы (Уэйджер, Браун, 1970; Ярошевский и др., 1970; Шарков, 1980, и др.). В настоящее время нет еще четких представлений о начальных этапах кристаллизационного фракционирования и получающихся в результате этого процесса родоначальных расплавах. Существенное значение имеют условия, в которых происходит эта дифференциация: открытой или закрытой системе. Трещинные излияния в рифтовой зоне обуславливают пульсационную подачу новых порций расплава в магматическую камеру. Наличие открытых трещин, с другой стороны, обуславливает прямую связь очага с приповерхностными условиями. Система и "снизу" и "сверху" открыта. На наличие в срединно-океанских хребтах расслоенных стратифицированных интрузий указывают многие авторы (Melson, Thompson, 1970; Prinz et al., 1976; Clark, Loubat, 1977; Кашинцев и др., 1982). Однако фрагментарность материала не позволяет составить четкую модель формирования расслоенных комплексов для океанской офиолитовой ассоциации, хотя такие попытки имеются (Bryan et al., 1979). Согласно этим авторам, магматическая камера воронкообразной формы шириной около 30 км представляет собой открытую систему, которая по мере раздвижения плит в рифтовой зоне срединного хребта постоянно подпитывается новыми порциями расплава. Как и везде в офиолитах, разрез начинается с дунитов, залегающих непосредственно на тектонизированных гарцбургитах - реститах. Вверх по разрезу дуниты сменяются верлитами, троктолитами и габброидами. Однако в различных частях очага в зависимости от конвективного перемешивания эти типы пород находятся в различных соотношениях. Кристаллизация в начальные

этапы начинается с оливина ( $Fa_{10}$ ) и хромовой шпинели, затем на ликвидусе появляется плагиоклаз ( $An_{89-94}$ ) и происходит формирование полевошпатовых дунитов, лерцолитов (оливин —  $Fa_{17}$ ), полевошпатовых верлитов и троктолитов. Начало выделения из расплава клинопироксена приводит к дальнейшей кристаллизации по линии четырехфазовой котектики. Однако в условиях постоянной подпитки камеры магмой изначального состава образование большого объема глубокофракционированных типов пород не происходит, а формируется довольно однородная габбровая толща, в которой моменты поступления больших порций расплава после незначительного по времени застоя фиксируются прослоями верлитов, начинающих новый ритм. Составы минералов в связи с таким механизмом кристаллизации изменяются в довольно узких пределах (см. рис. 26), не образуя протяженного тренда, как, например, в Скергаардской интрузии. Содержание фаялитовой составляющей в оливине по всему разрезу не выходит из пределов  $Fa_{10-30}$ , плагиоклаз —  $An_{50-94}$ , клинопироксен —  $Wo_{40-48}$ ,  $En_{38-49}$ ,  $Fs_{7-17}$ . Таким образом, валовый состав магмы по всему объему камеры не испытывал значительного фракционирования в процессе кумулятивной кристаллизации. Дренаж камеры и частая подпитка создают длительную живущую камеру с устойчивым составом магм.

Если вернуться к материалам по офиолитам современных океанов, то обращает на себя внимание близкий состав минеральных фаз расслоенных офиолитовых комплексов. Минеральный состав глубинных пород, поднимаемых в трансформных разломах вблизи или на пересечении их со срединно-океанскими хребтами, показывает, что они делятся на две большие группы: существенно гарцбургит-лерцолитовые, относимые к реститу или в различной мере деплетированному первичному веществу мантии и кумулятивные разновидности, образованные в результате кристаллизационной дифференциации в магматической камере. Составы оливинов из реститовых пород крайне близки  $Fa_{8-11}$ , что лишнее свидетельствует о близости составов и происхождения пород, основу которых составляет довольно однообразный оливин. То же самое касается и ортопироксенов. В гарцбургитах его состав колеблется в пределах  $Wo_{1-2}$ ,  $En_{86-90}$ ,  $Fs_{8-9}$ , в лерцолитах —  $Wo_{2-4}$ ,  $En_{84-89}$ ,  $Fs_{8-9}$ . Кумуляция этих минералов из толеитовой магмы приводит к некоторому изменению их состава в сторону большей железистости. Оливин в кумулятивных перидотитах имеет состав  $Fa_{13-16}$ , ортопироксен —  $Wo_{2-4}$ ,  $En_{79-85}$ ,  $Fs_{11-19}$ , в вышележащих пироксенитах и габброидах состав оливина существенно не изменяется ( $Fa_{15}$ ), ортопироксен становится более железистым ( $Wo_{2-5}$ ,  $En_{67-85}$ ,  $Fs_{11-31}$ ) с большим диапазоном составов.

Клинопироксены из реститовых (лерцолиты) и кумулятивных перидотитов довольно близки: реститы  $Wo_{38-49}$ ,  $En_{44-56}$ ,  $Fs_{4-8}$  и кумуляты —  $Wo_{42-48}$ ,  $En_{47-53}$ ,  $Fs_{5-58}$ . В габброидах он становится более железистым ( $Wo_{38-44}$ ,  $En_{42-51}$ ,  $Fs_{8-14}$ ) за счет уменьшения

кальциевой составляющей. Узкий диапазон составов минералов в интрузивных породах океанов, выходящих вблизи срединно-океанских хребтов, свидетельствует об их формировании в открытой системе при постоянной подпитке магматического очага новыми порциями толеитовой магмы, что не позволяет пройти процессам длительной кристаллизационной дифференциации с формированием последовательного ряда минералов с однонаправленным изменением их состава, как, например, можно наблюдать для закрытой камерной системы массива Скергаард. Тем не менее в океанских областях в очень ограниченном объеме все же имеют место породы, явно связанные с длительной дифференциацией (ферроандезиты, кварцевые диориты, натровые риолиты и т.д.) (Кашинцев, 1979).

Образование дифференциальных базальт-ферробазальт-риолитовых серий связано с кристаллизационной дифференциацией наиболее примитивных высокомагнезиальных базальтов в магматических камерах на глубинах порядка 10—15 км. Химическая эволюция получающихся расплавов определяется режимом щелочности и окислительно-восстановительной обстановкой. При увеличении щелочности расплава повышается температура кристаллизации магнетита, его фракционирование приводит к образованию кислых магм (Луканин и др., 1987).

Среди габбро в зависимости от степени дифференциации отмечаются различные типы от оливиновых к норитовым, а также нефелинитовых или ильменитовых разновидностей. Вместе с увеличением общей железистости пород происходит, как уже говорилось раньше, увеличение железистости клинопироксенитов. Наряду с этим состав плагиоклаза изменяется от  $An_{79}$  до  $An_{47}$  (Prinz et al., 1976). В крайних дифференциатах, таких, например, как ильменитовые нориты, состав пироксенов еще более железистый ( $Wo_{40-44}$ ,  $En_{41-43}$ ,  $Fs_{15-17}$ ), а состав анортита в плагиоклазе падает до  $An_{37}$ . В тешенитах (тералит, нефелиновое габбро) железистость клинопироксена поднимается до 31% ( $Wo_{46-48}$ ,  $En_{23-39}$ ,  $Fs_{14-31}$ ), вместе с тем в породе отмечается натролит.

Такого рода вариации в составах минералов и наборе пород для таких структур, как срединные хребты, связываются с различной скоростью спрединга и величиной магматического очага (Church, Riccio, 1977), обуславливающих различную степень дифференциации толеитовой магмы.

Что касается эволюции первичных расплавов в условиях внутриплитового магматизма, то здесь картина более сложная. К сожалению, в настоящее время все имеющиеся данные по этому вулканизму касаются главным образом островных структур. Но эти данные основываются на изучении лишь самой верхней части вулканических построек, а следовательно, самых молодых или сравнительно молодых магматических излияний. Нижние части вулканических аппаратов, как правило, недоступны изучению, а именно они несут информацию о начальных актах вулканизма, в которых проявляется наиболее примитивный по составу магматизм. В связи с этим пред-

ставляется, что изучение небольших вулканических гор на дне океана, статистическая обработка аналитического материала по этим вулканикам даст более объективное представление о примитивных магмах, формирующих базальтовые серии на океанских плитах.

Широкое развитие наряду с толеитами нормальной щелочности в составе вулканических построек имеют субщелочные и щелочные базальты, дающие при дифференциации ряды пород трахит-комендитового и фonoлит-карбонатитового состава.

На примере пикритов толеитовой, субщелочной и щелочной серий эволюция базальтов гавайской вулканической провинции представляется как постепенное фракционирование ортопироксена из первичного пикрита ( $MgO=21,8$  мас. %,  $Na_2O=1,0$ ,  $K_2O=0,07$ ) толеитовой серии в промежуточном очаге, что приводит к формированию субщелочного пикрита ( $MgO=17,9$ ,  $Na_2O=1,4$ ,  $K_2O=0,30$ ). Дальнейшее фракционирование клинопироксена в условиях магматической камеры приводит к значительному увеличению щелочей и образованию щелочных пикритов ( $MgO=12,9$ ,  $Na_2O=2,7$ ,  $K_2O=0,9$ ). Если принять во внимание, что толеитовая серия составляет 99% всего количества вулканических пород Гавайских островов, субщелочная — 1%, а щелочная — доли процента, то вопрос об исходных магмах субщелочной и щелочной направленности представляет второстепенный интерес. И все же последовательность в уменьшении  $MgO$  и увеличении щелочей в ряду пикритов свидетельствует больше о вторичности щелочных магм, происхождении их за счет дифференциации исходных пикритов толеитовой серии (Шарков, 1984). Если исходить из того, что щелочные и субщелочные родоначальные пикритовые магмы формируются в промежуточных очагах, то находит себе объяснение вопрос, почему именно этими щелочными магмами выносятся ксенолиты основного и ультраосновного состава. Толеитовая магма неизбежно в периоды затухания вулканической активности формировалась в корневых частях вулканической постройки расслоенные интрузии ультраосновного и основного состава. При обновлении вулканической деятельности первые отдифференцированные в очаге порции щелочных вулкаников, прорывая уже сформировавшиеся в верхних частях коры интрузии, будут выносить на поверхность фрагменты этих интрузий. Механизм такого выноса описан в некоторых работах (Sparks et al, 1977; Соболев, 1987).

Исследование геохимической специализации гавайских толеитов показало (Leeman et al., 1980), что первичные толеитовые магмы содержали не более 12 мас. %  $MgO$  и что при дальнейшей дифференциации в камере из нее фракционируется 10—15% оливина ( $Fa_{13-15}$ ). Для них в отличие от толеитов срединных хребтов характерно небольшое обогащение легкими РЗЭ, что, кстати, характерно и для гранатовых пироксенитов из включений. Последние по данным термо- и барометрии образовались на глубине 60—75 км ( $P=15-21$  кбар,  $T=1000-1200^\circ C$ ). И хотя авторы (Leeman et al, 1980) придерживаются мнения, что толеиты Гавайских островов произошли из

этих пироксенитов при 8 и 15% их плавлении, не исключается вариант, при котором пироксены есть продукт кристаллизации более примитивного пикритового расплава ( $MgO=25\%$ ) на глубине.

Исследование океанитов о-ва Реюньон (Fisk, Ford, 1982) показало, что содержание  $MgO$  в них составляет непрерывный ряд от 13,4 до 8,4 мас.%. Наиболее магнезиальный океанит имеет в своем составе оливин ( $Fa_{11-21}$ ). Кристаллизация этого расплава происходила при  $P=5$  кбар и  $T=1225-1300$  °C. По содержанию основных петрохимических компонентов ( $TiO_2=2,29$  мас.%;  $Al_2O_3=12,3$ ;  $FeO=12,8$ ;  $Na_2O=2,01$ ;  $K_2O=0,45$ ) эти породы очень близки пикритам Гавайских островов. Для островных структур Южной Атлантики расчет состава первичных выплавок также отвечает океанитам (Когарко и др., 1986). Отмечаются довольно большие колебания величины степени плавления мантии (7—23%), при этом с увеличением степени плавления исходного вещества (о-в Св.Елены) в первичной выплавке уменьшается содержание щелочей и особенно натрия. Отсюда справедливый вывод о том, что щелочные первичные выплавки — результат низкого парциального плавления мантии. Эти расчетные данные только подтверждают фундаментальные экспериментальные работы (Рингвуд, 1981). Что касается исходных базальтов островов с щелочной направленностью, то существует мнение об их генезисе из геохимически разнородных (особенно в отношении изотопов Rb, Sm, Sr, Nd, Th, Pb) мантийных источников. Такая гетерогенность мантийного субстрата, вероятно, возникла около 2 млрд лет назад.

В процессе плавления исходного вещества этих разнородных по концентрации редких элементов горизонтов мантии в первую очередь в расплав переходят клинопироксен и гранат. В рестите остается оливин и ортопироксен. При повторном плавлении реститового вещества могут образоваться толеитовые базальты, которые изливаются на поверхность на островных структурах наравне с щелочными.

Формирование расслоенных кумулятивных комплексов в закрытой системе магматической камеры имеет место в стабильных областях земной коры или в крупных долгоживущих вулканических поднятиях, перекрывающих срединный хребет на значительной территории (например о-в Исландия). Образование расслоенных, глубоко дифференцированных плутонов связано с одноактным внедрением базальтовой магмы, заполнявшей или формирующей крупную полость, и ее кристаллизацией в спокойной обстановке. Механизм кристаллизации связывается либо с гравитационной отсадкой минеральных фаз при наличии конвективных течений (Уэйджер, Браун, 1970), либо с медленным продвижением фронта кристаллизации от дна камеры к ее кровле путем диффузии на границе зона кристаллизации—расплав (Шарков, 1980).

Характерной чертой всех этих плутонов является плавное, постепенное изменение состава минералов от подошвы к кровле массива с накоплением железа в темноцветных минералах (оливин, пироксены) и альбитовой составляющей в плагиоклазе. Спокойная

кристаллизация приводит к тому, что за счет выпадения из расплава оливина ( $\text{Fa}_{10-15}$ ) почти на всем протяжении времени кристаллизации конечные продукты дифференциации представлены заметными объемами ферродиоритов и кислых дериватов. Особенно много неясностей в отношении кристаллизационной дифференциации на больших глубинах ( $> 40$  км). Генезис поступающих к поверхности ксенолитов глубинных пород проблематичен. Не всегда ясно, являются ли они кумулятивными образованиями или представляют собой реститы после выплавки пикритов или базальтов. Более однозначное решение этого вопроса дают ксенокристаллы породообразующих минералов в глубинных щелочных магмах. Отмечается, что пироксены ксенокристаллов имеют высокоглиноземистую петрохимическую специфику ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  до 9 мас.%) (Jackson, Wright, 1970; Ghent et al., 1980). При кумуляции такого рода пироксенов на глубине ( $P > 14$  кбар) должны образовываться породы пироксенитового состава, сменяющиеся по мере падения давления оливинсодержащими разновидностями. Включения только такого рода пироксенитов в щелочных базальтах неизвестны. Имеющиеся включения вебстеритов (в ассоциации с габбро и гарцбургитами) сложены ортопироксеном ( $\text{Al}_2\text{O}_3 = 4,3-6,7$  мас.%) и клинопироксеном ( $\text{Al}_2\text{O}_3 = 5,0-7,4$ ) с довольно высокими содержаниями глинозема. Однако эти содержания ниже, чем в мегакристах тех же минералов из вмещающих щелочных базальтов ( $\text{Al}_2\text{O}_3 = 9,0-9,2$ ). Кроме того, мегакристы пироксена характеризуются очень высокими концентрациями Cr (12800 г/т) и Ni (460 г/т). Считается, что мегакристы отражают раннюю стадию кристаллизации щелочного базальта, который был в равновесии с оливин-ортопироксен-шпинелевой ассоциацией при  $T = 1250^\circ\text{C}$  и  $P = 19$  кбар (глубина 65—70 км). По-видимому, резкая декомпрессия и высокая газонасыщенность такого рода магмы обуславливают быстрый подъем ее к поверхности с захватом обломков вышележащих пород коры. При таком быстром подъеме отфракционированные пироксены не успевают образовать сколько-нибудь заметные горизонты кумулятов, а остаются во взвешенном состоянии в магме, отражая в какой-то мере первичность ее состава.

С падением давления до 14 кбар на ликвидусе щелочного базальта появляется оливин, а затем основной плагиоклаз, и ведущим процессом эволюции расплава становится кристаллизационное фракционирование этих минералов совместно с пироксенами, содержание глинозема в которых довольно низкое, однако превышает таковое в пироксенах океанских толентов. Кристаллизация оливина и основного плагиоклаза из расплава щелочного состава приводит к пропорциональному увеличению в остаточных базальтовых жидкостях в первую очередь кремнезема (48-50 мас.%), уменьшению концентраций MgO, Ni, Cr, Rb, Sr, Zr и формированию гиперстенсодержащих толентовых базальтов с щелочной тенденцией.

В условиях глубоко залегающей закрытой системы относительно низкий флюидный режим и восстановительные условия приводят к повышению температуры плавления. Объем выплавляющейся магмы

будет меньше, а состав соответственно — более щелочной. Такая магма в камере за счет внутренних конвекционных течений, перемешивая и длительной кристаллизации даст ряд дифференциатов от ультраосновных до кислых, причем в объеме дифференциатов будут преобладать габброиды различного состава. Что касается реститовой части, образующейся при мантийном плавлении, то в случае массового плавления исходного субстрата в рестите остаются гарцбургиты с минимальным содержанием энстатита, а в случае минимального плавления в остатке могут сохраняться лерцолиты с заметным количеством клинопироксена, т. е. недоплавленный лерцолит.

Таким образом, суммируя вышезложенный материал, можно заключить, что под океанами происходит плавление мантийного вещества, которое имеет гетерогенный состав. Наиболее глубокие части недифференцированной мантии представлены хондритами. Принципиальная возможность формирования из этих двух метеоритов двух наиболее распространенных в океане типов пород можно проиллюстрировать табл. 77. Если удалить из силикатной части углистого хондрита весь нормативный оливин и ортопироксен, оставив теоретически в рестите гарцбургит (средний перидотит океана отвечает гарцбургиту с нормативным составом  $Ol=75\%$ ,  $oPx=21\%$ ,  $cPx=4\%$ ,  $Sp=0,5\%$ ,  $Pl=1,0\%$ ), то образовавшаяся легкоплавкая часть по общему химическому составу весьма близка среднему составу толеитового базальта океана. Отличие заключается лишь в величине отношения  $Mg/Mg+Fe$  и содержании  $TiO_2$ , которые несколько занижены в теоретическом расплаве.

Сравнение валовых составов наиболее популярных при теоретических модельных построениях и экспериментальных данных пиролита (Jaques, Green, 1980) и примитивной мантии (Jagoutz et al., 1979) показывает, их общее сходство с силикатной частью углистого хондрита, который отличается более высокими содержаниями  $FeO$  и пониженным  $TiO_2$ .

Такая недифференцированная средняя мантия под срединными хребтами, по-видимому, уже не существует, так как была полностью переплавлена на первых этапах формирования океанских рифтов, вернее, даже в дорифтовый этап при образовании мощных толщ трапповой и щелочной серий базальтов. Под срединными хребтами плавится частично деплетированный углистый хондрит, из которого на первых этапах плавления Земли 2—3 млрд лет назад были удалены легкие литофильные элементы, в том числе часть щелочей (калий в литосферу, натрий — гидросферу, углерод — биосферу).

Плавление частично деплетированной мантии (в отношении литофильных элементов), согласно экспериментальным данным, происходит на глубинах 120—140 км (35—45 кбар) для высокомагнезиальных расплавов и 50—70 км (15—20 кбар) для пикрит-базальтов с 16—20 мас. %  $MgO$ . Первые признаки плавления появляются на глубинах 150 км (подошва астеносферы), быстро нарастая по мере продвижения вверх разуплотненной мантии. Появление расплавов именно на этих глубинах связано с неустойчивостью при больших давлениях

Таблица 77

Сравнение химических составов углистого хондрита, толента океана и примитивной мантии

Компо- ненты	1	Минералы	2	Компо- ненты	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	45,48	Il	0,2	SiO <sub>2</sub>	52,54	49,14	45,47	45,2
TiO <sub>2</sub>	0,14	Mgt	2,1	TiO <sub>2</sub>	0,58	1,17	0,20	0,71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,53	Or	0,6	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,71	15,64	3,99	3,54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,50	Ab	7,9Pl=13,5	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,25	—	—	—
FeO	12,22	An	5,0	FeO	4,79	—	—	—
MgO	31,78	Wo	4,5	FeO'	10,42	9,14	7,88	8,49
CaO	3,22	En	3,3Di=8,6	MgO	5,58	8,22	38,58	3765
Na <sub>2</sub> O	0,93	Fs	0,8	CaO	13,33	11,84	3,52	3,08
K <sub>2</sub> O	0,14	Fo	43,4	Na <sub>2</sub> O	2,00	2,40	0,33	0,57
		Fa	12,5Ol=55,9	K <sub>2</sub> O	0,21	0,20	0,03	0,13
		En	15,6					
		Нур	4,1OPx=19,7					
MgO/MgO +FeO'	0,70				0,35	0,47	0,83	0,89

1 — силикатная часть углистого хондрита (100%); 2 — нормативный состав того же анализа; 3 — пересчитанный на 100% анализ 1 после удаления из него полностью нормативного оливина (Ol) и ортопироксена (OPx); 4 — средний состав толента океана; 5 — примитивная мантия по (Jagoutz et al., 1979), 6 — пиrolит (Jaques, Green, 1980).

гидроксилсодержащих минералов (амфибол, флогопит), их разложением, появлением свободной воды, снижающей температуру плавления перидотитов. Судя по геофизическим данным, количество расплава в астеносфере не превышает 1%. Отделение такого небольшого количества жидкости с формированием самостоятельных магматических сегрегаций представляется маловероятным. Поэтому более реален, по-видимому, процесс медленного подъема разуплотненного вещества вверх с некоторым опережением вылавок от места их образования. В целом представляется, что в каждый момент плавления жидкость находится в равновесии с рестированным перидотитом, т.е. плавление равновесное. Однако на каком-то этапе это плавление в сумме становится фракционным за счет опережающего подъема расплава по отношению к плотному реститу.

Необходимо также учитывать еще один фактор, влияющий на состав первичного расплава: это состав флюида. При избытке CO<sub>2</sub> (что можно ожидать в глубоких горизонтах мантии) образуются расплавы недосыщенные SiO<sub>2</sub>, т.е. большей частью щелочные по валовому составу, а при значительных количествах H<sub>2</sub>O, наоборот, насыщенные кремнеземом. Смена условий происходит на глубинах, превышающих 70 км (давление более 15—20 кбар). Именно здесь происходят реакции окисления, и флюиды, насыщенные CO<sub>2</sub>, CO и H<sub>2</sub>, сменяются богатыми H<sub>2</sub>O и CH<sub>4</sub> за счет окисления водорода (Луканин, Кадик, 1987). Образующаяся в результате окисления вода существенно снижает

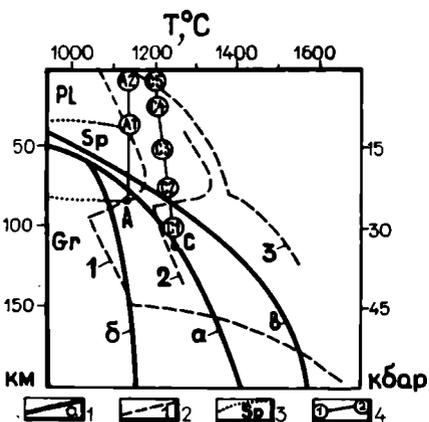


Рис. 59. Возможные тренды, отражающие продвижение мантийного вещества с соответствующим плавлением на разных глубинах при различных геотермических режимах

1 — геотермы: а — под СОХ, б — в 700 км от гребня СОХ, в — геотерма с учетом подъема мантийных масс (Уилли, 1983). 2 — солидусы: 1 — солидус пиролита в присутствии 0,1%  $H_2O$  (Рингвуд, 1981); 2 — солидус перидотита в присутствии 0,1%  $CO_2$  (Уилли, 1983); 3 — сухой солидус (Takahashi, Rushiro, 1983). 3 — границы фазия: Pl — плагиоклазовых перидотитов, Sp — шпинелевых, Gr — гранатовых. Тренды плавления: тренд С(1—5) отражает последовательность плавления пиролита, поступающего из зоны астеносферы по А.Рингвуду (1981): С1 — оливиновый нефеленит, С2 — оливиновый базанит, С3 —

щелочной оливиновый базальт, С4 — высокоглиноземистый базальт, С5 — кварцевый толент. А — А(1—2) — возможный тренд продвижения диапира под океанской плитой. А1 — мелилитовый нефеленит, А2 — щелочной оливиновый базальт

температуру плавления мантийного субстрата, что приводит к увеличению объема выплавки.

Характер поведения солидуса при 0,1 мас. %  $H_2O$  и 0,1  $CO_2$  (рис.59) показывает, что именно при 20—25 кбар, т.е. на глубине около 75 км происходит резкое падение температуры плавления, что приводит реально к существенному увеличению объема выплавки. Объем этот точно не определен, так как не известны реальные условия плавления. Различные эксперименты дают следующие цифры: 1) сухие условия плавления,  $T=1460^\circ$ , объем выплавки составляет 20% (толеитовый пикрит); 2) в присутствии 0,1  $H_2O$ ,  $T=1290^\circ$ , 5% щелочного оливинового базальта; 3) насыщение  $H_2O$ ,  $T=1375^\circ$ , 60% пикрит-базальта с  $MgO=17,8$  мас.%. Согласно океанской геотерме, температура на глубине 75 км составляет  $1100^\circ$ . Однако надо принять во внимание, что сюда приходят массы, уже содержащие перегретый расплав, так как вряд ли возможна какая-либо кристаллизация из 1-2% объема расплава. Следовательно, здесь температура будет несколько выше, чем средняя под океанами. По оптимальной геотерме (см. рис. 59) на глубине 75 км температура составляет  $1200^\circ$ , т.е. в общем отвечает температуре изливающихся на поверхность базальтов. Итак, заметное плавление наблюдается при  $P=20—25$  кбар (70—85 км) и  $T=1100—1200^\circ$  из ультрабазита на границе шпинелевой и гранатовой фазии глубинности. Остается решить вопрос о величине объема выплавки и ее составе. По данным А.Е.Рингвуда (1981), при этих давлениях и несколько больших температурах образуется 5% расплава, отвечающего щелочному оливиновому базальту (базаниту). Отсадка из такого расплава высокоглиноземистого (4—5 мас. %  $Al_2O_3$ ) ортопироксена и клинопироксена при фракционной кристаллизации

должны дать кумулят, по составу отвечающий вебстериту. Так как это происходит на глубинах, где гранат еще устойчив, то будут образовываться гранатовые вебстериты. Действительно, в щелочных базальтах Гавайских островов такие породы встречаются во включениях, причем ортопироксены этих пироксенитов содержат 4—5 мас. %  $Al_2O_3$ , т.е. относятся к высокоглиноземистым.

На кристаллическую сегрегацию щелочной базальтовой магмы указывают также данные по распределению в вебстеритах редких элементов (Frey, 1980). Отношение  $^{87}Sr/^{86}Sr$  в гранатовых пироксенитах составляет 0,7029—0,7035, а во вмещающих щелочных базальтах — 0,7026—0,7036. Изучение расплавных включений в пироксенах показало (Sen, Jones, 1988), что они образовались при  $P=19$  кбар (64 км) и  $T=1153^\circ$ .

Совпадение состава образующихся пород и совпадение реально существующих и экспериментально установленных условий их образования свидетельствует о том, что на глубинах 60-70 км располагаются самостоятельные небольшие промежуточные очаги, где происходит фракционная кристаллизация расплавов щелочной магмы. Подача расплава должна осуществляться в таком случае импульсно. Только так можно объяснить, почему гранатовые пироксениты выносятся щелочными базальтами, родственными им в геологическом отношении. В этапы застоя происходит кристаллизация отделившихся расплавов, а во время активизации вулканизма новые порции расплава захватывают уже закристаллизовавшиеся ранее области магматического очага и выносят их на поверхность, сохраняя температурное равновесие расплав—включение.

При дальнейшем продвижении вверх и постепенном падении давления в результате адиабатической декомпрессии (Кадик, Френкель, 1983) происходит увеличение степени плавления субстрата до 20—30% с образованием толеитовых базальтов. Кристаллизационная дифференциация в магматических камерах под вулканическими постройками на глубинах 3—20 км приводит к формированию широкого комплекса расчлененных ультрабазит-базитовых интрузий, фрагменты которых в виде различных низкобарических включений встречаются в базальтах вулканических построек. Вместе с тем здесь же формируются области деплетированной мантии, сложенные чаще всего лерцолитами с переменным минеральным составом.

В срединных хребтах, где астеносфера поднимается до глубин первых километров от поверхности, под действием мощного теплового потока массовое (20—30%) плавление происходит на глубинах 60—70 км при  $T=1400—1450^\circ$  с образованием пикрит-базальтов (Duncan, Green, 1980).

На 25% плавления исходного мантийного пиролита в верхних структурных этажах литосферы может указывать такой косвенный факт. Нормативный состав примитивной мантии соответствует  $O1—56\%$ ,  $Orx—20\%$ ,  $Srx—9\%$ ,  $Pl—13\%$ . Если взять средний модалный

состав ультрабазита океана (Henry et al., 1984), —  $O_1$ —75%, Орх—21%, Срх—4%, Sp—0,5, Pl—1,0%, то для того, чтобы получить второй состав из первого, необходимо удалить из него 12% Pl, 7% Срх, 5% Орх, всего порядка 24% исходного минерального состава. Геофизические данные также свидетельствуют (по степени разуплотненности мантии под срединными хребтами), что расплав составляет около 30% от общего объема вмещающего мантийного вещества.

Характер, объем и парагенезис магматических комплексов, формирующихся в срединном хребте, зависят, скорее всего, от смены режима растяжения на режим покоя. При растяжении образуется открытая система: магматический очаг — океанское дно, повышается окислительный, флюидный потенциал магмы, падает температура плавления и благодаря этому происходит максимальное плавление субстрата мантии. Дифференцируясь в верхних магматических камерах такой расплав, близкий по составу высокомагнезиальным пикритам, формирует максимальный по объему и мощности комплекс ультраосновных кумулятивных пород: дунитов, гарцбургитов, лерцолитов, пироксенитов. С уменьшением скорости спрединга или остановки его подводные магматические каналы перекрываются последними порциями базальтов и поступающая из мантии магма, не выходя на поверхность, концентрируется в магматических камерах, образуя дифференцированные ряды пород.

Что касается абсолютно первичных, т.е. соответствующих по составу той мантии, где происходит первичная выплавка расплавов, то, скорее всего, в таком понимании на поверхности планеты они сейчас не существуют. Зарождаясь на больших глубинах, по мере подъема они, опережая тугоплавкий рестит, реагируют с вышележащими слоями мантии и литосферы, обогащаясь или обедняясь легкоподвижными элементами. Этот процесс определяет широкую гамму геохимических отличий получающихся расплавов на общем фоне сохранения близости валовых петрохимических характеристик, дающих право относить базальты к толеитовому или щелочному типу.

## Глава 5

### СТРОЕНИЕ ОКЕАНСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ

Материалы по структурному положению глубинных пород океана, их петрологической и геохимической специфике свидетельствуют о сложном строении океанской коры, составной частью которой являются рассматриваемые породы. В этом вопросе выделяются два аспекта: первичные соотношения магматических пород и их дальнейшие тектонические преобразования.

Современными методами исследований можно вещественно охарактеризовать океанскую литосферу лишь на глубину 5—6 км от поверхности дна. Представления о более глубоких горизонтах литосферы очень неясны. Небольшой материал представлен глубинными

включениями в базальтах островов, хотя не всегда можно определенно сказать, с каких глубин вынесен тот или иной ксенолит. Поэтому пока при решении проблем глубинного строения литосферы по океанскими областями приходится довольствоваться геофизическими данными.

## ПРОСТРАНСТВЕННАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ

Литосфера под различными участками океанского дна имеет мощность от 10 до 85 км (Городницкий, 1985). В районе срединных хребтов она составляет 10—30 км и закономерно увеличивается с увеличением возраста (рис. 60), т.е. по направлению от хребта к континентальным окраинам. Такая закономерность особенно хорошо прослеживается для Атлантического и Индийского океанов. Для Тихого океана существующая асимметрия положения Восточно-Тихоокеанского поднятия отражается и на асимметричном строении литосферы. В западной части океана ее подошва залегает на глубине 80—84 км. Увеличение ее мощности от рифта в сторону склонов хребта и прилегающих котловин происходит довольно быстро. Например, в районе Галапагосского рифта (впадине Хесса) такой переход характеризуется увеличением мощности от 15 до 40 км на расстоянии от оси рифта в сторону котловины в 70—80 км, т.е. подошва литосферы падает круто под углом около  $20^\circ$ . От оси ВТП в сторону Гавайских островов мощность литосферы изменяется от 8—10 км до 60—65 км, в среднем под котловинами она составляет 70—80 км (Городницкий, 1985).

В самой литосфере имеют место зоны резкого изменения скорости сейсмических волн (рис. 61). В различных районах эти границы могут быть несколько сдвинуты (Непрочнов, Буравцев, 1988). Например, в Атлантическом океане резкое изменение сейсмических волн происходит на глубине 7 км (от 7,1 до 7,6 км/с). Возможно, это изменение отвечает границе перехода от основных к ультраосновным породам (граница Мохо). Далее скорость постепенно возрастает до 7,9 км/с и на глубине около 17 км происходит резкое ее уменьшение вновь до 7,6 км/с. Слой пониженных скоростей имеет мощность под хребтом 7 км и уже на глубине 22 км скорость сейсмических волн резко возрастает до 8,1 км/с, приобретая типичную мантийную величину. Второй небольшой скачок происходит на глубине около 45 км, в этой области скорость увеличивается до 8,5 км/с. Скорее всего, этот скачок связан с фазовым переходом от плагиоклазовых к шпинелевым перидотитам мантии. В отличие от срединного хребта под Азорскими островами первая заметная граница изменения скорости лежит на глубине 5 км. На уровне 30 км отмечается слой повышенных скоростей (8,4 км/с) мощностью около 5 км, ниже которого фиксируется астеносферный : низкоскоростной слой (8,2 км/с) мощностью 15 км. На глубине 50 км скорости вновь возрастают до 8,6—8,7 км/с.

В области наиболее древней и мощной (около 120 км) литосферы в северо-западной части Тихого океана первая граница (Мохо) лежит

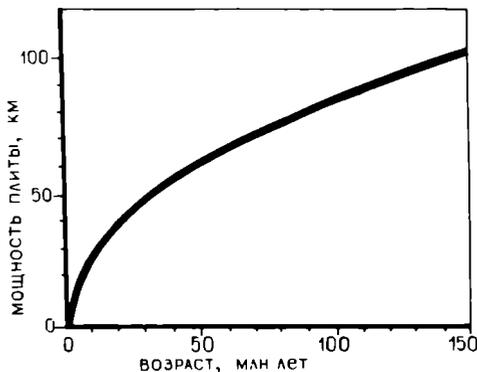


Рис. 60. Зависимость мощности литосферы от ее возраста (Городницкий, 1979)

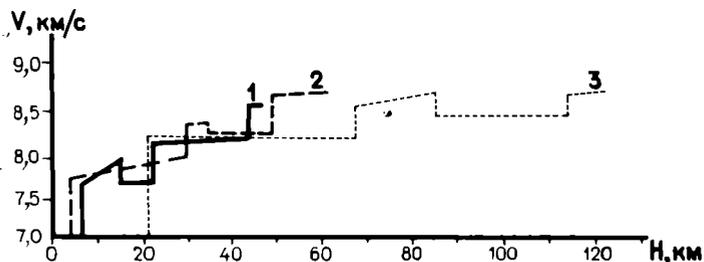


Рис. 61. Модели верхней мантии по сейсмическим данным

$V$  — скорость сейсмических волн,  $H$  — глубина. 1 — Срединно-Атлантический хребет, 2 — Азорское поднятие, 3 — Северо-Западная котловина, Тихий океан (Непрочнов, Буравцев, 1988)

на глубине около 20 км, слой повышенных скоростей (8,5—8,6 км/с) залегает на глубине 68—86 км, а нижележащий астеносферный слой (8,4 км/с) занимает интервал 86—125 км, имея общую мощность около 30 км (Непрочнов, Буравцев, 1988).

В зависимости от структуры и мощности литосферы глубины залегания геофизических границ и мощности геофизических слоев заметно изменяются. Например, кровля слоя повышенных скоростей под хребтом, крупным вулканическим поднятием и древней плитой соответственно лежит на глубинах 15, 35 и 86 км, а его мощность 7, 17 и 28 км. Слои с повышенными скоростями, лежащие над астеносферой, скорее всего, представляют собой области фазового перехода от плагиоклазовых к шпинелевым, а от последних к гранатовым перидотитам верхней мантии. Однако пока это только гипотеза. Но так или иначе структура верхней мантии под океанами, по сейсмическим данным, представляется не однородной, с чередованием слоев с повышенными и пониженными скоростями (Непрочнов, Буравцев, 1988).

Наибольшая геологическая информация имеется по самому верх-

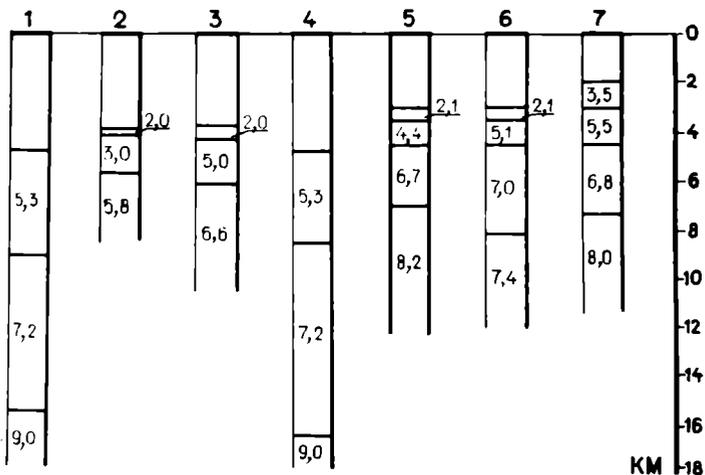


Рис. 62. Строение океанской коры срединно-океанских хребтов по сейсмическим данным (Непрочнов и др., 1979)

Цифры в колонках — скорости сейсмических волн, км/с. Срединно-Атлантический хребет: 1 — разлом Атлантик, 2 — разлом Кейн, 3 — разлом Вима, 4 — Аравийско-Индийский хребет, 5 — Западно-Индийский хребет на 36° ю.ш. Восточно-Тихоокеанское поднятие: 6 — на 15° ю.ш., 7 — впадина Хесса, Галапагосский рифт

нему слою литосферы, слою от поверхности дна до границы Мохо или несколько ниже, традиционно называемому корой. Согласно геофизическим данным, здесь также выделяются несколько специфических слоев, вещественный состав которых в некоторых случаях достаточно определен. Величина скорости продольных волн и мощность отдельных слоев этого участка литосферы также варьируют, причем по мощности слоев эти вариации наиболее существенны (Непрочнов и др., 1979). Для примера приведен рис. 62, на котором видно, что слой со скоростью около 5,5 км/с в районе разлома Атлантик (Срединно-Атлантический хребет) составляет около 4 км по мощности, а в разломе Вима — 2 км. С другой стороны, в первом случае ниже залегает слой со скоростью 7,2 км/с, а во втором — 6,5 км/с. В целом вариации скоростей сейсмических волн в первом (сверху) слое составляют 1,7—2,8 км/с, втором — 4,0—6,0, третьем — 6,5—7,5 и четвертом — 7,7—9,0 км/с. По суммарной мощности под срединными хребтами кора составляет 5—10 км, под отдельными поднятиями океанского дна — более 20 км. Например, на поднятии Шатского — 22 км, поднятии Хесса — 19 км (Строение дна..., 1984).

Детальное геологическое опробование в некоторых областях океанского дна и сопоставление полученных разрезов с геофизическими данными позволили получить эталонные колонки глубинного строения земной коры в океане. Примером такого эталонного разреза может послужить кора впадины Хесса и прилегающих бортов Галапагосского рифта. Здесь в северном его борту на трехки-

лометровом по глубине интервале вскрывается последовательный разрез океанской коры, который был опробован на нескольких станциях. Сверху вниз обнажаются базальты (мощность 500—1000м), долериты дайкового комплекса (1500 м), габброиды (2500м). Граница Мохо со скоростью 8,0 км/с находится на глубине 5 км от поверхности дна. Базальты имеют скорость 3,5, долериты — 5,5, габброиды — 6,8 км/с. В составе габброидов отмечаются габбро, габбро-нориты и троктолиты. В данном случае отсутствует верхний (первый) осадочный слой, а второй слой подразделяется на два подслоя: собственно базальтовый — 3,5 км/с и долеритовый — 5,5км/с. По-видимому, скорости 4,0 км/с в некоторых разрезах также соответствуют базальтам.

Собственно глубинные породы в океане, согласно этой схеме, должны занимать интервал скоростей 6,5—9,0 км/с, причем породы со скоростями 6,5—7,5 км/с в большей мере отвечают габброидам, а при 7,7—9,0 км/с — ультраосновным. Значительные колебания скоростей, скорее всего, связаны с вторичными изменениями пород. Например, гипербазиты при серпентинизации разуплотняются, что приводит к понижению скорости прохождения сейсмических волн до 3,6—6,5 км/с. Роговообманковое габбро имеет при  $P = 0,5$  кбар скорость прохождения сейсмических волн 6,7 км/с. При переходе его в амфиболит скорость падает до 6,0 км/с, а при дальнейшем заленосланцевом метаморфизме и хлоритизации доходит до 5,8 км/с, становясь близкой к скорости в долеритах. Незначительные колебания скоростей в сторону увеличения могут быть связаны с увеличением давления. Те же амфиболиты при  $P = 4$  кбар имеют скорость 7,0 км/с, а при  $P = 0,5$  кбар — 6,0 км/с. Так что интерпретация геофизических данных в каждом конкретном случае требует геологического обоснования. Интерпретация геофизических параметров без геологического опробования может исказить действительную картину распределения пород по вертикали. Сильно серпентинизированные перидотиты могут отвечать по скорости прохождения волн базальтам и габбро. Первоначально в зоне срединного хребта, а точнее в его рифтовой зоне, формируется стратифицированный разрез, состоящий из маломощного осадочного слоя, базальтов, долеритов дайкового комплекса, габброидов и перидотитов. Как показывают геофизические данные, мощности этих слоев варьируют в пределах первых тысяч метров. Габброиды и перидотиты, в свою очередь, расслоены на различные подтипы пород по минеральным и структурным особенностям, судя по нахождению в одной драге нескольких типов габброидов. Единственная пробуренная в габброидах скважина (Robinson et al., 1988) на Западно-Индийском подводном хребте показала, что на отрезке 500 м представлен расслоенный комплекс, состоящий из метаморфизованных и катаклазированных габбро, оливинового габбро с прослоями рудного, титанмагнетитового габбро, а в нижних частях разреза с прослоями троктолитов. Налицо тенденция нарастания оливинового и титанмагнетитового компонента в габбро при его охлаждении и дифференциации. О стратификации в перидотитах

можно лишь судить по наличию дунятов, очень редко пироксенитов, плагиоклазовых лерцолитов и гарцбургитов. Их взаимоотношение в пространстве пока неясно, и выстроить хотя бы один полный и последовательный разрез перидотитов в океане пока не представляется возможным.

Габброиды и ультрабазиты, формирующиеся в рифтовой зоне срединного хребта, не слагают сплошную непрерывную интрузию, вытянутую вдоль рифта. Как показывают геофизические наблюдения, магматические очаги в рифтовой зоне располагаются цепочкой и разделены трансформными разломами. Пульсационный характер раздвига литосферных плит обуславливает прерывистость поступления магмы (возможно, именно последнее и обуславливает пульсационный раздвиг). Это, в свою очередь, обеспечивает формирование сравнительно сложных, с элементами наложенного магматизма, интрузий. Перескок зон растяжения литосферы в пространстве может приводить к полной изоляции сложившихся в рифте магматических комплексов и фиксации в результате такого процесса отдельных стратифицированных интрузий (горы Математиков) в пределах океанской коры как составных частей этой коры.

Магматические очаги под срединным хребтом имеют ширину до 10—12 км и их корни находятся на глубине 5—10 км. Так как вещество мантии подходит близко к поверхности по всему рифту, то сформировавшиеся комплексы габброидов и перидотитов в своем первичном, ненарушенном залегании также занимают определенный уровень, формируя протяженные слои, меняющиеся по мощности. В наиболее удаленной от трансформных разломов части интрузии отдельные комплексы пород имеют максимальную мощность и уходят на глубину, а в районе трансформ располагаются ближе к поверхности и имеют меньшие мощности (Schouten, Klitgord, 1982; Cormier et al., 1984). Например, мощность габбрового слоя (6,5—7,5 км/с) варьирует от 2 до 8 км. В Центрально-Индийском хребте на 36° ю.ш. его мощность составляет (как и в Галапагосском рифте) 2,5 км, в Аравийско-Индийском на 6° ю.ш. — 8,0 км, в разломе Атлантис (САХ) — около 6,5 км.

По сравнению с корой рифтовых зон срединных хребтов кора в районе трансформных разломов имеет аномальное строение. В узкой зоне разлома часто отсутствует слой 2, во многих из них верхняя часть слоя 2 (слой 2А) непосредственно залегает на разуплотненной мантии со скоростями 7,6—7,8 км/с (Левин, Хаин, 1987), т.е. отсутствует третий слой с характерными скоростями 6,7—6,8 км/с.

Сложные тектоно-магматические процессы в районе трансформных разломов выражаются в не менее сложных взаимоотношениях геофизических параметров. В пределах трансформного разлома Вима в Атлантическом океане (Louden et al., 1986) можно наблюдать изменения мощности коры по простиранию разлома и изменение глубин мелкофокусных землетрясений. Наиболее тонкая кора и землетрясения на глубине 3—4 км лежат на пересечении разлома с рифтом. Внутри центральной части долины разлома кора утолщается, сейсмический слой 3 отсутствует, скорости в коре низкие. Возможно,

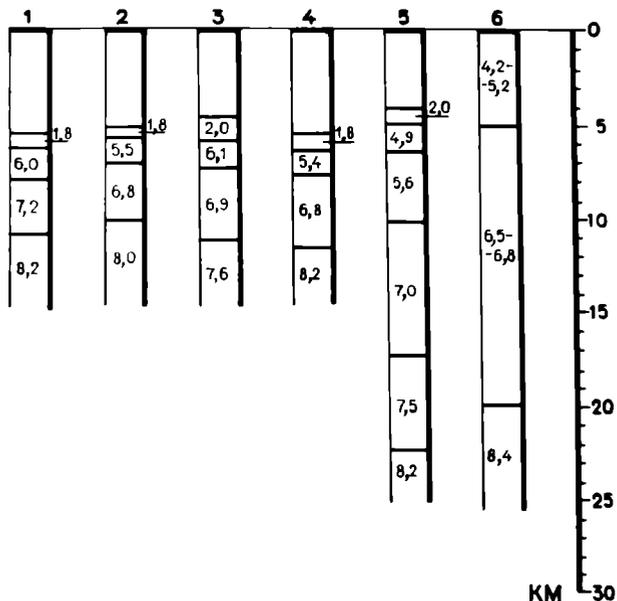


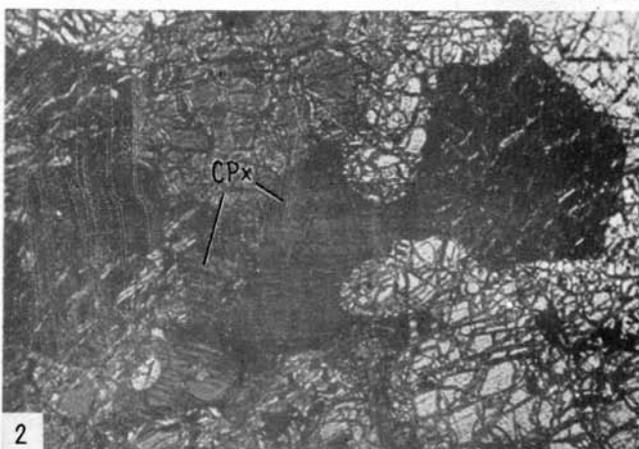
Рис. 63. Строение океанской коры котловин по сейсмическим данным (Непrouchов и др., 1986; Строение дна..., 1984; Левин, Ханн, 1987)

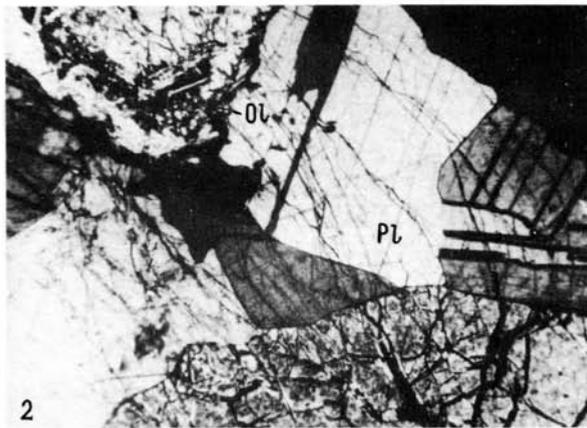
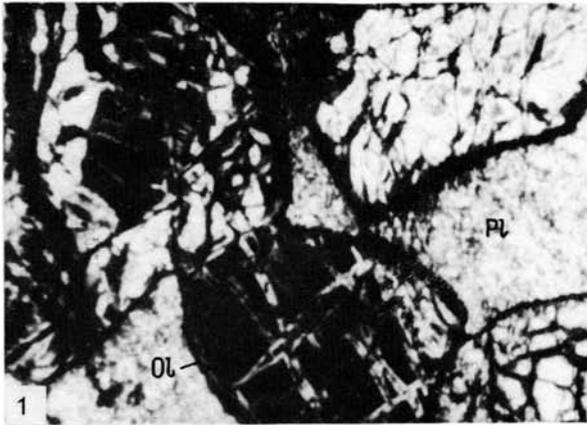
Атлантический океан: 1 — Бразильская котловина, 2 — Капская котловина, 3 — Центрально-Индийская котловина, 4 — Северо-Западная котловина. Тихий океан: 5 — возвышенность Шатского, 6 — о-в Оаху, Гавайские острова

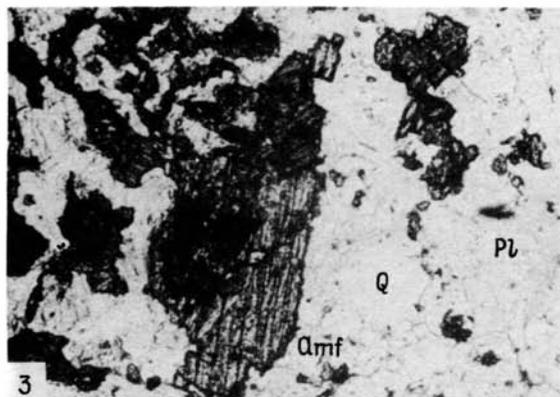
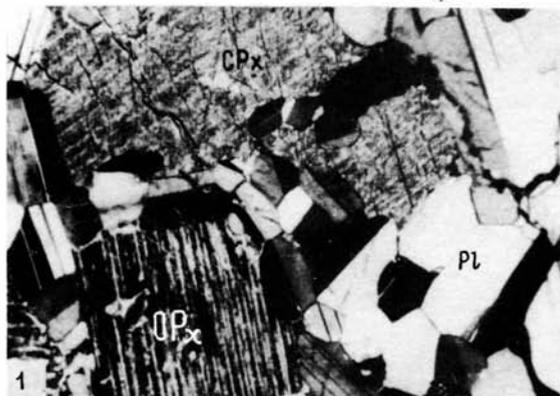
все это — за счет дробления и гидротермальной переработки коры в этой части разлома.

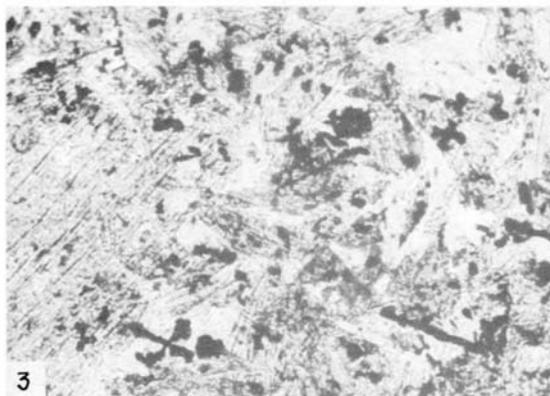
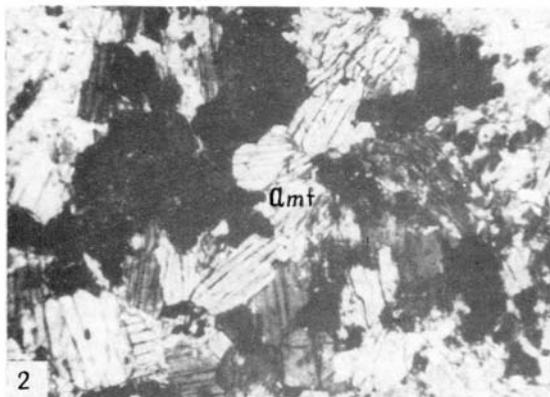
Океанская кора в пределах котловин в целом сохраняет ту же геофизическую структуру, какая наблюдается в срединных хребтах. Причем и здесь в различных областях имеют место вариации скоростей сейсмических волн (рис. 63). Например, в Бразильской котловине наблюдаются максимальные скорости (во всех трех слоях, условно сложенных магматическими породами) по сравнению с Капской котловиной. В Центрально-Индийской котловине скорости в слое, лежащем под поверхностью Мохо, наиболее низкие и сопоставимы лишь с ВТП на 15° ю.ш. (см. рис. 62). Здесь же на одном из профилей появляется слой с 3,0 км/с, который наблюдается лишь в Галапагосском рифте и разломе Кейн в Атлантике. По-видимому, нет нужды расширять примеры строения коры по геофизическим данным, так как при общей геофизической схожести таких примеров в каждом конкретном случае разрез коры будет иметь свои небольшие особенности, связанные с особенностью того момента, когда она формировалась в срединном хребте и прошла свою, свойственную только этой определенной области коры эволюцию.

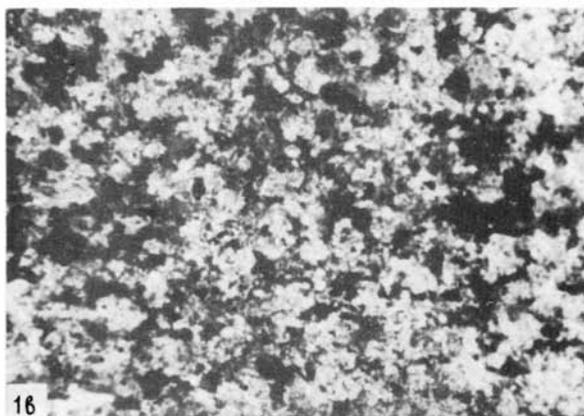
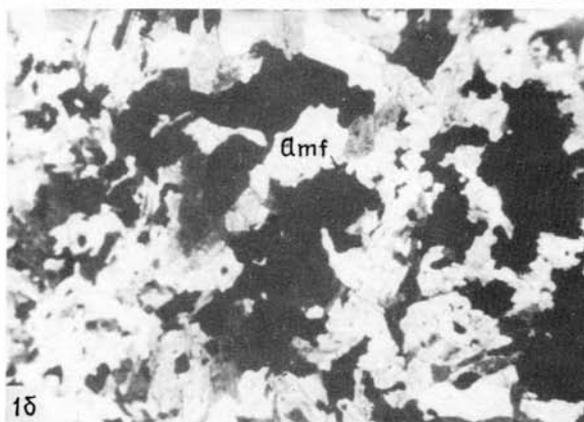
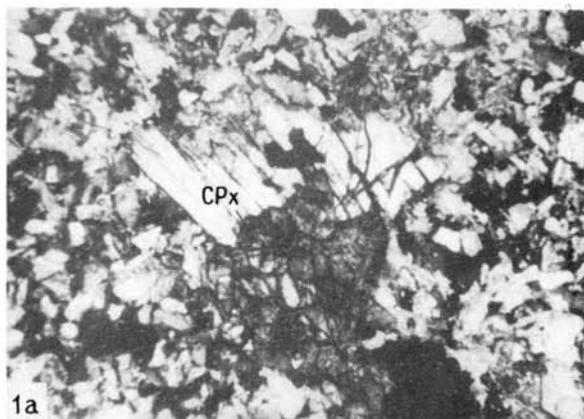
Более сложное внутреннее строение имеют различного рода возвышенности на океанском ложе. Первое отличие — в большой

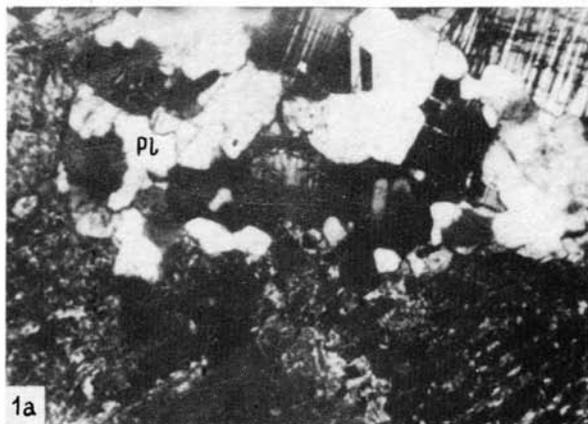


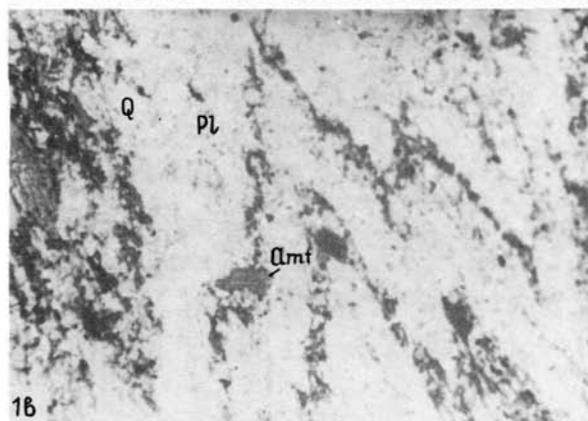
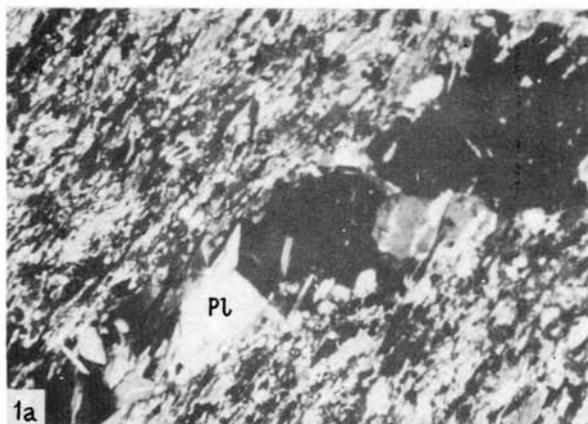


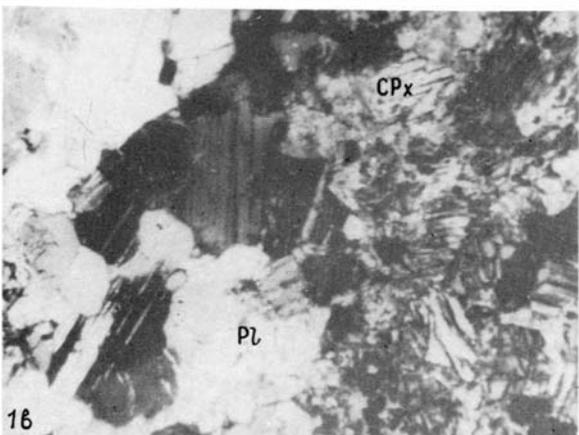
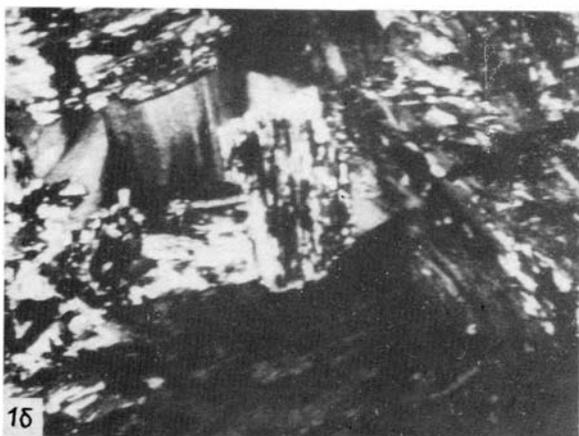
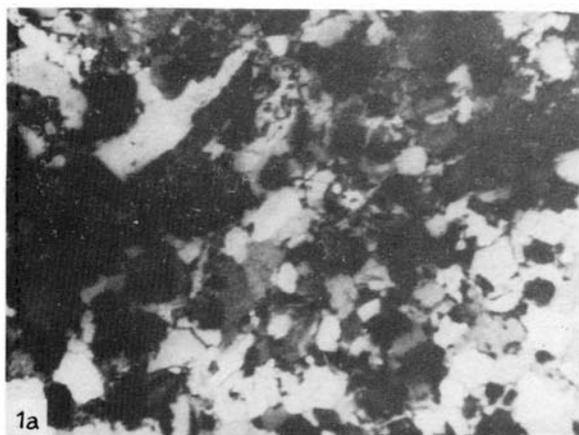












суммарной мощности геофизических слоев. На поднятии Шатского в Тихом океане (см. рис. 63) слои со скоростями 4,9—5,6 км/с имеют суммарную мощность около 5 км. Для такого рода возвышенностей характерно также наличие слоя повышенных скоростей (слой 3В) — 6,9—7,6 км/с. На возвышенности Шатского он составляет большую часть разреза (12 км). Считается, что этот слой сложен габброидами, эпидотовыми амфиболитами, переслаиванием ультраосновных и основных кумулятов, частично серпентинизированными перидотитами. Такого рода поднятия трактуются как тектономагматические, образовавшиеся в результате совокупности процессов прерывистого магматизма и наложенной тектоники с горизонтальным перемещением слоев (Строение дна ..., 1984).

Вулканические поднятия при значительных мощностях коры (до 20 км) отличаются более простым внутренним строением, близким к "нормальному" разрезу океанской коры. Увеличенная мощность разреза обуславливается главным образом за счет третьего слоя со скоростями 6,5—6,8 км/с (см. рис. 63).

Таким образом, геофизические данные свидетельствуют о постепенном усложнении внутреннего строения океанской коры от рифтовых зон и котловин к трансформным разломам и вулканотектоническим поднятиям. Неоднородность внутреннего строения коры океанов подтверждается меняющимися взаимоотношениями геофизических слоев и их мощностями.

## МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

В литературе приводятся три подхода к классификации магматитов: структурно-тектонический, петрологический и петрохимический. Такое деление связано с уровнем изучения совокупностей пород, который может быть общеокеаническим (ультрабазиты океанских областей), единоструктурным (толеиты срединных хребтов), отдельной вулканической постройки (например, щелочные базальты такой-то горы).

Не вдаваясь в дискуссию о правомерности той или иной трактовки таких общепринятых терминов, как ассоциация, формация, серия, комплекс, дадим им авторскую интерпретацию исходя из нужд предлагаемой работы. Термин ассоциация довольно нейтрален и в современной литературе используется различными авторами в самом различном смысле. Вкладывая в него собирательный смысл, все магматиты, встречающиеся в пределах океанской коры, отнесены к океанской ассоциации пород. В этой ассоциации по структурному, петрологическому и геохимическому признаку выделяются две базит-ультрабазитовых формации: срединных хребтов и внутриплитовая (рис. 64). В краткой форме еще раз напомним главные петрологические характеристики пород этих двух формаций.

Среди перидотитов срединных хребтов преобладают гарцбургиты и лерцолиты, остальные имеют явно подчиненное значение. Перидотиты сложены высокомагнезиальным оливином ( $Fe_{8-10}$ ), высококальциевым ортопироксеном ( $Wo_{4,0}$ ) с довольно высокими концен-



Рис. 64. Схема различных серий и формаций в океанской ассоциации магматических пород

трациями  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (0,8 мас. %) и умеренным глиноземом ( $\text{Al}_2\text{O}_3 = 3,5$ ). Клинопироксен имеет низкую железистость ( $\text{Fs}_6$ ), низкие содержания  $\text{TiO}_2$  (0,07—0,18) и  $\text{Na}_2\text{O}$  (0,35—0,50). Для хромшпинелидов характерны крайне низкие концентрации  $\text{TiO}_2$  (0,04—0,14).

Гарцбургиты и лерцолиты срединных хребтов и прилегающих к ним трансформных разломов имеют высокую общую магнезиальность ( $M/F = 8-10$ ), умеренные содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (2 и 3,5% соответственно), крайне низкие содержания легких литофильных элементов (в частности низкий Rb), обеднены легкими РЗЭ. Встречающиеся в срединных хребтах редкие образцы дунитов и пироксенитов отличаются также высокой магнезиальностью ( $M/F > 5$ ) по сравнению с аналогичными породами других структур океана.

Перидотиты пространственно тесно ассоциируют с габброидами, минеральный состав и петрохимические особенности которых характеризуются высокой магнезиальностью и низкими содержаниями щелочей. Среди габброидов большой объем занимают оливиновые разновидности — троктолиты и оливиновые габбро. Составы породообразующих минералов характеризуются очень низкими содержаниями железа (оливин —  $\text{Fa}_{15-25}$ , ортопироксен —  $\text{Fs}_{12-13}$ , клинопироксен —  $\text{Fs}_{5-8}$ ). Минералы имеют низкие концентрации  $\text{TiO}_2$  и  $\text{Na}_2\text{O}$ . По всем этим параметрам габброиды срединных хребтов близки толеитовым базальтам из этих же структур.

Низкощелочная высокомагнезиальная специфика всех магматических комплексов срединных хребтов позволяет объединить их в единую низкощелочную офиолитовую формацию срединно-океанских хребтов.

Наряду с нормально стратифицированной корой, формирующейся в срединных хребтах, которую принято считать примитивной, первичной, здесь же в локальных участках образуются сложно построенные дифференцированные интрузии, связанные с крупными островными структурами. Такого рода структуры отмечаются в Атлантике (Исландия, Азорские острова, острова Вознесения, Буве), в Индийском (острова Амстердам, Сен-Поль), в Тихом (о-в Пасха,

Галапагосские острова) океанах. Для таких структур характерны центральный тип извержений, иной более щелочной состав магматических пород, широкая дифференциация магматических расплавов, а также многоэтапность вулканизма. В настоящее время нет точных данных о внутреннем строении этих структур. Можно лишь предполагать, что там, где есть крупные вулканические постройки с многочисленными основными и паразитическими кратерами, на глубине должны существовать магматические камеры, магмоподводящие каналы, многочисленные дайки и силлы. По-видимому, эти интрузивные комплексы частично прорывают первичную океанскую кору, образуя сложные взаимоотношения между двумя магматическими сериями, сближенными по времени, но имеющими несколько иной состав слагающих магматических комплексов и различное геологическое строение в силу различий в механизме вулканизма.

В рифтовых зонах срединных хребтов в условиях постоянного растяжения образуются протяженные по латерали стратифицированные магматические комплексы, а в вулканах центрального типа более характерна вертикальная расслоенность за счет компактности самого очага магматизма. По-видимому, и интрузивные тела в таких структурах больше напоминают округло-вытянутые, эллипсоидальные тела, отражающие форму подводящих магму каналов. Определенную информацию о строении такого рода интрузивных комплексов можно получить изучая включения интрузивных пород в базальтах. Среди них преобладают оливиниты и щелочные габброиды (Галапагосские острова) с хорошо выраженными кумулятивными структурами, что позволяет отнести эти породы к кумулятам, формирующимся в магматических камерах под вулканами.

Таким образом, в пределах срединно-океанских хребтов выделяются две магматические серии глубинных пород: рифтовая и стратовулканическая. Первая имеет четкий толеитовый состав, вторая — субщелочной или реже щелочной.

Значительно менее изучен вулканизм в зонах трансформных разломов. Вдоль многих трансформных разломов, особенно по стороне, противоположной тектоническому хребту, протягивается цепочка или отдельные вулканы различного размера. Чаще всего это небольшие высотой 1000—2000 м вулканы, осложненные тектоническими нарушениями, параллельными главной оси трансформного разлома. Однако встречаются крупные постройки, такие, как, например, гора Калифорния (разлом Кларин) или о-в Клиппертон на одноименном разломе. Вулканизм здесь отличается от типично толеитового в сторону субщелочного типа. Кстати, этот вулканизм вносит свою лепту в общее строение океанской коры, наполняя ее разновозрастными разнообъемными интрузиями. К сожалению, включения глубинных пород из вулканитов, слагающих эти постройки, отсутствуют. Однозначно охарактеризовать состав глубинных пород в силу этого не представляется возможным. Находки нефелиновых габбро в трансформном разломе Романш в ассоциации с субщелочными базальтами позволяют предположить, что наложенный магматизм в зонах трансформных разломов имеет субщелочной, а воз-

можно, и щелочной характер. Этот крайне скудный фактический материал, однако, позволяет условно выделить самостоятельную серию глубинных пород трансформных разломов.

Часть вулканических построек в пределах трансформных разломов могла формироваться на склонах срединного хребта и в дальнейшем переместиться в пределы котловин, а часть формируется уже позже на внутриплитовом этапе магматизма (о-в Св. Елены, восточные острова Азорского архипелага, острова Родригес, Сала-Гомес, Клиппертон, Кларион). Так что серия магматитов трансформных разломов является в какой-то мере промежуточной и связывающей две отдельные структурно-вулканические формации: срединно-океанскую и внутриплитовую.

Многочисленные вулканы и вулканические цепи, покрывающие дно котловин, формируют новые более молодые магматические комплексы, которые накладываются на уже сформированную, сложно построенную ассоциацию. Например, только в Тихом океане насчитывается около 10 тыс. подводных гор, значительная часть которых представляет собой потухшие вулканы различного возраста, не связанные с зоной спрединга. Часть вулканов действует и в настоящее время, формируя крупные вулканические цепи с закономерно изменяющимся в пространстве возрастом вулканических построек. Эти вулканические хребты образуются в результате действия постоянного глубинного источника магматизма под двигающейся над ним плитой или, как часто называют этот процесс в литературе, "горячей точкой". Типичным примером такой вулканической цепи являются Гавайские острова. К такого рода вулканическим хребтам можно отнести островные цепи Лайн, Туамоту, Маркус-Неккер, хребты: Северо-Западный (Императорский), Кергелен, Китовый. Но наряду с протяженными крупными вулканическими структурами на дне океана много изолированных вулканических построек, генезис которых трудно связать с действием "горячей точки" (Batiza, 1980; Honda et al., 1987; Городницкий, 1985).

По геофизическим данным, магмоподводящий канал под вулканическими постройками имеет цилиндрическую форму (Ida, Kumazawa, 1986). Например, изучение корневой системы вулкана Килауза в системе Гавайских островов показало, что главная магматическая камера объемом около 10 км<sup>3</sup> расположена на глубине 6 км. Ниже фиксируется система небольших резервуаров и каналов, которые на глубине 15 км переходят в трещинную зону с эллиптическим сечением в плане, уходящую в область верхней мантии (Sparks, 1981). Единственный вскрытый эрозией на о-ве Кергелен подводящий канал также имеет в плане кольцевую форму. Можно предположить, что, отделяясь на глубине 60—70 км от астеносферы, расплав формирует нечто вроде магматического пузыря, который, поднимаясь вверх и проплавляя вмещающую более древнюю литосферу, образует подводящий канал цилиндрической формы, а в верхних структурных этажах при снятии давления может принимать уплощенную диско- или чечевицеобразную форму.

В отличие от пород срединно-океанских хребтов магматические

породы глубинного генезиса, встреченные в виде включений в базальтах островных структур или очень редко в разломах на ложе океана (Западно-Австралийская котловина), характеризуются высокой железистостью и щелочностью. Перидотиты ксенолитов сложены низкохромистым ортопироксеном с низкими содержаниями кальция ( $W_{O_{1,5}}$ ) и повышенной железистостью. Клинопироксены также имеют более высокие концентрации ферросилитовой молекулы ( $Fs > 6$ ), чем в перидотитах срединных хребтов ( $Fs < 6$ ). Для минерала из перидотитов включений характерны повышенные содержания  $TiO_2$  (0,35—0,60%) и  $Na_2O$  (0,90). Особенно характерны высокие концентрации титана для хромшпинелидов (0,51—1,6 мас. %), что не идет ни в какое сравнение с крайне низкими его содержаниями в хромшпинелидах из перидотитов срединных хребтов. Особенности минерального состава отражены и в валовом составе пород. Следует еще раз подчеркнуть, что среди включений явно преобладают дуниты и пироксениты порой сложного состава. Эти породы в первую очередь железистые ( $M/F < 6$ ), пироксениты заметно более глиноземистые ( $Al_2O_3 > 5\%$ ), щелочные ( $Na_2O = 0,8$ ) и высокотитанистые ( $TiO_2 > 0,5$ ). Перидотиты включений обогащены легкими РЗЭ. Габброиды, как и перидотиты, железистые, так как сложены железистым оливином ( $Fa_{25-35}$ ), ортопироксеном ( $Fs_{22-32}$ ) и клинопироксеном ( $Fs_{10-19}$ ), они более щелочные и высокотитанистые, чем габброиды срединных хребтов. Все это позволяет выделить глубинные породы, встречаемые в пределах островных структур, в самостоятельный высокожелезистый субщелочной тип магматитов.

Помимо субщелочного комплекса, очень редко в пределах островных структур встречаются сугубо щелочные комплексы. Примером могут служить щелочные ультраосновные породы островов Зеленого Мыса. Щелочные габброиды с нормативным нефелином имеют более широкое распространение (о-в Кергелен, Азорские острова). Островные структуры с субщелочным и щелочным магматизмом встречаются как в пределах плит, так и в областях срединно-океанских хребтов. Какой-либо разницы в химическом составе этих пород не наблюдается, хотя материала для однозначного вывода еще недостаточно.

Широкие вариации состава минералов слагающих породы включений, преобладание среди них дунитов, верлитов, пироксенитов, керсутитовых и рудных габбро позволяют рассматривать эти породы в качестве составных частей расслоенных дифференцированных комплексов, образующихся под вулканическими аппаратами при дифференциации субщелочных и щелочных магм. Отдельные наблюдения (о-в Кергелен) свидетельствуют о концентрически-зональном строении дифференцированных массивов щелочных пород. Скорее всего, и массивы субщелочных железистых дифференциатов под другими островными структурами имеют такую же форму. При наличии протяженных хребтов, сложенных цепочкой вулканических аппаратов, массивы на глубине, по-видимому, представляют собой цепочку концентрически-зональных тел, прорывающих метаморфизованные магматические комплексы, сформированные в срединно-

океанских хребтах. Геологические, минералогические и геохимические особенности интрузивных комплексов, фрагменты которых встречаются на островах и отдельных вулканических поднятиях дна, позволяют выделить самостоятельную внутриплитную формацию глубинных магматических пород. Среди них условно можно выделить две серии: вулканических хребтов и подводных гор. Материалы по глубинным породам этих двух серий показывают, что в отдельных случаях наблюдаются определенные петрохимические и геохимические различия в составе пород, формирующих эти серии. Например, перидотиты Западно-Австралийской котловины более высокожелезистые, чем ультрабазиты включений в базальтах Гавайских островов. Рудные габбро из включений о-ва Реюньон более высокощелочные, нежели аналогичные габбро из включений Гавайских островов. Примеров, к сожалению, мало, однако намечается тенденция, которая свидетельствует о том, что глубинные комплексы, связанные с типичными структурами "горячих точек", менее щелочные, чем те же комплексы, встречаемые в пределах отдельных вулканических построек.

## ТЕКТОНИКА И МЕТАМОРФИЗМ

Сформированные на океанском ложе магматические комплексы в дальнейшем в ходе эволюции коры проходят существенные преобразования под воздействием тектонических и метаморфизирующих процессов.

Изучение ненарушенных разрезов океанской коры, а также геофизические данные (Непрочнов, Кашинцев, 1978) показывают, что кровля массивов интрузивных габбро залегает на глубине 1,5—2,5 км. И тем не менее габбро, а также более глубоко залегающие перидотиты встречаются не только на склонах крупных отрицательных форм рельефа, но и на выровненных участках дна. Каким образом глубинные породы попадают на поверхность?

Механизм, приводящий к вскрытию глубинных пород в бортах рифта, пока не совсем ясен. Как считают Э. Бонатти с соавторами (Bonatti et al., 1975), метаморфизм габбро в зоне рифтовой долины на 6° с.ш. Срединно-Атлантического хребта происходит на глубине не более 1,5 км от поверхности дна рифтовой долины. Авторы предлагают механизм сбросо-взбросовой природы, когда по плоскости сместителя, параллельной простираию рифтовой долины и имеющей наклон, отвечающий наклону стенки рифта, один из бортов воздымается, а дно долины опускается, причем эти взаимные перемещения составляют амплитуду около 1,5 км, возможно, меньше. Реальные углы наклона бортов рифтовой долины в случае Срединно-Атлантического хребта составляют 10°. При таких пологих углах, чтобы находящееся на глубине 1,5 км габбро вышло на поверхность, оно должно пройти путь вверх по наклонной плоскости около 9 км. Такие крупные тектонические перемещения в зоне постоянного или даже периодического расширения дна маловероятны.

Во впадине Хесса в Галапагосском рифте кровля слоя, сложенного габброидами, лежит на глубине 2,2 км от поверхности дна. Выше залегают долериты — 700 м и базальты — 1500 м. Угол наклона северного склона рифтовой долины около 20°. Габбро встречено у основания склона на глубине 4800—5300 м. Чтобы выйти на поверхность с глубины 2,2 км, габбро должно было переместиться по плоскости сместителя на расстояние около 3 км, что несколько меньше, чем для САХ, однако все же это также сомнительно. По-видимому, сравнительно пологие (10—20°) склоны рифтовых долин в двух рассмотренных случаях представляют собой ступенчато поднимающуюся систему сбросов с первоначально крутыми (70—80°) стенками, выполаживающимися с глубиной. С помощью этих крутых сбросов глубинные породы частично могли быть выведены на поверхность дна, так как амплитуда перемещения в сумме будет составлять лишь 1—1,5 км, а отдельные сбросы будут перемещать блоки коры на первые сотни метров (Зоненшайн и др., 1989). В зонах смещения блоков происходит дробление, рассланцевание и, возможно, частичное гидротермальное изменение пород. По мере удаления от оси хребта амплитуда сбросов, по-видимому, увеличивается, а угол наклона выполаживается (Казьмин и др., 1986). Данными сейсмического профилирования на Срединно-Атлантическом хребте (Пушаровский и др., 1985) пологие тектонические нарушения фиксировались уже в габбровом слое. Вместе с тем увеличение амплитуды смещения, выполаживание сместителей приводят к тому, что вместе с габброидами на поверхность дна выходят фрагменты других глубинных пород — перидотитов. Примером такой сложной тектоники служат эскарпы на склоне САХ на 45° с.ш. (Аументо и др., 1973).

Дальнейшая тектоника при малых скоростях спрединга приводит к интенсивному разрушению крутых склонов сбросовых уступов и еще большей обнаженности этих пород. Такая картина только в самых верхах коры наблюдается в Красном море. При визуальных наблюдениях с подводного обитаемого аппарата "Пайсис" можно видеть непосредственно в зоне рифта очень крутые, порой отвесные стенки, как бы разрушающие вулканические постройки. У подножия этих стенок видны осыпи, состоящие из глыб и обломков базальтов, т.е. идет интенсивное разрушение и переотложение вулканического материала. Такого рода явления происходят и в бортах рифтовой долины зрелых срединных хребтов. В районах с малыми скоростями спрединга (1—2 см/год) экспозиция и дезинтеграция пород, слагающих тектонические уступы, будут наиболее длительные, и в результате образуются довольно пологие склоны. Таким образом, в пределах рифтовых долин верхние интрузивные комплексы габброидов могут быть выведены на поверхность дна с помощью лишь тектонических нарушений сбросово-взбросовой природы. Сложнее вопрос о выводе с глубин на поверхность ультраосновных пород. Поднятие перидотитов в верхние структурные этажи океанской коры,

по мнению Э. Бонатти (Bonatti, 1978), происходит по следующей схеме. Циркуляция глубинных вод приводит к серпентинизации перидотитов и их значительному разуплотнению. Полная серпентинизация, например, гарцбургита ведет в возрастанию его объема на 40%. Наступает гравитационное неравновесие между менее плотными серпентинитами на глубине и более плотными габброидами и базальтами, залегающими выше. Гравитационное всплывание серпентинизированных перидотитов облегчается сменой процессов сжатия и растяжения имеющих место в зонах трансформных разломов. Одной из причин такого рода напряжений может служить, например, изменение направления и скорости спрединга литосферных плит. О наличии разнонаправленных напряжений в зоне трансформного разлома служат материалы сейсмопрофилирования (Коган и др., 1985), показывающие наличие элементов деформации в осадках, механизм внутриплитовых землетрясений, грабен-горстовая морфология зон трансформных разломов и, наконец, наличие, с одной стороны, милонитизированных пород, указывающих однозначно на сжимающие напряжения и, с другой — проявление наложенного щелочного вулканизма, который может косвенно свидетельствовать о режиме растяжения, имеющем место в этих структурах.

Гравитационное всплывание серпентинизированных перидотитов получило название протрузивная тектоника. Протрузивное внедрение перидотитов приводит к формированию протяженных хребтов вдоль одного, а местами и обоих бортов разлома. Эти хребты зачастую целиком сложены серпентинизированными ультрабазитами (разлом Оуэн, скалы Сан-Паулу).

Помимо широко развитой протрузивной тектоники, в трансформных разломах имеют место горизонтальные сдвиги, обуславливающие чешуйчато-надвиговое строение зоны разлома. Такие подвижки наблюдаются, например, в Центральной Атлантике (Разницын и др., 1987), разломе Элтанин (Кашинцев, Фрих-Хар, 1978). Последний пример представляет наибольший интерес. В южном борту зоны разлома Элтанин под последовательно стратифицированным разрезом океанской коры, представленным сверху вниз базальтами, долеритами, габбро и перидотитами, залегают амфиболитовые сланцы (Кашинцев, Жданов, 1981), по общему химическому составу и характеру распределения редкоземельных элементов относящиеся к метаморфитам по толеитовым базальтам. Среди сланцев встречаются образцы с микроплойчатостью, весьма сходной с таковой в складках волочения. Выше среди перидотитов встречаются образцы метаморфизованных пироксенитов, указывающие на процессы перекристаллизации и метаморфизма. Вместе с пироксенитами встречены многочисленные обломки гранулитоподобных пород основного состава с такситовой порфиробластовой и гранобластовой структурой. Наличие в этих гранулитах перекристаллизованных оливина, олигоклаза, гиперстена, авгита и биотита указывает на высокотемпературные условия метаморфизма этих пород. Такого рода гранулитоподобные образования встречаются в зоне надвига под перидотитами, например в офиолитовых комплексах о-ва Ньюфаундленд (Williams, Smyth, 1973).

Все эти геологические наблюдения указывают на наличие надвиговой структуры в пределах трансформного разлома Элтанин, где пятикилометровая по мощности океанская кора надвинута на толеитовые базальты с образованием в области надвига зоны динамометаморфических преобразований как базальтов (плочатые амфиболитовые сланцы, гранулиты), так и перидотитов (метаморфические пироксениты).

Где, в какой момент формирования коры происходят эти явления, пока неясно. Однако геологический факт остается бесспорным. Возможно механизмом надвиговых явлений служит процесс перестройки системы векторов напряжений (перестройка системы разрастания дна) в период около 60 млн лет назад (Непрочнов, Городницкий, 1984). Существует также мнение (Ильин, 1982), что при встречных движениях блоков океанской коры в зонах трансформных разломов могут развиваться горизонтальные нарушения. Такого рода нарушения могут играть роль сместителей, обуславливающих чешуйчатое строение коры.

Таким образом, в пределах срединного хребта и прилегающих к нему трансформных разломов имеет место серия интрузивов разного масштаба, связанных с тремя типами вулканизма: трещинно-рифтового, слабодифференцированного характера; центрального типа на пересечении трансформных разломов со срединным хребтом, дифференцированного, и центрального типа на флангах трансформных разломов, слабодифференцированного. Характер вулканизма определяет разнообразие форм магматических тел и глубин их залегания. Эти разноэтажные, прорывающие друг друга интрузивные тела приведены тектоникой, как представляется, в хаотичное состояние. Глубинные части магматических комплексов в виде перидотитовых протрузий перемещены в верхние этажи океанской коры. По положим надвигам уже в пределах хребта и его склонов (область трансформного разлома) образуются сдвоенные разрезы коры.

Широко развитые процессы метаморфизма, дробления и переотложения эдафогенного материала в пределах хребта формируют очень специфические породы типа родингитов и эдафогенных брекчий.

В целом в силу чисто тектонических причин уже в пределах зоны перехода хребет—котловина, океанская кора в значительной мере утрачивает свою первичную магматическую стратификацию. Происходит вертикальное перераспределение различных пород. На поверхности дна наряду с базальтами, которые частично дезинтегрируются и переходят в вулканогенно-осадочные брекчии, появляются глубинные габбро и перидотиты, а местами происходит удвоение разреза коры с формированием одновременно метаморфических комплексов. Надо отметить, что все перечисленные выше тектонические перемещения сопровождаются локальными гидротермальными динамометаморфическими процессами. Габброиды при этом преобразуются в низкотемпературные амфиболиты, а перидотиты, как уже говорилось, в серпентиниты и амфибол-тальк-хлоритовые сланцы.

Дальнейшая судьба сформировавшейся океанской коры со слож-

ными тектоническими взаимоотношениями ее магматогенных фрагментов подвергается усложнению за счет внутриплитового магматизма и тектоники.

Состав вмещающей литосферы, по крайней мере в верхней ее части, близок по петрохимическим характеристикам офиолитовым комплексам, формирующимся в срединном хребте. При наложении щелочного более глубинного вулканизма происходит смешение толеитовых и щелочных серий пород. Минералогически породы близки, однако среди щелочных разновидностей перидотитов появляются флогопит и амфибол. Например, в калиевых нефелинитах о-вов Лайн встречаются амфибол-авгитовые и биотит-авгитовые включения (Natland, 1976). Перидотиты, залегающие между поверхностью Мохо и астеносферой, для различных участков литосферы в зависимости от мощности имеют различный минералогический состав, отражающий фации глубинности. Особо ценную информацию в этом отношении дают включения глубинных пород в базальтах. Например, изучение пространственного распределения различных включений Гавайских островов (Sen, 1983) дало возможность построить петрологическую модель строения коры и верхней мантии под этой структурой до глубин 60 км, т.е. практически до астеносферы. Верхние 15 км представлены океанской корой с отдельными очагами и подводящими каналами молодого толеитового магматизма. Поступающие отсюда ксенолиты представлены дунитами, оливиновыми габбро и плагиоклазовыми пироксенитами. Ниже в интервале 15—28 км залегает слой плагиоклазовых лерцолитов. В интервале 28—55 км перидотиты представлены шпинелевой фацией лерцолитов с дайками толеитовых базальтов, питающих магматический очаг под вулканом. Еще ниже залегают гранатовые лерцолиты с дайками оливиновых нефелинитов, которые, прорывая все вышележащие толщи, несут в себе ксенолиты этих пород. В зоне перехода шпинелевых и гранатовых лерцолитов в последних встречаются прожилки, сложенные пироксенитами, иногда с флогопитом и часто с гранатом. Среди включений встречаются амфиболовые гарцбургиты (до 35% амфибола), положение которых в разрезе неясно. Не исключено, что это метаморфизованные гарцбургиты первичной океанской коры, сформированной в срединном хребте.

В свою очередь, глубинными производными толеит-щелочных магматических комплексов вулканов центрального типа являются те же габброиды и перидотиты. Судя по составу ксенолитов в этой вновь образованной ассоциации, большую роль играют дифференциаты, т.е. расширяется диапазон дифференцированных пород. Бóльшее значение приобретают породы переходного состава — пироксениты, полевошпатовые перидотиты, оливиниты. Вместе с тем в областях интенсивного вулканизма появляются глубинные дифференциаты щелочного состава — сиениты, тералиты, щелочные граниты.

Проявление интенсивного щелочного и субщелочного вулканизма еще больше усложняют строение океанской коры, которая в отдельных районах представляет собой в разрезе сложно построенный тектономагматический комплекс из разновозрастных и заметно

различных по составу интрузий. Может, в силу именно этих сложных взаимоотношений, по крайней мере двух магматических формаций офиолитового состава, имеющих близкий петрографический набор пород в обеих формациях, в литературе по континентальным офиолитам бытовали долгое время представления о разорванности габброидов и перидотитов, о более позднем проявлении первых.

Действительно, представим себе процесс формирования магматической формации в срединном хребте. К поверхности подходят огромные массы слабодифференцированного вещества верхней мантии, представленной перидотитами. При переходе от хребта к котловине астеносфера уходит вглубь, выплавки пробиваются к поверхности из более глубоких горизонтов и вблизи поверхности уже преобладают мафические породы, т.е. габбро и их дифференциаты. Реситовое ультраосновное вещество остается на значительных глубинах и, как правило, на поверхности не появляется. Отдельные его фрагменты выносятся в виде ксенолитов наиболее поздними порциями еще более глубинных щелочных магм. В результате могут формироваться комплексы пород, где габброиды являются как бы наложенными по отношению к более ранним хребтовым перидотитам. Большая часть габброидов, сформировавшихся в срединном хребте, к этому времени испытывает значительные метаморфические и тектонические преобразования, поэтому довольно часто трактуется как чужеродные магматиты.

Следует отметить, что вулканические комплексы, сформировавшиеся при внутриплитовом вулканизме, испытывают более поздние тектонические нарушения. Крупных, сравнительно молодых разломов, деформирующих океанскую кору во всем ее магматическом многообразии, довольно много. Примером подобной многостадийной тектоники может служить Восточно-Индийский хребет и расположенная восточнее впадина. Обильный материал по магматическим породам, собранный в различных местах этой структуры, показал наличие по крайней мере двух крупных тектономагматических этапов, в результате которых сформировалась океанская кора сложного двухъярусного состава (Кашинцев и др., 1979). Кора осложнена тектоническими нарушениями, что приводит к формированию комплексов обломочных пород. Вместе с тем тектоника обуславливает формирование метаморфических пород различного рода амфиболитов, зеленых сланцев и серпентинитов, подвергнутых процессам тремолитизации и оталькования.

В районах, близко прилегающих к континентам, океанская кора, скорее всего, представляет собой в наиболее сложном варианте "тектонический меланж" из блоков перидотитов, габброидов, долеритов и базальтов, претерпевших ту или иную степень зеленосланцевого или амфиболитового метаморфизма. На этот "меланж" наложен более поздний магматизм с формированием практически того же комплекса пород, отличающегося несколько более щелочным составом и с преобладанием дифференциатов, вплоть до сиенитов и щелочных гранитов. Еще одним из примеров такого сложного сочетания тектонически сжатой коры и наложенного вулканизма

может служить поднятие Сьера-Леоне в Атлантике (Перфильев и др., 1987).

В зоне островных дуг, где также имеется базальтовый магматизм на ранних стадиях развития, формируются близкие по набору пород (перидотиты, габбро, базальты) комплексы, но уже со специфической островодужной геохимией. В случае обдукции ранее образовавшейся океанской коры на край континента более молодые островодужные "офиолиты" накладываются на две ранее сформированные магматические формации, еще более усложняя взаимоотношения между тремя генетическими типами перидотитов и габброидов, а также многочисленными дифференциатами. Островодужные перидотиты, вполне возможно, частично образуются при переплавлении метаморфизованной океанской коры под воздействием островодужного вулканизма. В этом случае должны были бы формироваться породы, близкие по петрографическому составу океанским, но крайне пестрые в геохимическом плане. Геохимическая специфика вновь образованной "офиолитовой" ассоциации зависит от реального состава и степени метаморфизма переплавляемого участка коры. Если плавится океанская кора, сформировавшаяся в срединном хребте и почти не затронутая в дальнейшем процессами тектонизации, метаморфизма и наложенного магматизма, получают комплексы, близкие по составу к первичной океанской коре. В случае различных усложнений этих трех "параметров" коры образуются выплавки более сложного, пестрого состава. Возможно в силу именно этих причин до сих пор ведется и будет, по-видимому, еще долго вестись дискуссия о принадлежности тех или иных офиолитов к океанскому или островодужному типу.

Изложенный материал свидетельствует о сложном, неоднородном строении океанской коры, что в настоящее время все чаще отмечается в литературе (Пушаровский и др., 1984). Суммируя представления о такого рода неоднородности, следует еще раз подчеркнуть три типа процессов, влияющих на строение океанской литосферы. Первичная, или петрографическая, неоднородность происходит за счет стратификации ультраосновных и главным образом основных пород при массовых трещинных внедрениях толеитовой магмы в срединных хребтах. Вторичная, тектоническая неоднородность возникает при смещении первично-стратифицированных слоев как по вертикали, так и по горизонтали (блоковая и надвиговая тектоника). Наконец, также вторичная магматическая неоднородность образуется при наложении на первично стратифицированную и тектонически деформированную кору более молодых магматических комплексов в условиях внутриплитового вулканизма. Все эти три типа неоднородности и формируют внутреннее строение океанской коры и литосферы.

Выше рассматривались неоднородности коры в отдельных структурах океана или в зонах перехода между этими структурами. Однако отмечается определенная неоднородность земной коры в глобальных масштабах, что связывается с различным геологическим строением, возрастом океанов, а следовательно, с различной историей их эволюции (Пушаровский, 1982).

Наблюдаемые различия в петрографическом и петрохимическом составе пород, слагающих кору различных океанов, могут быть объяснены также динамикой рифтогенеза (Казанин, Лобковский, 1981). Например, на ВТП излияния базальтов происходят равномерно и непрерывно при высоких скоростях спрединга, а в Срединно-Атлантическом хребте излияния носят пульсационный характер при низких скоростях раздвига. При этом в пределах ВТП образуются магматические тела или горизонты, в которых явно преобладают эффузивы при подчиненном количестве глубинных пород. Кумулятивные типы перидотитов встречаются очень редко, набор габброидов также крайне простой (троктолиты, габбро-нориты, габбро). Практически отсутствуют рудные и щелочные габброиды, особенно амфиболовые. Реститовые перидотиты крайне обезбазальчены.

Следует обратить внимание на то, что и в пределах ВТП на фоне постоянного спрединга периодически возникают ускорения, что приводит к формированию минимальной по мощности коры (Кузьмин, 1984), т.е. в целом и в пределах ВТП спрединг пульсирующий. Эти временные изменения приводят к тому, что разные участки океанского ложа в пространстве имеют различную мощность изначально образованной океанской коры. Не исключено, что именно в этих минимальных по мощности участках коры в дальнейшем проявляется наложенный внутриплитный магматизм.

Несмотря на особенности в составе и объемах пород, слагающих литосферу различных океанов, принципиально по набору пород их кора не отличается. Во всех трех океанах присутствуют огромные объемы толентовых базальтов, пространственно и генетически связанных с ними глубинных пород различного состава. Во всех почти случаях в пределах срединных хребтов встречаются крупные вулканические постройки центрального типа. Ложе океанов повсеместно осложнено вулканами с магматизмом субщелочной и щелочной направленности. Наконец, ложе всех океанов осложнено трансформными разломами, в пределах которых также встречаются отдельные вулканы, сложенные базальтами щелочного состава. Эта принципиальная близость состава океанской коры в различных океанах позволяет выделить естественные магматогенные ряды, связанные с определенными структурами океанского дна.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Глубинные магматические и метаморфические породы встречаются практически в пределах всех геологических структур дна океана. Они представлены полным рядом разновидностей от ультраосновных до кислых с различным уровнем суммарной щелочности.

Минералогический анализ глубинных пород показал, что обоснованное выделение различных магматических формаций и серий надежнее проводить методом сравнения составов минералов, входящих в однотипные породы с близким модальным составом. Только такой подход обеспечивает корректность генетических выводов с применением статистического анализа. Приведенные материалы показывают, насколько еще мало у исследователей океана такого рода данных. Однако даже эти скудные данные позволяют наметить определенные петрохимические особенности некоторых пород, объединить их в отдельные генетические группы и серии. Например, состав минералов в однотипных ультраосновных породах позволил выделить реститовые и кумулятивные гарцбургиты, лерцолиты и дуниты. Выявить специфику состава гарцбургитов в срединных хребтах различных океанов и даже в пределах одного срединно-океанского хребта. Различия в составе однотипных пород связаны, скорее всего, с динамикой выплавления и кристаллизации магматических пород в каждом конкретном случае.

Изучение выходов глубинных пород на дне, а также включений их в базальтах показало наличие в океанских областях по крайней мере двух крупных магматических формаций: срединно-океанской и внутриплитной. Магматические комплексы этих формаций имеют особое геологическое положение исходя из их принадлежности к той или иной структуре. Магматиты срединно-океанских хребтов слагают последовательно стратифицированную океанскую кору и имеют площадное распространение. Глубинные породы внутриплитной формации встречаются главным образом в виде включений в базальтах островов, реже в разломах, секущих океанское дно котловин.

Среди магматических комплексов срединных хребтов преобладают лерцолиты, гарцбургиты и габброиды. Последние представлены главным образом высокомагнезиальными типами пород: троктолитами, оливковыми габбро, обычными габбро и габбро-норитами. Дуниты, пироксениты, амфиболовые и рудные габбро, а также породы кислого и среднего состава (особенно щелочные) встречаются в подчиненном количестве. Породы магматических комплексов из

срединных хребтов имеют низкую железистость и щелочность, обеднены редкоземельными и щелочноземельными элементами.

Глубинные магматические породы, встреченные в пределах океанских котловин и поднятий на ложе океана (включая вулканические постройки) при том же наборе петрографических типов, отличаются другими объемными соотношениями пород. Среди магматитов преобладают дуниты, пироксениты, керсутитовые и рудные габбро. Кроме того, среди включений и коренных выходов можно встретить щелочные породы с характерным минеральным составом (присутствие биотита, керсутита, калиевого полевого шпата, нефелина, мелилита и т.д.). В целом для формации внутриплитных магматитов глубинного генезиса характерна высокая железистость и щелочность пород, высокие концентрации редкоземельных и щелочноземельных элементов.

Различия в геологическом строении массивов, минералогических и геохимических особенностях пород двух рассматриваемых формаций объясняются различной обстановкой и механизмом выплавления магм.

Сходство состава большинства лерцолитов дна Мирового океана позволяет рассматривать их в качестве пород, близких к слабодифференцированной мантии. Различный петрохимический состав магматических пород двух выделяемых формаций в таком случае можно связать лишь с различной глубиной и степенью плавления единого по составу мантийного субстрата. Геохимические особенности магматитов при этом следует объяснить геохимической пространственной неоднородностью петрохимически однородной мантии. О геохимической неоднородности мантии могут свидетельствовать, например, геохимические отличия одинаковых по минеральному и петрохимическому составу пород, встреченных в двух выделяемых формациях.

Изученные комплексы глубинных пород слагают, скорее всего, разновозрастные и разноглубинные массивы со сложным взаимоотношением друг с другом. В верхних структурных этажах значительную роль в строении массивов глубинных пород играет дизъюнктивная тектоника, нарушающая первичные магматические взаимоотношения между различными магматическими комплексами. Здесь же значительный объем занимают метаморфические породы. В глубоко залегающих интрузиях, судя по включениям полнокристаллических пород в базальтах, в большей степени должны наблюдаться явления стратификации базит-ультрабазитовых комплексов. Океанская литосфера в целом сложена разными по форме и составу интрузиями базит-ультрабазитового состава с очень незначительным объемом средних, кислых и щелочных пород.

## ЛИТЕРАТУРА

- Алтухов Е.Н., Глазунов О.Н. Структурное положение гипербазитов юга Сибири и особенности их геохимии // Геология и геофизика, 1976. № 10. С. 3—16.
- Аументо Ф., Ланкаревик Б.Д., Росс Д.И. Геология Срединно-Атлантического хребта (профиль Гудзон, 45° с.ш.) // Петрография изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 168—197.
- Ахметьев М.А., Копорулин В.И., Мазарович А.О., Рихтер А.В., Фрих-Хар Д.И. Геология острова Сан-Висенти (архипелаг Зеленого Мыса) // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284, № 2. С. 419—422.
- Балашов Ю.А. Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли. М.: Наука, 1985. 221 с.
- Безруков П.Л., Кашинцев Г.Л. Ультраосновные породы Западно-Австралийской котловины (Индийский океан) // Докл. АН СССР. 1974. Т. 218, № 2. С. 456—459.
- Белевцев Р.Я., Говоров И.Н., Качанов Н.Н. и др. Основные и ультраосновные породы Аравийско-Индийского срединно-океанического хребта. Киев: ИГиН АН УССР, 1979. 66 с.
- Белевцев Р.Я., Щербаков И.Б., Слипченко В.В. Ультраосновные и основные породы // Геология и металлогения северной и экваториальной частей Индийского океана. Киев: Нух. думка. 1984. С. 63—70.
- Богатиков О.А., Суханов М.К., Цветков А.А. Анортозиты в океане // Магматические и метасоматические породы дна океана и их генезис. М.: Наука, 1983. С. 181—189.
- Бонатти Э., Гоннорец Х., Феррара Г. Перидотит-габбро-базальтовый комплекс экваториальной части Срединно-Атлантического хребта // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 9—29.
- Буякяйте М.И., Виноградов В.И. Изотопный состав стронция в породах океанического дна и в гипербазитах (в связи с проблемой эволюции мантии) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 3. С. 63—74.
- Ваньян Л.Л. Глубинная электропроводимость // Методика комплексного изучения тектоносферы. М.: Радио и связь, 1984. С. 51—59.
- Васильев Ю.Р. Проблемы ультраосновных расплавов // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978. С. 19—26.
- Вержицкий Е.В., Городницкий А.М., Емельянов Е.М. и др. Новые данные о геологическом строении и тектоническом развитии подводного хребта Горриндж (Северная Атлантика) // Геотектоника. 1989. № 1. С. 12—22.
- Волохов И.М. Обломки основных и ультраосновных пород в базальтах и кимберлитах — родственные включения или ксенолиты пород верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1972. 70 с.
- Галимов Э.М., Банникова Л.А., Барсуков В.Л. О веществе, сформировавшем верхнюю оболочку Земли // Геохимия. 1982. № 4. С. 473—488.
- Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я., Краснов А.А., Грёнвольд К., Якобсон С.П. Минералы габброндных включений в базальтовых лавах Исландии // Докл. АН СССР. 1988. Т. 300, № 1. С. 190—194.
- Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. 253 с.
- Герасимов М.В., Мухин Л.И., Диков Ю.П., Рехарский В.И. Механизмы ранней дифференциации Земли // Вестник АН СССР. 1985. № 9. С. 10—25.
- Гириис А.В., Рябчиков И.Д., Богатиков О.А. Генезис коматитов и коматитовых базальтов. // М.: Наука, 1987. 120 с.
- Голубева Э.Д. Эволюция толент-базальтового магматизма восточной части Тихого океана // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302, № 6. 1472—1476.

- Голубева Э.Д., Говоров И.Н. Эволюция толентового магматизма Восточно-Тихоокеанского поднятия // III съезд сов. океанологов: (Тез. докл.): Геология, геофизика и геохимия океана. Л.: Гидрометеониздат. 1987. С. 61—62.
- Горбачев Н.С., Некрасов И.Я. Особенности генезиса основных и ультраосновных рудносиликатных магм (по геологическим и экспериментальным данным) // Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1978. № 8. С. 5—24.
- Городницкий А.М. Строение океанической литосферы по геолого-геофизическим данным // Изв. вузов. 1979. № 7. С. 11—28.
- Городницкий А.М. Строение океанической литосферы и формирование подводных гор. М.: Наука, 1985. 166 с.
- Городницкий А.М., Линькова Т.И., Кашинцев Г.Л. О магнитной природе глубинных слоев океанической коры в разломе Элтанин // Докл. АН СССР. 1979. Т. 246, № 1. С. 32—36.
- Дмитриев Л.В. Серпентинизация океанических гипербазитов // Очерки современной геохимии и аналитической химии. М.: Наука, 1972. С. 219—224.
- Дмитриев Л.В. Магматизм дна океана и вопросы формирования его литосферы // Геология и геофизика. 1986. № 7. С. 81—84.
- Дмитриев Л.В., Шараськин А.Я. Петрография и петрохимия коренных пород Аравийско-Индийского хребта // Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М.: Наука, 1972. Т. 2. С. 156—191.
- Дмитриев Л.В., Соболев А.В., Сушевская Н.М. и др. Эволюция толентового магматизма рифтовых зон Мирового океана // 27-я МГК. Геология Мирового океана. М.: Наука, 1984. Т. 6, ч. 1, С. 147—154.
- Дмитриев Л.В., Уханов А.В., Шараськин А.Я. Петрохимические типы перидотитов мантии // Геохимия. 1976. № 8. С. 1160—1166.
- Дмитриев Л.В., Шараськин А.Я., Харин Г.С., Куренцова Н.А. Петрографическая характеристика коренных пород рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта // Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М.: Наука, 1974. Т. 3. С. 85—110.
- Затонский Л.К., Турко Н.Н. Геоморфология дна // Геология и геофизика дна восточной части Индийского океана. М.: Наука, 1981. С. 30—53.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Лисицын А.П. и др. Тектоника рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта между 26 и 24° с.ш.: Свидетельства вертикальных перемещений // Геотектоника. 1989. № 4. С. 99—112.
- Ильин А.В. К проблеме происхождения и развития трансформных разломов // II Всесоюз. съезд. океанологов: Геология, геофизика и геохимия океана: (Тез. докл.). Севастополь, 1982. Вып. 7, ч. 1. С. 48—50.
- Кадик А.А., Луканин О.В. Дегазация внешних оболочек планет в условиях существования "магматического океана" // Геохимия. 1986. № 2. С. 147—156.
- Кадик А.А., Френкель М.Я. Деконпрессия пород коры и верхней мантии как механизма образования магмы. М.: Наука, 1982. 119 с.
- Казьмин В.Г., Левченко О.В., Мерклин Л.Р. и др. Некоторые особенности структуры океанической коры на примере Бразильской котловины // Геотектоника. 1986. № 2. С. 46—55.
- Канн Дж.Р. Петрология пород основания хребта Палмер в северо-восточной части Атлантического океана // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 154—167.
- Кашинцев Г.Л. Новые данные об изверженных и метаморфических породах северо-восточной части Индийского океана // Океанология. 1973. Т. 13, вып. 5. С. 848—851.
- Кашинцев Г.Л. Интрузивные породы // Океанология. Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979. С. 38—60.
- Кашинцев Г.Л., Жданов В.В. Амфиболитовые сланцы зоны разлома Элтанин (Тихий океан) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 8. С. 28—37.
- Кашинцев Г.Л., Зайков В.В. Пикриты ультраосновного состава мугоджар (Южный Урал) // Геохимия магматических пород современных и древних активных зон. Новосибирск: Наука, 1987. С. 121—128.
- Кашинцев Г.Л., Рудник Г.Б. Магматические породы восточной части Индийского океана: По материалам 58-го рейса нис "Витязь" // Океанология. 1977. Т. 17, вып. 4. С. 653—657.

- Кашинцев Г.Л., Рудник Г.Б. Магматические породы, связанные с разломами земной коры // Глубинные разломы океанского дна. М.: Наука, 1984. С. 174—196.
- Кашинцев Г.Л., Фрих-Хар Д.И. Строение океанской коры в зоне разломов Элтанин (Тихий океан) по петрографическим данным // Океанология. 1978. Т. 18, вып. 1. С. 64—69.
- Кашинцев Г.Л., Кузьмин М.И., Пополитов Э.И. Состав и строение океанической коры в районе впадины Хесса (Тихий океан) // Геотектоника. 1982. № 6. С. 112—123.
- Кашинцев Г.Л., Рудник Г.Б., Сафонов В.Н. Эдафогенные и тектонические брекчии Восточно-Индийского желоба // Океанология. 1979. Т. 19, вып. 1. С. 102—108.
- Кашинцев Г.Л., Рудник Г.Б., Соболев С.Ф. Магматические и метаморфические породы // Геология и геофизика дна Восточной части Индийского океана. М.: Наука, 1981. С. 166—193.
- Кашинцев Г.Л., Свальнов В.Н., Новикова З.Т. Состав ядер конкреций в северной части Атлантического океана // Океанология. 1988. Т. 32, вып. 4. С. 618—624.
- Кашинцев Г.Л., Фрих-Хар Д.И., Абрамова Е.С. Петрография и минералогия магматических пород впадины Хесса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 5. С. 19—23.
- Кепежинская В.В., Добрецов Н.Л. Три типа ультраосновных магм как источник информации о составе древней мантии Земли // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, 1983. С. 107—113.
- Кинг Э. Космическая геология. М.: Мир, 1979. 378 с.
- Коган Л.И., Зоненшайн Л.П., Сорохтин О.Г. Строение глубинных разломов Атлантики и Тихого океана (по данным ГСП—МОВ) // Геотектоника. 1985. № 2. С. 104—119.
- Когарко Л.Н., Карпенко С.Ф., Фрих-Хар Д.И. О первой находке турьянитов на океанических островах // Докл. АН СССР. 1989. Т. 304, № 4. С. 937—939.
- Когарко Л.Н., Турков В.А., Рябчиков И.Д. и др. Состав первичной мантии Земли (по данным исследования нодулей) // Докл. АН СССР. 1986. Т. 290, № 1. С. 199—203.
- Кузьмин П.Н. О зависимости структуры коры востока Тихого океана от ее возраста // Океанология. 1984. Т. 24, вып. 2. С. 295—301.
- Кутюлин В.А. Глубинные включения в базальтах островных дуг и океанов: Острова Атлантического и Индийского океанов // Тр. Ин-та геологии и геофизики. Сиб. отд. АН СССР. 1975. Вып. 271. С. 196—204.
- Кутюлин В.А., Агафонов Л.В. О составе верхней мантии в связи с относительной устойчивостью ультраосновных нодулей // Геология и геофизика. 1978. № 5. С. 3—13.
- Лазько Е.Е. Петрохимические типы и провинции гипербазитов Мирового океана // Тр. геол. ин-та АН СССР. 1987. № 414. С. 27—38.
- Лазько Е.Е., Кашинцев Г.Л., Муравецкая Г.Н. Перидотиты разлома Хизена: Юго-восточная часть Тихого океана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 3. С. 42—53.
- Лазько Е.Е., Шарков Е.В. Ультраосновные породы океанических сегментов земной коры // Магматические горные породы. Ультраосновные породы. М.: Наука, 1988. С. 263—306.
- Лазько Е.Е. Серпентиниты и габброиды разлома Кларин (Центральная часть Тихого океана) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 12. С. 28—42.
- Ланда Э.А., Марковский Б.А. Геохимические особенности ультрамафических вулканитов и проблемы состава верхней мантии Земли // Сов. геология. 1983. № 2. С. 85—94.
- Левин Л.Э., Ханн В.Е. Типы земной коры и литосферы континентов и океанов: Ст. 1. Исходные параметры, ложе океанов // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1987. № 3. С. 3—18.
- Лисицын А.П., Кузьмин М.И., Богданов Ю.А. и др. Геологическое строение зон трансформных разломов Аравийско-Индийского хребта // Докл. АН СССР. 1982. Т. 263, № 6. С. 1468—1472.
- Литвин В.М., Марова Н.А., Руденко М.В. Геоморфология рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта // Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М.: Наука, 1974. Т. 3. С. 28—40.
- Луканин О.А., Кадик А.А. Плавление ультраосновного вещества мантии в присутствии графита и флюидной фазы при различных окислительно-восстановительных условиях // Вулканология и сейсмология. 1987. № 2. С. 3—13.
- Луканин О.А., Кадик А.А., Шилобреева С.М. Вклад продуктов дифференциации и дегазации магмоокеанических рафтов в формирование вещества коры // III съезд сов. океанологов (Тез. докл.): Геология, геофизика и геохимия океана. Л.: Гидрометеониздат, 1987. С. 150—151.

- Лутц Б.Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии М.: Наука, 1975. 167 с.
- Лучицкий И.В. Кислые магматические породы срединно-океанических поднятий // 27-й МКГ. Т. 9. Петрология. М.: Наука, 1984. С. 149—152.
- Маракушев А.А. Петрохимическая систематика изверженных и метаморфических горных пород // Изв. вузов. Геология и разведка. 1973. № 8. С. 3—16.
- Маракушев А.А. Космическая и глобальная петрология // Вестник АН СССР. 1983. № 10. С. 62—72.
- Маракушев А.А. Петрология. М.: МГУ, 1988. 309 с.
- Медведев А.Я., Альмухамедов А.И., Парадина Л.Ф. Растворимость титана в базальтовом расплаве (по экспериментальным данным) // Докл. АН СССР. 1987. Т. 293, № 5. С. 1218—1220.
- Миясиро А., Сидо Ф., Юнг М. Метаморфизм в пределах Срединно-Атлантического хребта близ 24 и 30° с.ш. // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 140—153.
- Меланхолина Е.Н., Разницын Ю.Н., Савельева Г.Н. и др. Новые данные о породах океанической коры в Центральной котловине Тихого океана. // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270, № 1, С. 200—203.
- Молчанова Т.В. Магматические породы в связи с тектонической историей архипелага Кергелен (Индийский океан) // Геотектоника. 1972. № 2. С. 37—45.
- Муравьева Н.С., Поляков А.И. Эволюция базальтовых магм и происхождение кислых пород в регионах с океанической корой // Океанический магматизм. Эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1986. 269 с.
- Мурс Э.М., Вайн Ф.Дж. Массив Троодос на Кипре // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Наука, 1973. С. 50—74.
- Непрочнов Ю.П., Буравцев А.А. Основные результаты и проблемы изучения океанской литосферы // Океанология. 1988. Т. 28, вып. 3. С. 420—429.
- Непрочнов Ю.П., Кащинцев Г.Л. О составе основных слоев океанской земной коры Восточно-Тихоокеанского поднятия // Докл. АН СССР. 1978. Т. 239, № 5. С. 1222—1225.
- Непрочнов Ю.П., Городницкая А.М. Комплексная геолого-геофизическая характеристика и генезис основных глубинных разломов Мирового океана // Глубинные разломы океанского дна. М.: Наука, 1984. С. 197—211.
- Непрочнов Ю.П., Непрочнова А.Ф., Семенов Г.А., Шишкина Н.А. Строение земной коры и верхов мантии по данным глубинного сейсмического зондирования // Океанология. Геофизика океана. Т. 1. Геофизика океана. М.: Наука, 1979. С. 243—291.
- Непрочнов Ю.П., Седов В.В., Покрышкин А.А. и др. Новые данные о строении земной коры и сейсмичности котловин Атлантического и Индийского океанов // Докл. АН СССР. 1986. Т. 290, № 6. С. 1448—1453.
- Нестеренко Г.В. Ферробазальты дна океана // Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М.: Наука, 1983. С. 127—134.
- Островский И.А. Изобарные потенциалы веществ при сверхвысоких параметрах и минералообразование в коре и мантии Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 10. С. 3—16.
- Перфильев А.С., Пушаровский Ю.М., Ельников Е.Н. и др. Тектоническое строение поднятия Сьерра-Леоне в экваториальной Атлантике // Геотектоника. 1987. № 6. С. 78—93.
- Плошко В.В., Богданов Ю.А. Габбро-перидотитовая формация глубоководной впадины Романш (экваториальная Атлантика) // 24-й МКГ. Петрология. М.: Наука, 1972. С. 34—38.
- Плошко В.В., Богданов Ю.А., Емельянов Е.М., Князева Д.Н. Габброиды глубоководной впадины Романш (Атлантический океан) // Океанология. 1971. Т. 11, вып. 1. С. 432—443.
- Пушаровский Ю.М. Крупные неоднородности в строении земной коры и их возможные интерпретации // Геотектоника. 1982. № 5. С. 3—16.
- Пушаровский Ю.М., Ельников И.Н., Перфильев А.С. Новые данные о глубинном строении Срединно-Атлантического хребта на 20° ю.ш. // Там же. 1985. № 5. С. 5—13.
- Пушаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н., Савельева Г.Н., Разницын Ю.Н. Тектоника и

- магматические породы центральной области Тихого океана // Там же. 1984. № 2. С. 3—22.
- Пущаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницын Ю.Н. и др. Разлом Зеленого Мыса: Вещественный состав пород и структуры (центральная Атлантика) // Там же. 1988. № 6. С. 18—31.
- Разницын Ю.Н. Разлом Долдрам в приэкваториальной Атлантике // Природа. 1988. № 9. С. 114.
- Разницын Ю.Н., Ляпунов С.М., Сколотнев С.Г. Формационная принадлежность пород хребта Муссау (юго-запад Тихого океана) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 304, № 3. С. 679—682.
- Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
- Розанова Т.В. Новые данные о петрографии метаморфических пород рифтовой зоны Аравийско-Индийского хребта // Океанология. 1972. Т. 12, вып. 6. С. 1028—1063.
- Рудник Г.Б., Кашинцев Г.Л., Скорнякова Н.С., Матвеевков В.В. Магматические породы в разрезе земной коры Марианского желоба // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 2. С. 39—47.
- Рудник Г.Б., Меланхолина Е.Н., Кудрявцев Д.И. и др. Вещественный состав океанической коры в разломах Императорский и Меррей (Тихий океан) // Геотектоника. 1982. № 3. С. 3—14.
- Рудник Г.Б., Меланхолина Е.Н. Вещественный состав океанической коры на северо-западе Тихого океана. // Строение дна северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1984. С. 127—156.
- Рябчиков И.Д. Генерация первичных магм в примитивной и измененной мантии // 27-й МК: Петрология. Т. 9. М.: Наука, 1984. С. 184—191.
- Рябчиков И.Д., Богатиков О.А. Физико-химические условия генерации и дифференциации карельских коматинтов // Геохимия. 1984. № 5. С. 625—638.
- Рябчиков И.Д., Богатиков О.А., Пилюжн Г.О., Бабанский А.Д. Первичные магмы серий океанических толентов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 8. С. 5—20.
- Рябчиков И.Д., Орлова Г.П., Коваленко В.И. и др. Экспериментальное изучение взаимодействия флюида со слонистым шпинелевым лерцолитом при высоких температурах и давлениях // Там же. 1983. № 2. С. 38—46.
- Савельева Г.Н. Сопоставление ультраосновных пород в некоторых тектонических структурах дна океана // Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М.: Наука, 1980. С. 16—18.
- Савельева Г.Н. Эволюция минеральных парагенезисов в ультраосновных породах океанического дна // Геохимия. 1984. № 5. С. 691—704.
- Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 245 с.
- Савельева Г.Н., Добрецов Н.Л., Лаврентьев Ю.Т., Лутц В.Г., Дитрих Ф., Колман Р. Петрология гипербазитов, габбро и метаморфических пород // Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. С. 180—236.
- Сайз У.Б. Полигенные трондьемиты // 27-й МК: Петрология. Т. 9. М.: Наука, 1984. С. 192—201.
- Сахно В.Г., Говоров И.Н., Голубева Э.Д., Куренцова М.А. Включения шпинелевых перидотитов в лавах Тихого и Индийского океанов и их петрогенетическое значение // Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М.: Наука, 1972. Ч. 1. С. 17—22.
- Сидоренко Г.А., Плошко В.В., Богданов Ю.А., Абрамова Л.С. Пироксены, плагиоклаз и амфибол из габброидов глубоководной впадины Романш (Атлантика) // Докл. АН СССР. 1973. Т. 209. № 6. С. 1405—1408.
- Силантьев С.А. Амфиболиты океанических областей // Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М.: Наука, 1983. С. 106—119.
- Слипченко В.В. Магматические и метаморфические комплексы. Петрохимия // Геология и металлогения северной и экваториальной частей Индийского океана. Киев: Наук. думка. 1984. С. 78—87.
- Соболев С.В. Условие выноса глубинных ксенолитов // Докл. АН СССР. 1987. Т. 297, № 3. С. 571—575.
- Соболев С.Ф. Первичные базальт-перидотитовые магмы и оценка состава подкоркового

- вещества Уральской геосинклинали // Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М.: Наука, 1972. Ч. 1. С. 26—31.
- Соболев Н.В., Добрецов Н.Л.* Глубинные включения в базальтах островных дуг и океанов: Тихий океан. // Тр. Ин-та геологии и геофизики. Сиб. отд. АН СССР. 1975. Вып. 271. С. 190—195.
- Соболев А.В., Цамерян О.П., Дмитриев Л.В., Кононкова Н.Н.* Водосодержащие коматиты как новый тип коматитовых расплавов и происхождение ультраосновных лав массива Троодос. о.в Кипр // Докл. АН СССР, 1986. Т. 286. № 2. С. 422—425.
- Соболев А.В., Данюшевский Л.В., Дмитриев Л.В., Сушевская Н.Н.* Высокоглиноземистый магнезиальный толеит — один из первичных расплавов базальтов срединно-океанических хребтов // Геохимия. 1988. № 10. С. 1522—1528.
- Соболев В.С., Добрецов Н.Л., Соболев Н.В.* Мантийное происхождение глубинных включений. Типы верхней мантии // Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975. С. 205—235.
- Сорохтин О.Г.* Стрoение и состав Земли // Океанология. Геофизика. океана. Т. 2. Геодинамика. М.: Наука, 1979. С. 39—61.
- Сорохтин О.Г., Богданов Ю.А., Зоненшайн Л.П.* и др. Магматические породы хребта Муссау (Каролинское море, Тихий океан) // Докл. АН СССР. 1985. Т. 285, № 1. С. 191—195.
- Строение зоны разлома Зеленого Мыса. Центральная Атлантика. М.: Наука, 1989. 193 с.
- Сун С.С.* Модели эволюции мантии в свете геохимических данных // 27-я МГК, Петрология. Т. 9. М.: Наука, 1984. С. 208—220.
- Трансформные разломы Индийского океана: По материалам 25-го рейса нис "Дмитрий Менделеев". М.: Наука, 1986. 245 с.
- Удинцев Г.Б., Береснев А.Ф., Вержбицкий Е.В.* и др. Геолого-геофизические исследования в VI рейсе нис "Академик Курчатов" в Северной Атлантике // Строение земной коры и верхней мантии морей и океанов. М.: Наука, 1973. С. 3—27.
- Уилли Дж.* Петрогенез и физика Земли // Эволюция изверженных пород. М.: Мир, 1983. С. 468—503.
- Уэджер Д., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 551 с.
- Фролова Т.И., Митрейкина О.Б.* Дифференцированные базитовые включения в базальтах океанических островов и их генезис // Магматические и метаморфические породы дна океанов и их генезис: (Тез. докл.). М.: ИГЕМ. 1980. С. 50—51.
- Фор Г., Пауэлл Дж.* Изотопы стронция в геологии. М.: Мир, 1974. 214 с.
- Харин Г.С.* Региональные вариации в составе базальтов ложа Атлантического океана // Вулканология и сейсмология. 1979. № 5. С. 3—17.
- Цветков А.А.* Породообразующие минералы габброндов разлома Мария Целеста (Индийский океан) // Докл. АН СССР. 1980. Т. 252, № 2. С. 447—450.
- Цветков А.А.* Базиты разлома Мария Целеста // Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М.: Наука, 1983. С. 189—213.
- Цветков А.А., Карпукhin В.Е., Савельева Г.Н., Суханов М.К.* Магматические породы из разлома Мария Целеста (Индийский океан) // Докл. АН СССР. 1980. Т. 251. 5. С. 1228—1232.
- Чернышева В.И., Безруков П.Л.* Серпентиниты с гребня Аравийско-Индийского подводного хребта // Там же. 1966. Т. 166, № 4. С. 961—964.
- Чернышева В.И.* Гипербазиты и габбро из рифтовых зон Аравийско-Индийского хребта // Океанология. 1969. Т. 9, вып. 4. С. 637—648.
- Чернышева В.И.* Зеленокаменно-измененные породы рифтовой зоны срединных хребтов Индийского океана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 9. С. 17—32.
- Чернышева В.И., Дмитриев Л.В., Удинцев Г.Б.* Геолого-петрографическое описание коренных пород // Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М.: Наука, 1972. Т. 1. С. 83—114.
- Шарков Е.В.* Петрология расслоенных интрузий. М.: Наука, 1980. 183 с.
- Шарков Е.В.* Происхождение главных типов магматических серий океанических островов и континентальных рифтовых областей с позиций кристаллизационной дифференциации // Геохимия. 1984. № 7. С. 1002—1013.
- Шнюков Е.Ф., Белевцев Р.Д., Говоров И.Н.* и др. Кристаллические породы Аравийско-Индийского срединно-океанического хребта и условия их образования // Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М.: Наука, 1983. С. 174—181.

- Шнюков Е.Ф., Коснырев В.К., Старостенко В.И. и др. Экспедиционные исследования в тропической зоне Атлантического океана в 28-м рейсе нис "Академик Вернадский" // Океанология. 1985. Т. 25, вып. 5. С. 874—875.
- Щека С.А., Куренцова Н.А., Моисеенко В.Г., Махарова Ж.А. Петрографо-геохимические особенности гипербазитов Индийского океана в связи с проблемой мантии // Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1969. Т. 1. С. 200—207.
- Щербakov С.А., Савельева Г.Н. Структуры ультрабазитов Марианского желоба и разлома Оуэн // Геотектоника. 1984. № 2. С. 86—96.
- Эдгар Д.А., Арима М. Экспериментальное изучение калиевого метасоматоза с использованием модели преролитовой мантии и его значение для выявления генезиса высококальциевых магм // 27-й МКГ. Петрология. Т. 9. М.: Наука, 1984. С. 246—258.
- Ярошевский А.А. Динамика внутрикамерной дифференциации базальтовых магм. М.: Наука, 1988. 216 с.
- Ярошевский А.А., Цехоня Т.И. Петрохимические типы магматических пород дна океана, закономерности их ассоциаций и распределения по структурно-морфологическим зонам // Океанический магматизм. Эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1986. С. 95—103.
- Anderson R.N., Nishimori R.K. Gabbro, serpentinite and mafic breccia from the East Pacific // J. Phys. Earth. 1979. Vol. 27, N 6. P. 467—480.
- Arai S., Fujii T. Petrology of ultramafic rocks from site 395 // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1979. Vol. 45. P. 587—594.
- Arndt N.T., Naldrett A.J., Pyke D.R. Komatiite and iron-rich tholeiitic lavas of Munro Township, Northeast Ontario // J. Petrol. 1977. Vol. 18, N 2. P. 319—369.
- Aumento F. Diorites from the Mid-Atlantic ridge at 45°N // Science. 1969. Vol. 165, N 3898. P. 1112—1113.
- Aumento F., Lcubat H. The Mid-Atlantic ridge near 45°N, 14. Serpentinized ultramafic intrusions // Canad. J. Earth Sci. 1971. Vol. 8, N 6. P. 631—663.
- Baker P.E. Peralkaline acid volcanic rocks of oceanic islands // Bull. Volcanol. 1974. Vol. 38, N 3. P. 737—754.
- Basaltic volcanism on the terrestrial planets. N.Y.: Pergamon press, 1981. 1286 p.
- Basu A.R., Murthy V.R. Ancient lithospheric lherzolite xenolith in alkali basalt from Baja California // Earth and Planet. Sci. Lett. 1977. Vol. 35, N 2. P. 239—246.
- Batiza R. Origin and petrology of young oceanic central volcanoes: are most tholeiitic rather than alkalic? // Geology. 1980. Vol. 8, N 10. P. 477—482.
- Baxter A.N. Petrology of the older series lavas from Mauritius, Indian ocean // Bull. Geol. Amer. 1975. Vol. 56, N 10. P. 1449—1458.
- Baxter A.N. Ultramafic and mafic nodule suites in shieldforming lavas from Mauritius // J. Geol. Soc. 1978. Vol. 35, N 5. P. 565—581.
- Beets D.J., Klaver G.Th., Benk F. et al. Picrites as parental magma of MORB-type tholeiites // Nature. 1982. Vol. 296, N 5855. P. 341—343.
- Bickle M.J., Hawkesworth C.J., Martin A. et al. Mantle composition from the chemistry of ultramafic lavas // Ibid. 1976. Vol. 263, N 5578. P. 577—580.
- Blanchard D.P., Rhodes J.M., Dubgan M.A. et al. The chemistry and petrology of basalts from Leg 37 of the DSDP // J. Geophys. Res. 1976. Vol. 81, N 23. P. 4231—4246.
- Bonatti E. Ultramafic rocks from the Mid-Atlantic ridge // Nature. 1968. Vol. 219, N 5152. P. 363—364.
- Bonatti E. Vertical tectonism in oceanic fracture zones // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. Vol. 37, N 3. P. 369—379.
- Bonatti E., Hamlin P.R. Mantle uplifted block in the Western Indian ocean Science. 1978. Vol. 201, N 4352. P. 249—251.
- Bonatti E., Honnorez J. Section of the Earth's crust in the equatorial Atlantic // J. Geophys. Res. 1976. Vol. 81, N 23. P. 4104—4116.
- Bonatti E., Honnorez Y., Ferrara G. Equatorial Mid-Atlantic ridge: petrologic and Sr-isotopic evidence for an alpine-type rock assemblage // Earth and Planet. Sci. Lett. 1970. Vol. 9, N 5. P. 247—256.
- Bonatti E., Honnorez Y., Kirst P., Radicati F. Metagabbros from the Mid-atlantic ridge at 06°N: metamorphism beneath the axial valley // J. Geol. 1975. Vol. 83, N 1. P. 61—78.
- Bonatti E., Lawrence Y.R., Morandi N. Serpentinization of oceanic peridotites: temperature

- dependence of mineralogy and boron content // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1984. Vol. 70, N 1. P. 88–94.
- Bonatti E., Ottonello G., Hamlyn P.R.* Peridotites from the Island of Zabargad (St. John), Red sea: petrology and geochemistry // *J. Geophys. Res. B.* 1986. Vol. 91, N 1. P. 599–631.
- Borley G.D., Suddaby P., Scott P.* Some xenoliths from the alkaline rocks of Teneriffe, Canary Islands // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1971. Vol. 31, N 2. P. 102–114.
- Bowin C.O., Natwalk A.J., Hersey J.B.* Serpentinized peridotite from the north wall of the Puerto Rico Trench // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1966. Vol. 77, N 3. P. 257–270.
- Bryan W.B.* Regional variation and petrogenesis of basalt glasses from the FAMOUS area, Mid-Atlantic ridge // *J. Petrol.* 1979. Vol. 20, N 2. P. 293–325.
- Bryan W.B., Thompson G., Frey F.A., Dickey J.S., Roy S.* Petrology and geochemistry of basement rocks recovered on Leg 37, DSDP // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1977. Vol. 37. P. 695–703.
- Cannat M., Juteau T., Berger E.* Strongly deformed and fertile harzburgite from the MAR rift valley at 23°N (Leg ODP 109): a petrological and structural study // *Ophiolites and oceanic lithosphere: Abstr. Symp. "Troodos'87". Nicosia (Cyprus), 1987. P. 123.*
- Carmichael I.S.E., Turner F.J., Verhooijen J.* Igneous petrology. N.Y.: McGraw-Hill, 1974. 739 p.
- Carter J.L.* Mineralogy and chemistry of the Earth's upper mantle based on the partial fusion-partial crystallization model // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1970. Vol. 81, N 7. P. 2021–2034.
- Celestino S.L., Munha J.M., Barriga F.* Contribuicao para o conhecimento das rochas granulares da ilha de Madeira // *Bol. Soc. geol. Port.* 1975. Vol. 19, N 3. P. 203–237.
- Church W.R., Riccio L.* Fractionation trends in the Bay of Islands ophiolite of Newfoundland: polycyclic cumulate sequences in ophiolites and their classification // *Canad. J. Earth Sci.* 1977. Vol. 14, N 5. 1156–1165.
- Clague D.A.* Petrology of basaltic and gabbroic rocks dredged from the Danger Island troughs, Manihiki plateau // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1976. Vol. 33. P. 891–911.
- Clague D.A.* Hawaiian xenolith populations, magma supply rates, and development of magma chambers // *Bul. Volcanol.* 1987. Vol. 49, N 4. P. 577–587.
- Clague D.A., Moore J.G., Normark W.R.* Loihi seamount: the youngest Hawaiian volcano // Generation of major basalt types: IAVCEI-IAGC: Abstr. Sci. Assembly. Reykjavic (Iceland), 1982. P. 14–42.
- Clark D.B., Loubat H.* Mineral analyses from the peridotite-gabbro-basalt complex at site 334, DSDP, Leg 37 // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1977. Vol. 37. P. 847–855.
- Cormier M.H., Detrick R.S., Purdy G.M.* Anomalously thin crust in oceanic fracture zones: new seismic constraints from the Kane fracture zone // *J. Geophys. Res. B.* 1984. Vol. 89, N 12. P. 10249–10266.
- Dick H.J.B., Bryan W.B.* Contrasting abyssal basalt liquidus trends and regional variations in the compositions of abyssal peridotites // *Trans. Amer. Geophys. Union.* 1983. Vol. 64, N 18. P. 310.
- Dick H.J.B., Bullen T.* Chromian spinel as petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1984. Vol. 84, N 1. P. 54–76.
- Dick H.J.B., Fisher R.L.* Mineralogic studies of the residues of mantle melting: abyssal and alpine-type peridotites // *Kimberlites II The mantle and crust-mantle relationships / Ed. J. Komprobt. Amsterdam; N.Y.; Tokyo, 11B Developments in petrology, 1984. P. 295–308.*
- Dick H.J.B., Fisher R.L., Bryan V.B.* Mineralogic variability of the uppermost mantle along mid-oceanic ridges // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1984. Vol. 69, N 1. P. 88–106.
- Dixon E., Clague D.A., Eisen J.-P.* Gabbroic xenoliths and host ferrobasalt from the Southern Juan de Fuca Ridge // *J. Geophys. Res. B.* 1986. Vol. 91, N 3. P. 3795–3820.
- Dmitriev L.* Petrochemistry of basalts and plutonic rocks, Leg 37, DSDP // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1977. Vol. 37. P. 681–693.
- Dosso L., Murthy V.R.* A Nd isotopic study of the Kerguelen Islands: inferences on enriched oceanic mantle sources // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1980. Vol. 48, N 2. P. 268–276.
- Dosso L., Vidal P., Cantagree J.M. et al.* Kerguelen: continental fragment or oceanic island? Petrology and isotopic geochemistry evidence // *Ibid.* 1979. Vol. 43, N 1. P. 46–60.

- Dostal J., Muecke G.K.* Trace element geochemistry of the peridotite-gabbro-basalt suit from DSDP, Leg 37 // *Ibid.* 1978. Vol. 40, N 3. P. 415-422.
- Duncan R.A., Green D.H.* Pole of multistage melting in the formation of oceanic crust // *Geology*. 1980. Vol. 8, N 1. P. 22-26.
- Echeverria L.M.* Tertiary or Mesozoic komatiites from Gorgona Island Colombia: Field relations and geochemistry // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1980. Vol. 73, N 3. P. 253-266.
- Elthon D.* High magnesia liquids as the parental magma for ocean floor basalts // *Nature*. 1979. Vol. 278, N 5704. P. 514-518.
- Elthon D., Svarfe C.T.* High-pressure phase equilibria of a high-magnesia basalt and the genesis of primary oceanic basalts // *Amer. Miner.* 1984. Vol. 69, N 1/2. P. 1-15.
- Engel A.E.J., Engel C.G., Havens R.G.* Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1965. Vol. 76, N 7. P. 719-734.
- Engel C.G., Fisher R.L.* Lherzolite, anorthosite, gabbro and basalt dredged from the Mid-Indian ocean ridge // *Science*. 1969. Vol. 166, N 3909. P. 1136-1141.
- Engel C.G., Fisher R.L.* Granitic to ultramafic rock complex of the Indian ocean ridge system, Western Indian ocean // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1975. Vol. 86, N 11. P. 1553-1578.
- Ernst T.* Do peridotitic inclusions in basalts represent mantle material // *The upper mantle Symp.*, New Delhi. Copenhagen: Intern. Union Geol. Sci., 1965. P. 180-185.
- Feigenson M.D.* Constraints on the origin of Hawaiian lavas // *J. Geophys. Res. B*. 1986. Vol 91, N 9. P. 9383-9393.
- Fisk M.R., Ford C.E.* Pressure and temperatures of equilibration of phenocrysts in Reunion Island lavas: implications for magma chamber depth // *Generation of major basalt types: IAVCEI-IAGG: Abstr. Sci. Assembly. Reykiavik (Iceland), 1982. P. 37.*
- Flower M.F.J.* Rare earth element distribution in lavas and ultramafic xenoliths from the Comores Archipelago, Western Indian ocean // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1971. Vol. 31, N 4. P. 335-346.
- Fodor R.V., Bauer G.R., Klaus K.* Ultramafic inclusions and megacrysts in olivine nephelinite, Aitutaki Island, Cook Islands // *N.Z. J. Geol. and Geophys.* 1982. Vol. 25, N 1. P. 67-76.
- Fodor R.V., Vandermeyden H.Y.* Petrology of gabbroic xenoliths from Mauna Kea volcano, Hawaii // *J. Geophys. Res. B*. 1988. Vol. 93, N 5. P. 4435-4452.
- Fox P.J., Schreiber E., Rowlett H., Mc Camy I.* The geology of the Oceanographer fracture zone: a model for fracture zones // *Ibid.* 1976. Vol. 81, N 23. P. 4117-4128.
- Frey F.A.* The origin of pyroxenites and garnet pyroxenites from Salt Lake crater, Oahu, Hawaii: trace element evidence // *Amer. J. Sci. A*. 1980. Vol. 280, pt 2. P. 427-449.
- Frey F.A., Green D.H.* The mineralogy, geochemistry and origin of lherzolite inclusions in Victorian basanites // *Geochim. et cosmochim. acta*. 1874. VI. 38, N 7. P. 1023-1059.
- Frisch T.* The detailed mineralogy and significance of an olivine-two pyroxene gabbro nodule from Lanzarote, Canary Islands // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1970. Vol. 28, N 1. P. 31-41.
- Frisch T., Schminke H.U.* Petrology of clinopyroxene-amphibole inclusions from the Roque Nublo volcanics, Gran Canaria, Canary Islands // *Bull. Volcanol.* 1970. Vol.33, N 4. P. 1073-1088.
- Fuster J.M., Paez A., Sagredo J.* Significance of basic and ultrabasic rock inclusions in the Basalts of the Canary Islands // *Ibid.* 1970. Vol. 33, N 3. P.665-693.
- Gale G.H.* Paleozoic basaltic komatiite and ocean floor type basalts from Northeastern Newfoundland // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1973. Vol. 18, N 1. P. 22-28.
- Gansser A., Dietrich V.J., Cameron W.E.* Paleogene komatiites from Gorgona Island // *Nature*. 1979. Vol. 278, N 5704. P. 545-546.
- Gasteni P.* Is the Betancuria massif, Fuenteventura, Canary Islands an uplifted piece of oceanic crust? // *Ibid.* 1973. Vol. 246, N 5430. P. 102-104.
- Ghent E.D., Coleman R.G., Hadley D.G.* Ultramafic inclusions and host basalts of the southern coastal plain of the Red Sea, Saudi Arabia // *Amer. J. Sci. A*. 1980. Vol. 280, pt 2. P. 499-527.
- Giret A., Beaux J.-F.* Le pluton du Val-Gabbro (îles Kerguelen), un complexe tholeiitique témoin de l'activité de la paleoridge Est-Indienne // *C. r. Acad. sci. Ser. 2*. 1984. Vol. 299, N 14. P. 965-970.
- Green D.H.* Contrasted melting relations in a pyrolite upper mantle under mid-oceanic ridge,

- stable crust and island arc environments // *Tectonophysics*. 1973. Vol. 17, N 3. P. 285–297.
- Gunn B.M., Roobol M.J.* Geochemistry of the igneous rocks // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1977. Vol. 37. P. 735–756.
- Hamelin B., Dupre B., Allegre C.J.* Pb—Sr—Nd isotopic data of Indian ocean ridges: new evidence of largescale mapping of mantle heterogeneities // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1986. Vol. 76, N 3/4. P. 288–298.
- Hamlyn P.R., Bonatti E.* Petrology of mantle-derived ultramafics from the Owen fracture zone, Northwest Indian ocean: implications for the nature of the oceanic upper mantle // *Ibid.* 1980. Vol. 48, N 1. P. 65–79.
- Harris C.* The petrology of lavas and associated plutonic inclusions of Ascension Island // *J. Petrol.* 1983. Vol. 24, N 4. P. 424–470.
- Harris C., Bell J.D., Atkins F.B.* Isotopic composition of lead and strontium in lavas and coarsegrained blocks from Ascension Island // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 60, N 1. P. 79–85.
- Harris P.G., Reay A., White I.G.* Chemical composition of the upper mantle // *J. Geophys. Res.* 1967. Vol. 72, N 24. P. 6359–6369.
- Hart S.R.* Geochemistry of an ocean lherzolite // *Eos*. 1972. Vol. 53, N 4. P. 536.
- Hebert R., Bideau D., Hekinian R.* Ultramafic and mafic rocks from the Garret transform fault near 13°30'S on the East Pacific rise: igneous petrology // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1983. Vol. 65, N 1. P. 107–125.
- Nedge C.E., Watkins N.D., Hildreth R.A., Doering W.P.*  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios as basalts from islands in the Indian ocean // *Ibid.* 1973. Vol. 21, N 1. P. 29–34.
- Hekinian R.* Gabbro and pyroxenite from a deep-sea core the Indian ocean // *Mar. Geol.* 1970. Vol. 9, N 4. P. 287–294.
- Hekinian R., Aumento F.* Rocks from the Gibbs fracture zone and the Minia seamount near 53°N in the Atlantic ocean // *Ibid.* 1973. Vol. 14, N 1. P. 47–72.
- Hekinian R., Hebert R., Maury R., Berger E.T.* Orthopyroxene-bearing gabbroic xenoliths in basalts from the East Pacific rise axis near 12°50'N // *Bull. Miner.* 1985. Vol. 108, N 5. P. 691–698.
- Helmsstaedt H., Allen J.M.* Metagabbro from DSDP hole 334: an example of high-temperature deformation and recrystallization near the Mid-Atlantic ridge // *Canad. J. Earth Sci.* 1977. Vol. 14, N 4, pt 2. P. 886–898.
- Henry J.B., Fisher R.L., Bryan W.B.* Mineralogic variability of the uppermost mantle along mid-ocean ridge // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1984. Vol. 69, N 1. P. 88–106.
- Hill R.E.* Three gabbros from DSDP, Leg 37, site 334: their petrography and pyroxene mineralogy // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1977. Vol. 37. P. 763–774.
- Hodges F.N., Papike J.J.* DSDP, site 334: Magmatic cumulates from oceanic layer 3 // *J. Geophys. Res.* 1976. Vol. 81, N 23. P. 4135–4151.
- Honda M., Bernatowicz T., Podosck F.A.* et al. Age determinations of Eastern Pacific seamounts (Henderson, 6 and 7) — implications for near-ridge and intraplate volcanism // *Mar. Geol.* 1987. Vol. 74, N 1/2. P. 79–84.
- Honnorez J., Bonatti E.* Nepheline gabbro from the Mid-Atlantic ridge // *Nature*. 1970. Vol. 228, N 5274. P. 850–852.
- Honnorez J., Kirst P.* Petrology of rodingites from the equatorial Mid-Atlantic fracture zones and their geotectonic significance // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1975. Vol. 49, N 3. P. 233–257.
- Ida J., Kumazawa H.* Ascent of magma in a deformable vent // *J. Geophys. Res. B*. 1986. Vol. 91, N 9. P. 9297–9301.
- Ito K.* Analytical approach to estimating the source rock of basaltic magmas: major elements // *J. Geophys. Res.* 1973. Vol. 78, N 2. P. 412–431.
- Jackson E.D., Wright T.L.* Xenoliths on the Honolulu volcanic series, Hawaii // *J. Petrol.* 1970. Vol. 11, N 2. P. 405–430.
- Jagoutz E., Palme H., Baddenhausen H.* et al. The abundances of major, minor and trace elements in the Earth mantle as derived from primitive ultramafic nodules // *Proc. Lunar and Planet. Sci. Conf.* 1979. Vol. 10. P. 2031–2050.
- Jaques A.I., Green D.H.* Anhydrous melting of peridotite at 0–15 kbar pressure and the genesis of tholeiitic basalts // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1980. Vol. 73, N 3. P. 287–310.

- Karson J.A., Elthon D.L., de Long S.E. Ultramafic intrusions in the Lewis Hills massif. Bay of Island ophiolite complex, Newfoundland: implications for igneous processes of oceanic fracture zones // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1983. Vol. 54, N 1. P. 15—29.
- Karson J.A., Thompson G., Humphris S.E. et al. Along-axis variations in seafloor spreading in the MARK area // *Nature*. 1987. Vol. 328, N 6132. P. 681—685.
- Kay R., Hubbard N., Gast P. Chemical characteristics and origin of oceanic ridge volcanic rocks // *J. Geophys. Res.* 1970. Vol. 75, N 8. P. 1585—1613.
- Komatitites / Ed. N.T. Arndt, E.D. Nisbet. Allen and Unwin, 1982. 538 p.
- Kuno H. Differentiation of basaltic magmas // *Basalts*. N.Y.: Wiley, 1968. Vol. 2. P. 623—688.
- Kuno H. Mafic and ultramafic nodules in basaltic rocks of Hawaii // *Geol. Soc. Amer. Mem.* 1969. Vol. 115. P. 189—234.
- Kuno H., Aoki K. Chemistry of ultramafic nodules and their bearing on the origin of basaltic magmas // *Phys. Earth and Planet. Inter.* 1970. Vol. 3. P. 272—301.
- Kushiro I. Effect of water on the composition of magmas formed at high pressure // *J. Petrol.* 1972. Vol.13, N 2. P. 311—334.
- La Gabrielle V., Auzende J.M. Active in situ disaggregation of oceanic crust and mantle on Gorringe Bank: analogy with ophiolitic massives // *Nature*. 1982. Vol. 297, N 5866. P. 490—492.
- Lawver L.A., Dick H.J.B. The America—Antarctica ridge // *J. Geophys. Res.* 1983. Vol. 88, N B10. P. 8193.
- Leeman W.P., Budahn J.R., Gerlach D.C. et al. Origin of Hawaiian tholeiites: trace element constraints // *Amer. J. Sci. A*. 1980. Vol. 280, pt 2. P. 794—819.
- Le Maitre R.W. Kaersutite-bearing plutonic xenoliths from Tristan da Cunha, South Atlantic // *Miner. Mag.* 1969. Vol. 37, N 286. P. 185—197.
- Le Roex A.P., Erlank A.J., Reid A.M. et al. Trace element and isotopic variations in basaltic lavas from the Southwest Indian ridge: implications of mantle heterogeneity // *Generation of major basalt types: IAVCEI—IAGC: Abstr. Sci. Assembly. Peykjavic (Iceland), 1982. P. 14.*
- Louden K.E., White R.S., Poits C.G., Forsyth D.W. Structure and seismotectonics of the Vema fracture zone, Atlantic ocean // *J. Geol. Soc. London*. 1986. Vol. 143, N 5. P. 795—805.
- Ludden J.N. The mineral chemistry and origin of xenoliths from the lavas of Anjouan, Comores Archipelago, Western Indian ocean // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1977. Vol. 64, N 1. P. 91—107.
- Maaloe S., Aoki K. The major element composition of the upper mantle estimated from the composition of lherzolites // *Ibid.* 1977. Vol. 63, N 2. P. 161—173.
- Matthews D.H. The Owen fracture zone and the northern end of the Carlsberg ridge // *Philos. Trans. Roy. Soc. London*. 1966. Vol. 259. P. 172—186.
- McBirney A.R., Aoki K. Petrology of the island of Tahiti // *Geol. Soc. Amer. Mem.* 1968. Vol. 116, P. 523—556.
- McBirney A.R., Williams H. Geology and petrology of the Galapagos Islands // *Ibid.* 1969. Vol. 118. P. 197.
- Melson W.G., Aumento F. et al. Deep Sea Drilling Project, Leg 37 — The volcanic Layer // *Geotimes*. 1974. Vol. 19, N 12. P. 16—18.
- Melson W.G., Hart S.R., Thompson G. St. Paul's rocks, Equatorial Atlantic: Petrogenesis, radiometric ages and implications on sea-floor spreading // *Geol. Soc. Amer. Mem.* 1972. Vol. 132. P. 241—272.
- Melson W.G., Jarosevich E., Bowen V.T., Thompson G. Peter and St. Paul rocks: a high temperature, mantle-derived intrusion // *Science*. 1967. Vol. 155, N 3769. P. 1532—1535.
- Melson W.G., Thompson G. Layered basic complex in oceanic crust, Romanche fracture, equatorial Atlantic ocean // *Ibid.* 1970. Vol. 168, N 3933. P. 817—820.
- Michael P.J., Bonatti E. Peridotite composition from the North Atlantic: regional and tectonic variations and implications for partial melting // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1985a. Vol. 73, N 1. P. 91—104.
- Michael P.J., Bonatti E. Petrology of ultramafic rocks from sites 556, 558 and 560 DSDP, Leg 82 in the North Atlantic // *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1985b. Vol. 82. P. 523—528.
- Miyashiro A., Shido F., Ewing M. Composition and origin of serpentinites from the Mid-Atlantic ridge near 24° and 30° north latitude // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1969. Vol. 23, N 2. P. 117—127.

- Miyashiro A., Shido F., Ewing H. Crystallization and differentiation in abyssal tholeiites and gabbros from Mid-Oceanic ridges // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1970. Vol. 7, N 2. P. 361—369.
- Miyashiro A., Shido F., Kanehiro K. Metasomatic chloritization of gabbros in the Mid-Atlantic ridge near 30°N // *Mar. Geol.* 1979. Vol. 31, N 1/2. P. 47—53.
- Monod T., Varet J. Decouverte d'enclaves de syenites quartziferes et autres roches associees plutoniques dans lile de flores (Acores) // *Bull. Soc. geol. France.* 1976. Vol. 18, N 6. P. 1625—1630.
- Morioka M., Kigoshi K. Lead isotopes and age of Hawaiian lherzolite nodules // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1975. Vol. 25, N 2. P. 116—120.
- Munoz M., Sagredo J., Afonso A. Mafic and ultramafic inclusions in the eruption of Tenequia volcano (La Palma Canary islands) // *Estud. geol.* 1974. Vol. tenequia. P. 65—74.
- Mysen B.O., Kushiro J. Compositional variations of coexisting phases with degree of melting of peridotite in the upper mantle // *Amer. Miner.* 1977. Vol. 62, N 9. P. 843—865.
- Natland J.H. Petrology of volcanic rocks dredged from seamount in the Line Islands // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1976. Vol. 33. P. 749—777.
- Nesbitt R.W., Sun Sh.S., Purvis A.C. Komatiites: geochemistry and genesis // *Canad. Miner.* 1979. Vol. 17, pt 2. P. 165—186.
- Nickolls I.A., Ferguson J., Marks G.P., Mutter J.C. Ultramafic blocks from the ocean floor Southwest of Australia // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1981. Vol. 56. P. 362—374.
- Nicolas A., Boudier F., Bouchez J.-L. Interpretation of peridotite structures from ophiolitic and oceanic environments // *Amer. J. Sci.* 1980. Vol. 280, pt 1. P. 192—210.
- Nongier J. Contributions á l'étude géologique et géomorphologique des îles Kergulen // *Parise. Com. nat. franc. antart.* 1970. P. 2712.
- O'Hara M.J. Are ocean floor basalts primary magma? // *Nature.* 1968. Vol. 220, N 5168. P. 683—686.
- Ortega-Gutiérrez F., Sanchez-Rubio G. Xenolitos plutonico de Isla Socorro, Archipelago Revillagigedo // *Rev. Inst. geol. (Mex.)*. 1985. Vol. 6, N 1. P. 37—47.
- Otter T., Fox P.J., Moody R.H. et al. The geology of the Oceanographer transform: the transform domain // *Mar. Geophys. Res.* 1985. Vol. 7, N 3. P. 329—358.
- Quon S.H., Ehlers E.G. Rocks of northern part of Mid-Atlantic ridge // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1963. Vol. 74, N 1. P. 1—8.
- Perfit M.R. Petrology and geochemistry of mafic rocks from the Cayman Trench: Evidence for spreading // *Geology.* 1977. Vol. 5, N 2. P. 105—110.
- Prinz M., Keil K., Green J.A. et al. Ultramafic and mafic dredge samples from the equatorial Mid-Atlantic ridge and fracture zones // *J. Geophys. Res.* 1976. Vol. 81, N 23. P. 4087—4103.
- Reid J.B., Frey F.A. Rare earth distributions in lherzolite and Garnet pyroxenite xenoliths and the constitution of the upper mantle // *Ibid.* 1971. Vol. 76, N 5. P. 1184—1196.
- Rhodes J.M. Will the real primary magma please stand-up? // *Nature.* 1982. Vol. 296, N 5859. P. 703—704.
- Robinson P.T., von Herzen R.P., Adamson A.C. Fracture zone drilling on the Southwest Indian ridge // Ocean drilling program (ODP): Prelim. Rep. Texas Univ. press, 1988. P. 1—8.
- Roden M.K., Hart S.R., Frey F.A., Melson W.G. Sr, Nd and Pb isotopic and REE geochemistry of St. Paul's rocks: the metamorphic development of an alkali basalt mantle source // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1984. Vol. 85, N 4. P. 376—380.
- Roedder E., Coombs D.C. Immiscibility in granitic melts, indicated by fluid inclusions in ejected granitic blocks from Ascension Island // *Journ. Petrol.* 1967. Vol. 8, N 3. P. 417—450.
- Rosendahl B.R., Moberly R., Hatunen A.J. et al. Geological and geophysical studies of the Canton Trough region // *J. Geophys. Res.* 1975. Vol. 80, N 17. P. 2565—2574.
- Schilling J.G., Zajac M., Evans R. et al. Petrologic and geochemical variations along the Mid-Atlantic ridge from 29°N to 73°N // *Amer. J. Sci.* 1983. Vol. 283, N 6. P. 510—586.
- Schouten H., Klitgord K.D. The memory of the accreting plate boundary and the continuity of fracture zones // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 59, N 2. P. 255—266.
- Schrader E.L., Meadows G. Picritic basalts from the Siqueiros transform fault // Initial reports

- of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1980. Vol. 54. P. 71—78.
- Seitz M.G., Hart S.R.* Uranium and boron distributions in some oceanic ultramafic rocks // Earth and Planet. Sci. Lett. 1973. Vol. 21, N 1. P. 97—107.
- Sen G.* A petrologic model for the constitution of the upper mantle and crust of the Koolou shield, Oahu, Hawaii and Hawaiian magmatism // Ibid. 1983. Vol. 62, N 2. P. 215—228.
- Sen G., Jones R.* Exsolved silicate and oxide phases from clinopyroxenes in a single Hawaiian xenolith: Implications for oxidation state of the Hawaiian upper mantle // Geology. 1988. Vol. 16, N 1. P. 69—72.
- Sen G., Presmall D.C.* Petrogenesis of dunite xenoliths from Koolau volcano Oahu, Hawaii: implications for Hawaiian volcanism // J. Petrol. 1986. Vol. 27, N 1. P. 197—217.
- Shand S.J.* Rocks of the Mid-Atlantic ridge // J. Geol. 1949. Vol. 57, N 1. P. 89—92.
- Shibata T., Thompson G.* Peridotite from Mid-Atlantic ridge at 43° and their petrogenetic relation to abyssal tholeiites // Contrib. Miner. and Petrol. 1986. Vol. 93, N 2. P. 144—159.
- Shido F., Miyashiro A., Ewing M.* Basalts and serpentinite from the Puerto Rico Trench. 1. Petrology // Mar. Geol. 1974. N 16. P. 191—203.
- Sigurdsson H.* Spinels in Leg 37 basalts and peridotites: phase chemistry and zoning // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1977a. Vol. 37. P. 883—892.
- Sigurdsson H.* Generation of Icelandic rhyolites by melting of plagiogranites in the oceanic layer // Nature. 1977b. Vol. 269, N 5623. P. 25—28.
- Sinton J.M.* Petrology of (alpine-type) peridotites from site 395, DSDP, Leg 45 // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1979. Vol. 45. P. 595—601.
- Sparks R.S.J.* Inside a volcano: the first three-dimensional map // Nature. 1981. Vol. 293, N 5833. P. 512.
- Sparks R.S.J., Pinkerton H., Macdonald R.* The transport of xenoliths in magmas // Earth and Planet. Sci. Lett. 1977. Vol. 35, N 2. P. 234—238.
- Stillman C.J., Fuster J.M., Bennell-Baker M.J.* et al. Basalt complex of Fuerteventura (Canara Islands) is an oceanic intrusive complex with rift-system affinities // Nature. 1975. Vol. 257, N 5526. P. 469—471.
- Subbarao K.V., Hedge C.E. K.* Rb, Sr and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  in rocks from the Mid-Indian oceanic ridge // Earth and Planet. Sci. Lett. 1973. Vol. 18, N 2. P. 223—228.
- Symes R.F., Bevan J.C., Hutchison R.* Phase chemistry studies on gabbro and peridotite rocks from site 334 // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1977. Vol. 37. P. 841—846.
- Ta Kahashi E., Kushiro I.* Melting of dry peridotite at high pressure and basalt magma genesis // Amer. Miner. 1983. Vol. 68, N 9/10. P. 859—879.
- Thayer T.P.* Peridotite-gabbro complexes as Keys to petrology of Mid-oceanic ridges // Bull. Geol. Soc. Amer. 1969. Vol. 80. N 8. P. 1515—1522.
- Tiezzi L.J., Scott R.B.* Crystal fractionation in a cumulate gabbro, Mid-Atlantic ridge, 26°N // J. Geophys. Res. B. 1980. Vol. 85, N 10. P. 5438—5454.
- Tracy R.J.* Petrology and genetic significance of an ultramafic xenolith suite from Tahiti // Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. Vol. 48, N 1. P. 80—96.
- Upadhyay H.D.* Phanerozoic peridotitic and pyroxenitic komatiites from Newfoundland // Science. 1978. Vol. 202, N 4373. P. 1192—1195.
- Upton B.G., Wadsworth W.J.* Peridotitic and gabbroic rocks associated with the shield forming lavas of Reunion // Contrib. Miner. and Petrol. 1972. Vol. 35, N 2. P. 139—158.
- Vanko D., Batizq R.* Gabbroic rocks from the Mathematician ridge faulted rift // Nature. 1982. Vol. 300, N 23/30. P. 742—744.
- Watkins N.D., Gunn B.M., Nougier J., Baksi A.K.* Kerguelen: Continental fragment or oceanic island? // Bull. Geol. Soc. Amer. 1974. Vol. 85, N 2. P. 201—212.
- Wedepohl K.H.* Tholeiitic basalts from spreading ocean ridges. The growth of the oceanic crust // Naturwissenschaften. 1981. Bd. 68, H. 3. S. 110—119.
- Wenner D.B., Taylor H.P.* Temperatures of serpentinization of ultramafic rocks based on  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  fractionation between coexisting serpentine and magnetite // Contrib. Miner. and Petrol. 1971. Vol. 32, N 3. P. 165—185.

- White W.M.* Sources of oceanic basalts: radiogenic isotopic evidence // *Geology*. 1985. Vol. 13, N 2. P. 115—118.
- Wilkinson J.F.G.* Undepleted mantle composition beneath Hawaii // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1985. Vol. 75, N 2/3. P. 129—138.
- Williams H., Smyth W.R.* Metamorphic aureoles beneath ophiolite suites and alpine peridotites. Tectonic implications with West Newfoundland examples // *Amer. J. Sci.* 1973. Vol. 273, N 7. P. 594—621.
- Zartman R.E., Tera F.* Lead concentration and isotopic composition in five peridotite inclusions of probable mantle origin // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1973. Vol. 20, N 1. P. 54—66.
- Zindler A., Jagoutz E., Goldstein S.* Nd, Sr and Pb isotopic systematic in a three-component mantle: a new perspective // *Nature*. 1982. Vol. 298, N 5874. P. 519—523.

## ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ I—VIII

### Таблица I

1 — гарцбургит. Тремолитизированный ортопироксен (в центре реликт ОРх). Петельчатая структура лизардита по оливину. Разлом Элтанин, ст. 2177 (увел. 30); 2 — характер выделения клинопироксена в лерцолите. Западно-Австралийская котловина, ст. 6753 (увел. 30); 3 — будинированный и замещенный антигоритом (светлое) перидотит. Восточно-Индийский хребет, ст. 6742 (увел. 30)

### Таблица II

1 — плагиоклазовый оливинит. Впадина Хесса, Галапагосский рифт, ст. 2157 (увел. 30); 2 — троктолит, там же (увел. 30); 3 — оливиновое габбро, там же (увел. 30)

### Таблица III

1 — оливиновый габбро-норит. Впадина Хесса, Галапагосский рифт, ст. 2157 (увел. 30); 2 — плагиоклазит, там же (увел. 30); 3 — кварцевый диорит. Восточно-Индийский хребет, ст. 7449 (увел. 30)

### Таблица IV

1 — петельчатые выделения лизардита в серпентинизированном гарцбургите. Разлом Элтанин, ст. 2177 (увел. 60); 2 — горнблендит. Восточно-Индийский хребет, ст. 7414 (увел. 30); 3 — тремолитит, там же (увел. 30)

### Таблица V

1 — различная степень измененности метагаббро. Бразильская котловина, ст. 2852. а — амфиболитизированное габбро с реликтами клинопироксена (СРх); б — полностью амфиболитизированное габбро (габбро-амфиболит); в — прениitizedированный (светлое) и тремолитизированный (светло-серое) габбро-амфиболит (увел. 30)

### Таблица VI

1 — различная степень катаклаза габбро. Восточно-Индийский хребет, станции 7414, 7446, 7449. а — начальная стадия дробления зерен плагиоклаза с образованием гранобластового агрегата; б — интенсивный катаклиз и образование брекчированного габбро; в — милонитизация с обособлением лейкократовых плагиоклазовых полос (верхний правый угол фотографии) (увел. 30)

### Таблица VII

1 — амфиболитовые сланцы. Разлом Элтанин, Тихий океан, ст. 2173. а — порфирокласты плагиоклаза в сланце; б — фибробластовая структура; в — микропличатость, лейкократовый кварц — плагиоклазовый прослой (увел. 30)

### Таблица VIII

1 — плагиоклаз-пироксен-амфиболовый гранулит. Восточно-Индийский хребет, ст. 7414 (увел. 30, николи +), 2 — псевдоморфозы хлорита по ортопироксену. Двупироксен-амфиболовый гранулит. Восточно-Индийский хребет, ст. 7414 (увел. 60, николи +), 3 — плагиоклаз-пироксеновый гранулит. Разлом Элтанин, ст. 2177 (увел. 30, николи +).

## СОДЕРЖАНИЕ

<b>Введение</b> .....	4
<b>Глава 1. Структурное положение и распространенность</b> .....	6
Рифтовые долины срединно-океанских хребтов .....	6
Трансформные разломы .....	9
Склоны срединно-океанских хребтов .....	27
Океанские котловины .....	30
Поднятия в пределах котловин .....	36
Океанские желоба .....	39
Острова .....	42
<b>Глава 2. Минеральный состав и петрографические особенности</b> .....	46
Ультраосновные породы .....	46
Общий характер изменения составов минералов в ряду ультраосновных пород .....	79
Основные породы .....	101
Средние породы .....	123
Кислые породы .....	127
Метаморфические породы .....	129
<b>Глава 3. Петрохимия и геохимия пород</b> .....	142
Ультраосновные породы .....	143
Основные породы .....	171
Средние и кислые породы .....	191
Метаморфические породы .....	198
<b>Глава 4. Первичные и родоначальные магмы</b> .....	202
Состав и строение мантии .....	202
Первичный состав магм офиолитовой ассоциации .....	216
Направление эволюции магматических расплавов .....	231
<b>Глава 5. Строение океанской литосферы</b> .....	242
Пространственная неоднородность .....	243
Магматические формации .....	249
Тектоника и метаморфизм .....	254
<b>Заключение</b> .....	262
<b>Литература</b> .....	264

**Научное издание**

**КАШИНЦЕВ Георгия Леонидович**

**ГЛУБИННЫЕ ПОРОДЫ  
ОКЕАНОВ**

*Утверждено к печати  
Институтом океанологии им. П.П. Ширшова  
АН СССР*

**Художник И.Ю. Нестерова**  
**Художественный редактор Н.Н. Михайлова**  
**Технический редактор О.В. Аредова**  
**Корректор Р.Г. Ухина**

**Набор выполнен в издательстве  
на компьютерной технике**

**ИБ № 48368**

**Подписано к печати 26.02.91**

**Формат 60×90 1/16. Бумага офсетная №1**

**Гарнитура Сов. Кириллица. Печать офсетная**

**Усл.печ.л. 17,5+0,5 вкл. Усл.кр.-отт. 18,3**

**Уч.-изд.л. 21,1. Тираж 420 экз.**

**Тип. зах. 1178. Цена 4 р. 40 к.**

**Ордена Трудового Красного Знамени  
издательство "Наука"**

**117864 ГСП-7, Москва В-485,**

**Профсоюзная ул., д. 90.**

**Ордена Трудового Красного Знамени**

**1-я типография издательства "Наука"**

**199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12**