



Б. Г. ЛУТЦ

ГЕОХИМИЯ  
ОКЕАНИЧЕСКОГО  
И КОНТИНЕНТАЛЬНОГО  
МАГМАТИЗМА

Б. Г. ЛУТЦ

ГЕОХИМИЯ  
ОКЕАНИЧЕСКОГО  
И КОНТИНЕНТАЛЬНОГО  
МАГМАТИЗМА



МОСКВА «НЕДРА» 1980



3351

В книге освещены петрохимические и геохимические особенности современных вулканических пород, связанных с развитием главнейших геотектонических режимов: 1) океанического рифтового; 2) континентального рифтового; 3) континентального геосинклинального и 4) континентального платформенного. Вулканические породы каждого режима индивидуализированы по своим геохимическим особенностям. Химические отличия вулканических пород разных режимов связываются с различиями механизмов магмогенерации, которые в океанических и континентальных сегментах Земли существенно различаются. Проведено сопоставление современных и древних вулканических пород, которое свидетельствует об однотипности главных магмогенерирующих режимов на протяжении всей геологической истории и правомерности применения принципа актуализма к палеовулканическим объектам геологического прошлого. В работе продемонстрированы существенные геохимические отличия офиолитовых базит-габбро-гипербазитовых комплексов океанических и континентальных структур. В заключении рассмотрены причины разделения коры планет земной группы на океаническую и континентальную.

Книга рассчитана на геохимиков, геофизиков и геологов, занимающихся вопросами общей геотектоники, геохимии и планетарной геофизики.

Табл. 46, ил. 59, список лит.— 311 назв.

Рецензент: д-р геол.-минер. наук Д. А. Минеев

Континенты и океаны — это две главнейшие, планетарные структуры Земли. Им соответствует кора континентального и океанического типа, которые резко различаются по своему глубинному (сейсмическому) строению, составу, магматизму и происхождению. И континентальная, и океаническая кора на Земле не изначальные, а новообразованные объекты. Так называемой протокры, или первичной коры, или каких-то ее реликтов нигде не обнаружено.

В планетарном масштабе континентальная кора, как правило, начинает формироваться раньше океанической. Самые древние породы найдены на континентах и самые древние возрасты определены в кислых сиалических массах. Океаническая же кора формируется намного позже континентальной. Вся кора современных океанов образовалась фактически с позднего мела. И даже в Тихом океане, который сам, судя по его геологическому окружению, является очень древним, современная океаническая кора его молодая, так как осадков, древнее юрских, здесь не найдено.

Наличие двух главных структур — континентальной и океанической коры — присуще, по-видимому, не только Земле. Аналогичные типы коры выделяются и на Луне, и на Марсе. Так же как на Земле, континентальная кора Луны формировалась раньше, в интервале 4,6—4,0 млрд. лет, тогда как «морская» кора возникла немного позже, 3,8—3,3 млрд. лет.

Удивление перед резко различным строением океанической и континентальной коры возникло давно, но удовлетворительного объяснения этого феномена нет и поныне. Так, Г. Штилле [1964] писал: «Резкая латеральная неоднородность внутри земной коры заключается в противоположности сиалических континентальных блоков и симатического основания океанских глубин. Поэтому фундаментальную проблему тектоники составляет проблема странственной концентрации сиала в крупные континентальные блоки» (с. 136).

Резко различное физическое строение и состав океанической и континентальной коры обуславливается, по-видимому, различными механизмами дифференциации мантийного вещества и неодинаковыми способами образования магматических пород, изливающихся на поверхность и наращивающих земную кору. Несомненно, что изучая магматические породы, мы можем приблизиться к пониманию этих процессов. Представляется, что механизмы формирования континентальной и океанической коры принципиально различны, а разительные отличия в сейсмическом строении и составе магматических продуктов заставляют автора полагать, что ни океан, ни тем более континент не могут быть члена-

ми какого-то эволюционного ряда, а являются самостоятельными образованиями.

Геохимический анализ продуктов континентального и океанического вулканизма приводит автора к выводу, что рост континентальной коры тесно связан с эффектом глубинной дегазации земного вещества. Этот процесс очень интенсивно протекал на ранних этапах геологической истории, и постепенно стихает. Океанический же базитовый магматизм определяется простым плавлением мантийного вещества и связан с постепенным накоплением тепла в мантийных глубинах. В явных формах проявился он главным образом в фанерозое с тенденцией к постепенному усилению. Глобальная океанизация с разрастанием симатической коры относится уже к мезозой-кайнозойскому времени, и в процессе дальнейшего развития начинает явно преобладать симатическая кора.

В этой книге проводится сравнительный геохимический анализ современного вулканизма океанов и континентов. Обратиться к современному вулканизму заставило автора то обстоятельство, что он долго занимался докембрийской геологией. Метод актуализма, т. е. параллелей и аналогий с современными геологическими явлениями считается определяющим и единственно приемлемым для понимания геологических явлений прошлого. Актуалистический принцип в области магматической геологии предполагает бесспорное знание современных закономерностей океанического и континентального вулканизма и более частных его проявлений, связанных с ясными геотектоническими режимами того или иного ранга. Однако неуклонному следованию актуалистическому принципу мешают непреодолимые трудности в том плане, что неизвестными оказываются главнейшие закономерности именно современного вулканизма.

Географический принцип обособления, характерный для 40—50-х годов, с выделением тихоокеанского, атлантического и средиземноморского типов вулканизма едва ли является приемлемым. Выделение вулканических типов по характерным примерам (везувианского, стромболианского, пелейского, гавайского) также ничего не решает. В новейших работах накопление геологических и геохимических фактов происходит столь стремительно, что можно говорить скорее о калейдоскопической картине вулканических провинций, районов и сейсмических поясов, чем о ясных закономерностях. Представляется, что синтез, бесспорно, отстает от анализа. Кажется естественной привязка современных вулканических проявлений к определенным геотектоническим режимам. Однако магматизм каждого режима не индивидуализирован по особенностям своего химического состава. Соответственно, в настоящее время не решается и обратная задача: зная только химические особенности той или иной вулканической серии, нельзя определить ее формационную природу.

Все это заставило автора обратиться к современному вулканизму, чтобы понять имеется ли ясная геохимическая специфика

вулканизма главных геологических режимов: океанического рифтового, континентального рифтового, геосинклинального и платформенного.

Вопросы происхождения и пространственного соотношения континентальной и океанической коры относятся к кардинальным геотектоническим проблемам. Именно геотектоника претендует на обобщенное понимание основополагающих геологических проблем. Но собственно тектонические наблюдения ограничены чрезвычайно малыми глубинами, поэтому необходимо искать способы изучения тектоники глубин. Тектоника глубин может быть изучена опосредованно, через изучение такого глубинного процесса, как магматизм. Здесь следует опереться на афоризм одного из известных тектонистов недавнего прошлого Г. Клооса: «Магматизм — это тектоника другими средствами».

Геотектонические явления имеют свои глубинные эндогенные причины. Эти же эндогенные причины обуславливают магматизм, который формирует вещество земной коры. Выявив химические особенности магматических продуктов главнейших геотектонических подразделений, мы установим те связи тектоники и магматизма, которые уже можно обсуждать с точки зрения генезиса эндогенных процессов. Автор полагает, что на этом пути мы можем приблизиться к пониманию эндогенных глубинных процессов, создающих современный лик Земли и управляющих и тектоникой, и магматизмом. Предлагаемая читателю работа несет определенные черты преемственности в тематике и круге исследуемых вопросов, а также в акцентировании главнейших закономерностей океанических и континентальных структур, которые складывались у автора под влиянием В. В. Белоусова, его учения об эндогенных режимах.

### ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Наше исследование основано на изучении химического состава магматических пород. Следует сказать, что данных только силикатных анализов, охватывающих очень ограниченное число элементов (первый десяток), оказывается сейчас недостаточно. Автор полагает, что только петрохимический подход, основанный на силикатных анализах, в значительной мере себя исчерпал. В то же время привлечение геохимических данных по другим элементам с очень гибкими и разнообразными химическими свойствами открывает новые и исключительно результативные возможности для сравнительного анализа. Такого мнения придерживаются и другие геохимики (С. Брукс, С. Харт, И. Шиллинг), которые приходят к выводу, что петрохимические различия вулканических пород океана и континента несущественны или заметно не различаются, но между теми и другими устанавливаются четкие геохимические отличия.

При описании химического состава магматических пород мы исследуем только литофильные элементы. Учитывая резко диффе-

ренцированное поведение химических элементов в магматическом процессе, удобно разбить литофильные элементы на следующие естественные химические группы.

Некогерентные элементы:

- 1) щелочные Li, Na, K, Rb, Cs;
- 2) щелочноземельные Sr, Ba;
- 3) радиоактивные Th, U;
- 4) редкоземельные REE;
- 5) кислотные P, Cl, F.

Когерентные элементы:

- 1) амфотерные Al, Ti, Zr, Nb, Ta;
- 2) элементы группы железа V, Fe, Mn, Cr, Co, Ni.

Семейство литофильных элементов обширно и его члены обладают разнообразными химическими свойствами. Следует высказать некоторые предварительные суждения о геохимических свойствах литофильных элементов с тем, чтобы дальнейшее изложение фактических данных было понятным.

Как известно, в верхней мантии Земли выплавляются силикатные расплавы, по составу существенно отличающиеся от исходного ультраосновного субстрата. Расплав сильно обогащен целым рядом элементов и поведение химических элементов в этом процессе носит резко дифференцированный характер.

В свое время Д. Х. Грин и А. Е. Рингвуд [Green, Ringwood, 1966] ввели термины когерентные и некогерентные элементы для химических составляющих базальтовых магм. Предполагается, что поведение когерентных элементов определяется такими качествами, как относительная легкоплавкость или тугоплавкость, и в целом их поведение подчиняется механизму селективного плавления и кристаллизационной дифференциации. Поведение же другой группы некогерентных элементов не может быть объяснено механизмом селективного плавления или кристаллизационной дифференциации. Они могут накапливаться в магматических продуктах в многократной степени.

Существует ряд объяснений поведения некогерентных элементов в магматическом процессе. И наименее состоятельна здесь гипотеза контаминации, загрязнения магм коровым, силикатным материалом. Далеко не все может объяснить и гипотеза зонной плавки, поскольку ее механизм является просто усложненным вариантом селективного плавления.

Более правдоподобно выглядят гипотезы, связывающие поведение некогерентных элементов в магматическом процессе с режимом флюидных газообразных веществ.

1. Гипотеза пиромегмы Ритмана [Rittman, 1974].

2. Гипотеза магмообразования в потоке интрателурических растворов с газовым переносом некогерентных элементов.

3. Гипотеза мантийного кислотного выщелачивания некогерентных элементов резко восстановленными кислотными флюидами [Лутц, 1974, 1975].

Смысл пиромогмы Ритмана сводится к тому, что обычная го-могенная гипомогма на небольшой глубине превращается в пиромогму, которая дополнительно содержит газовую фазу, отвечающую надкритическому, пневматолитовому раствору. В нем содержатся элементы, которые по своим свойствам не могли войти в кристаллическую решетку породообразующих минералов, а также те элементы, которые лучше растворимы в газовой фазе, чем в расплаве. Такими элементами, по Ритману, являются: Na, Fe, Mn, Ti, P, Rb, La, Ce, Y, Zr, Nb, U.

Представляется, что обогащение магмы некогерентными элементами — изначальное свойство каждой магмы, а не результат ее эволюции в малоглубинных условиях с обособлением особой пиромогмы.

Первоначально идеи газового переноса и «фильтрующихся колонн» были высказаны П. Термье в начале XX века. Уже А. Холмс привлекал для объяснения образования богатых калием мафических магм сложную серию «пропитывающих» процессов потока эманаций, богатых щелочами, поднимающихся из глубин. Дальше эти идеи развивались Д. С. Коржинским [1955, 1972] в концепции трансмагматических растворов. Ювенильные растворы — продукты глубокой дегазации мантийного вещества — провоцируют появление магматического расплава и определяют его основные петрохимические свойства. Возникшие магматические расплавы являются эффективными флюидопроводниками, в магматическом очаге по вертикали может длительно существовать восходящий поток сквозьмагматических растворов. То же содержание вкладывалось в понятие «интрателлурических потоков» Ю. А. Кузнецовым [1964].

Эти идеи перекликаются с представлениями А. П. Виноградова [1959] о глобальной дегазации Земли. В последние годы роль флюидных растворов как необходимых компонентов магмообразующих процессов обсуждалась В. С. Соболевым, А. А. Маракушевым, Ф. П. Летниковым, А. А. Кадиком и многими другими.

Представляются несомненными явления дегазации мантийного вещества и вынос при этом целого ряда элементов, в том числе щелочей и кремнезема, растворенных во флюидном растворе. Однако проникновение такого раствора на широком фронте в земную кору маловероятно и скорее следует предполагать локализованное распространение флюидного потока, ограниченного зонами глубинных разломов. В отношении состава мантийных газов могут быть высказаны следующие соображения. Вода не может быть одним из главных компонентов, так как это привело бы к полному плавлению мантии. Парциальное давление  $\text{CO}_2$  также не может быть значительным, так как это привело бы к массовому превращению мантийного оливина в магнезит, что не согласуется ни с петрологическими, ни с геофизическими данными. Для генерации метана, оптимальные условия относительно верхних горизонтов мантии, а дальше вглубь количество метана должно падать, как и всех других сложных углеводородных соединений. Все

это заставляет прийти к выводу, что сложные составляющие мантийных газовых струй формируются на поздних стадиях, а в составе первичных газов должны преобладать водород, азот и инертные газы. Роль водорода в составе флюидных потоков дегазации мантии исключительна. Его высокая миграционная способность прокладывает дорогу всему флюидному потоку, а его окисление дает дополнительное тепло для плавления. Вода, получающаяся при окислении водорода, играет роль самого эффективного плавня, максимально снижающего температуру плавления силикатных систем.

Обычно температуры в мантии не достигают столь высоких значений, чтобы обеспечить сухое плавление ультрабазитов. Поэтому при температурах порядка 1000—1300°С в верхней мантии возникают магмы, температура выплавления которых снижена наличием летучих или флюидных компонентов. При этом возможны два случая. 1. Используются летучие, уже имеющиеся в небольшом количестве в мантийном субстрате. 2. Плавление осуществляется при подтоке флюидов — продуктов глубокой дегазации мантии. В первом случае на заданной глубине должны устанавливаться определенные соответствия между  $T$ ,  $p_{\text{общ}}$  и парциальным давлением летучих компонентов в силикатном расплаве. Можно полагать, что именно количество флюида определяет количество магмы в мантийном ультраосновном субстрате. Во втором случае газо-флюидный поток должен приносить растворенные в нем некогерентные элементы и магма должна обогащаться ими не только за счет выплавления из мантийного субстрата, но и за счет прямой добавки вместе с привнесенными флюидами.

Для объяснения накопления некогерентных элементов в магматических расплавах была предложена гипотеза глубинного кислотного выщелачивания [Лутц, 1974, 1975], существо которой заключается в том, что ювенильные подкоровые растворы, обогащенные восстановленными формами летучих компонентов, в частности водородом, обладают высокой кислотностью и, реагируя с породами мантийного субстрата, выщелачивают элементы, занимающие в ряду кислотно-основных свойств наиболее щелочную позицию. Именно при этом процессе кислотного выщелачивания глубинные магмы экстрагируют некогерентные элементы из ультраосновного мантийного субстрата и обогащаются этими элементами в многократной степени. Поскольку с глубиной окислительный потенциал кислорода падает, а восстановленность мантийных флюидов возрастает, то при этом будет усиливаться и процесс кислотного выщелачивания.

Гипотеза глубинного кислотного выщелачивания устанавливает, что наиболее щелочные магмы являются и наиболее глубинными. Как следствие гипотезы глубинного кислотного выщелачивания вытекает закон смещения с глубиной отношений некогерентных элементов. С увеличением глубины генерации магм отношения близких по своим свойствам элементов (K/Rb,

Rb/Cs, Sr/Ba, La/Yb) смещаются в пользу более щелочного, а значит эти геохимические отношения могут служить указателем и мерой глубинности очагов генерации магмы.

Геохимическое поведение другой группы когерентных элементов в магматическом процессе определяется такими их качествами, как тугоплавкость и легкоплавкость соответствующих соединений этих элементов. По сравнению с ультраосновным мантийным субстратом, базальтовые магмы несколько обогащены относительно легкоплавкими когерентными элементами — Ti, Zr, Nb, V, Mn, Fe и обеднены тугоплавкими — Mg, Cr, Co, Ni. Отношения же близких по химическим свойствам элементов Ti/Zr, Nb/Ta, V/Cr смещаются не в пользу более основного элемента, а в пользу более легкоплавкого, т. е. поведение этой группы элементов согласуется с механизмом селективного плавления.

Таким образом, при генерации глубинных магм параллельно идут два геохимических процесса: 1) процесс кислотного выщелачивания некогерентных элементов и 2) процесс селективного выплавления когерентных элементов. Можно предполагать, что доля каждого из этих процессов может варьировать при генерации магм различного генезиса.

Следует сделать некоторые замечания по номенклатуре и классификациям вулканических пород. Обращаясь к литературным данным по вулканическим породам, мы пользуемся теми классификационными определениями пород, которые фигурируют в этих работах. Однако следует отметить, что разные авторы вкладывают в одни и те же названия разное содержание и используют классификации разной степени сложности. Особенно спорны границы между разными типами пород. Характерный пример: базальты вулкана Хаконе Куно [Kuno, 1950] рассматривает как толеитовую серию, тогда как Нокольдс и Аллен [Nockolds, Allen, 1956] как типичную известково-щелочную серию. Поскольку нет дискретности химических свойств в сериях вулканитов, пограничные критерии могут быть приняты только условно, по соглашению между исследователями.

Основное классификационное значение имеет соотношение в породах кремнезема и суммы щелочных окислов — калия и натрия. Именно такой главный классификационный признак использовался, уточнялся и детализировался многими исследователями.

Развитие и дробность классификационных схем зависит от детальности изучения объектов и исторической перспективы. Можно заметить, что океанические ряды таксономических единиц более просты, чем континентальные. Так, среди океанических вулканических пород выделяются две крупные группы пород: толеитов и щелочных оливиновых базальтов.

Представления о вулканических сериях современных геосинклинальных островных дуг развивались постепенно. Уже в ранних работах выделялись пиконитовая и гиперстеновые серии, которые соответственно обособляются в толеитовую и известково-ще-

лочную серию. Позже базальты с фельдшпатоидами и повышенным содержанием калия были выделены в щелочную серию. Таким образом, выделились вулканиты трех серий: толеитовой (известковистой), известково-щелочной и щелочной.

Следует заметить, что базальтовые породы океанов и океанических островов также имеют все градации вулканитов по щелочности от известковистых к известково-щелочным и щелочным разновидностям, однако традиционно никто не называет средние по щелочности океанические базальты известково-щелочной серией. Аналогичным образом на платформах серии известково-щелочных магм принято называть ассоциацией щелочных оливиновых базальтов [Тернер и Ферхуген, 1961].

Ряд геологов выделяют между толеитами и известково-щелочными базальтами еще промежуточный тип так называемых высокоглиноземистых базальтов. Необходимость выделения такой группы спорна. Содержание 16—18%  $Al_2O_3$  в базальтовом семействе настолько обычны, что никак не могут индивидуализировать эту группу. Нередко типичные океанические толеиты содержат до 19—22%  $Al_2O_3$ . Считается, что высокоглиноземистые базальты отличаются от толеитов пониженным содержанием FeO и MgO и повышенным  $N_2O$  и  $Al_2O_3$ , т. е. по существу это более лейкократовые базальты, обогащенные полевым шпатом. Однако Куно [Куно, 1960] считает, что главное различие толеитов и высокоглиноземистых базальтов заключается в более высоком содержании нормативного оливина в последних. Поскольку каждый раз трудно учитывать содержание нормативного оливина, то представляется нерациональным выделять группу высокоглиноземистых базальтов.

На рис. 1а представлена классификационная схема вулканитов с разделением их на известковистую (толеитовую), известково-щелочную и щелочную серии. Поскольку именно калий коррелируется со многими химическими элементами, то калий и должен служить главным критерием отнесения вулканитов к тому или иному типу. Можно принять следующие классификационные положения: к толеитам относят базальты с содержанием  $K_2O$  меньше 0,8%, известково-щелочным с —  $K_2O$  от 0,8 до 1,8%, к щелочным с —  $K_2O$  больше 1,8%. По кремнеземистости обуславливаются следующие градации: базальты меньше 52, андезитобазальты 52—55, андезиты 55—63, дациты 63—68, риолиты 68—72%  $SiO_2$  (рис. 16).

Серии собственно щелочных базальтов хорошо изучены в континентальных платформенных областях, пожалуй, ни для каких других пород нет столь дробных классификаций с выделением многочисленных редких разновидностей. В упрощенном виде выделяются подгруппы: 1) натриевых щелочных пород с умеренным количеством калия; 2) калиевых щелочных пород, в которых количество калия сопоставимо с количеством натрия и 3) высококалиевых щелочных пород с сильным преобладанием калия над натрием. Нетрудно видеть, что первая подгруппа граничит с из-



Рис. 1а. Классификация толентовой, известково-щелочной и щелочной серий по соотношению кремнезема и суммарной щелочности.

Граничные кривые: А — по Макдональду и Катсуре [MacDonald, Katsura, 1964], В — по Ирвину и Барагару [Irvin, Baragar, 1971], С — по Хидману [Hudmann, 1972], D—E — поле высокоглиноземистых базальтов по Куно [Kuno, 1966]

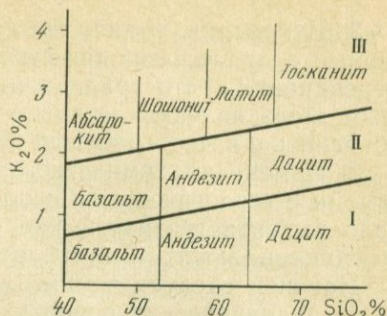


Рис. 16. Классификация толентовой (I), известково-щелочной (II) и щелочной (III) серий вулканитов по соотношению кремнезема и калия

вестково-щелочными базальтами, а дальнейшие подгруппы надстраивают схему согласно увеличивающейся калиевости.

В океанической обстановке, в геосинклинальной островных дуг и в континентальной платформенной обнаруживаются базальты всех главных петрохимических типов: толентовые (известковистые), известково-щелочные и щелочные. Все типы базальтов способны образовывать серии более кислых дифференциатов андезитового и дацитового состава. Собственно говоря, это очень осложняет формационный анализ, поскольку для всех геотектонических режимов оказываются характерны вулканические проявления всех главнейших петрохимических типов. Поскольку главный петрохимический критерий — щелочность, или точнее калиевость, в базальтах зависит главным образом от глубины генерации магмы, то в общем понятно, что в любом режиме возможны все типы разноглубинных вулканитов. Следует полагать, что геохимические критерии окажутся в этом отношении более действенными и индивидуальными, чем петрохимические.

Наш метод исследования основан на сравнительном анализе содержаний химических элементов в магматических породах. Следует иметь в виду, что те изменения распределения химических элементов, которые выявляются на диаграммах, могут иметь разную природу. Следует сразу указать, что мы хотим выявить при сравнительной геохимии вулканитов:

1. Изменения химического состава магматических пород, связанные с различной глубиной выплавления магм. Глубина генерации магм самым решительным образом сказывается на их составе, а распределение малых элементов может служить чутким индикатором глубинности магматического процесса.

2. Изменения химического состава магматических пород, связанные с процессами дифференциации. Кристаллизационная дифференциация — это традиционный петрохимический вопрос. Механизм этого явления детально исследован, его можно выделить и объяснить с исчерпывающей полнотой.

3. Изменения химического состава магматических пород, связанные с геологическими особенностями их происхождения. Здесь надо выявить геохимические особенности магматизма рифтового, геосинклинального и платформенного режимов.

Наконец следует помнить, что ряд изменений химического состава вулканических пород может быть связан с их позднейшими изменениями — метаморфизмом, автометасоматозом, выветриванием и т. д. Естественно необходимо или иметь дело со свежими породами, или знать и учитывать влияние этих позднейших изменений.

В изложении материала мы придерживаемся следующего порядка. Обращаясь в каждой главе к тому или иному тектоническому и магматическому режиму, сначала излагается возможный минимум общегеологических сведений. Потом следует фактический материал по вулканическим сериям, в том числе химический. Далее — геохимический анализ этого материала с помощью диаграмм распределения. Глава заканчивается геохимическими выводами и следствиями, которые важны для решения геологических проблем.

Жесткие рамки объема этой книги позволяют лишь скупо демонстрировать цифровой аналитический материал, представленный в виде средних наиболее достоверных данных. Нет возможности поместить в работу дисперсии средних величин, так как их публикация увеличила бы цифровой материал вдвое. Во всех таблицах химических анализов окислы главных компонентов даны в вес. %, содержания малых элементов в г/т,  $n$  — число анализов.

Современный магматизм океанов и континентов не распределяется беспорядочно, а связан с двумя главными магмогенерирующими режимами: рифтовым и геосинклинальным.

Долгое время в геологии бытовало прочное мнение о монополярной роли геосинклинальных поясов как главных магматических активных зонах, где происходит формирование и наращивание земной коры.

Исследования 50—60-х годов мировой рифтовой системы выявили, что имеется и еще равный по значимости тип активных зон — рифтовый, который по основным своим геотектоническим и магматическим тенденциям сильно отличается от хорошо известного геосинклинального процесса.

В. В. Белоусов, по инициативе и под руководством которого осуществлялось в Советском Союзе изучение мировой рифтовой системы, пришел к основополагающим выводам, что это самостоятельный геотектонический режим, отличный от геосинклинального, но вполне сопоставимый с ним по рангу. Этот глобальный рифтовый режим он связывал с определенным мезозой-кайнозойским этапом новейшей активизации Земли, который не имеет своих аналогов в глубоком геологическом прошлом.

Имеется и иная трактовка рифтового и геосинклинального режимов, как эволюционно сопряженных, последовательных стадий единого геосинклинального процесса, начинающегося с раскрытия океана в рифтовой зоне, формирования океанической коры, последующего этапа сучивания океанической коры и дальнейшего эволюционного превращения ее в континентальную в условиях горизонтального сжатия геосинклинального пояса. При этом океаническая стадия предшествует континентальной и является обязательной для развитой континентальной коры, а океанические породы обязательно входят в состав континентальной коры.

В данной спорной ситуации возможно самое прямолинейное решение, которое и применено нами в этой работе. Надо выявить геохимические особенности магматических пород рифтового режима современных океанов. Геохимически индивидуализировать геосинклинальный магматизм на современных примерах. Затем следует обратиться к хорошо изученным эвгеосинклинальным комплексам геологического прошлого. Коль скоро в них законсервированы все стадии формирования континентальной коры, то эволюционно сопряженные рифтовый и геосинклинальный типы магматизма в них должны быть выявлены. В противном случае никаких океанических пород в раннемезозойских, палеозойских и докембрийских эвгеосинклинальных сериях обнаружить не удастся.

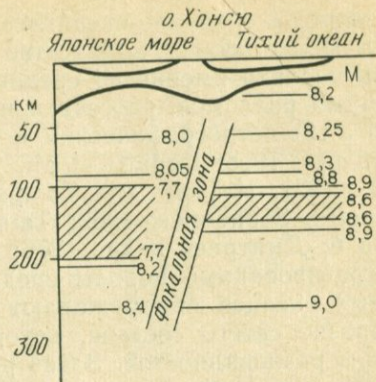
Собственно океанический магматизм связан с глобальным механизмом океанического рифтогенеза. Главную роль здесь играют осевые срединно-океанические хребты. Кроме них магматические породы развиты также на океанических островах, располагающихся на флангах срединно-океанических хребтов. И наконец, океанические магматические породы обнаруживаются на пассивных океанических плато, так же как и на островах этих плато и асейсмических хребтах. По геофизическим данным твердая океаническая кора имеет среднюю мощность 5—10 км. В ее строении различается верхний осадочный слой и два нижних слоя консолидированной коры, несколько различающиеся по плотностным характеристикам. Такая кора распространена на собственно океаническом ложе, на срединно-океанических хребтах и на их флангах. В зоне перехода к континенту за глубоководными желобами в области островных дуг и окраинных морей или шельфового склона мощность коры резко возрастает, а геофизические характеристики коры и подстилающей мантии оказываются существенно другими (рис. 2). Следует подчеркнуть, что изменяются не только параметры коры, резко изменяются и все геофизические характеристики подстилающей мантии. Весь сейсмический разрез коры и мантии изменяется резко и кардинально без какого-либо постепенного перехода. И здесь не следует говорить о коре переходного типа, а прямо относить кору и верхнюю мантию островных дуг к литосфере континентального типа.

Действительно, под типичной океанической корой верхняя мантия залегает неглубоко. Уже на глубине 10 км появляется слой со скоростью 8,2 км/с, глубже скорости прогрессивно возрастают до 9,0 км/с и больше. Под островными дугами залегает менее скоростная мантия с параметрами 8,0—8,05 км/с. Скорость 8,2 км/с верхней кромки океанической мантии под островными дугами появляется только на глубине 200 км. Это значит, что вся литосфера под островными дугами имеет совершенно иной, континентальный характер и резко отличается от океанической литосферы.

Строение срединно-океанических хребтов расшифровано по результатам глубинного сейсмического зондирования и данным гравиметрии и освещено в работах многих зарубежных и отечественных исследователей [Б. Хейзен и О. Райт, М. и Дж. Юинги, М. Тальвани, С. М. Зверев, И. П. Косминская, Г. Б. Удинцев и др.].

Сейсмический разрез срединно-океанического хребта показывает, что при приближении от периферии к центру хребта слои современных осадков выклиниваются, границы второго и третьего геофизического слоя несколько приподнимаются, а мощность слоев несколько уменьшается. Поверхность Мохоровичича также поднимается и несколько смазывается, так как пограничные скорости в осевой части хребта уменьшаются до 7,0—7,5 км/с, что

Рис. 2. Геофизический разрез литосферы океана и континентальной окраины, по А. С. Алексееву [1976]. Цифрами показаны скорости продольных сейсмических волн (в км/с)



связывается с наличием здесь линзы разуплотненных, пластичных и разогретых пород мантии.

Срединно-океанический хребт испытывает воздымание, связанное с подъемом разогретого и разуплотненного мантийного материала. Раскол на своде поднятия формирует срединную рифтовую впадину. С общим подъемом связано также некоторое поперечное растяжение с оползанием и растеканием разуплотненного материала под корой на фланги. Океаническая кора на срединном хребте в центральной части теряет трехслойное строение и в своде здесь появляется комплекс новообразованных пород в виде ясно выраженного мантийного диапира плавления. Краевые части, крылья этого диапира распространяются далеко на фланги срединно-океанических хребтов под двухслойную океаническую кору.

Как показывают гравиметрические данные в целом литосфера срединно-океанических хребтов изостатически хорошо уравновешена за счет наличия под хребтами разуплотненной подушки мантийного вещества. Причем кровля верхней мантии располагается очень неглубоко, на 6—10 км. Если разуплотненная мантийная линза является областью выплавления океанических толеитов, то это самые малоглубинные базальты, какие только можно представить. Срединно-океанические хребты отличаются высокой сейсмической активностью, при этом эпицентры землетрясений приурочены, как правило, к осевой зоне, но располагаются неглубоко, на глубине первых десятков километров. Приосевая часть хребта шириной в несколько сотен километров характеризуется повышенным тепловым потоком, в 2—4 раза превышающим его средние значения.

### Базальты срединно-океанических хребтов

Магматическая активность срединно-океанических хребтов исключительно обильна и выражена мощными подводными излияниями подушечных толеитовых лав. Базальтовые и гипербазито-

вые породы срединно-океанических хребтов сейчас наиболее изучены. Подавляющее количество драгировок базальтов и гипербазитов поднято именно со срединно-океанических хребтов и трансформных разломов, рассекающих хребты. Имеется очень большой и богатый петрографический и химический материал по породам [Aumento, 1968; Bonatti et al., 1970, 1971, 1975; Gast, 1971; Hart, 1970, 1971; Melson and Tompson, 1971; Nicholls, Islam, 1971; Philpotts, Schmetzler, 1969; Tatsumoto, Hedge, 1965; Дмитриев, 1973а, б; Дмитриев и др., 1976; Шараськин и др., 1976].

Драгированные породы срединно-океанических хребтов различных океанов обнаруживают поразительное постоянство и однообразие своего состава, которое определяется ограниченным числом разновидностей. Здесь развиты две группы пород: 1) свежие толеиты и 2) измененные и иногда деформированные гипербазиты с небольшим количеством габброидов, амфиболитов и слабо метаморфизованных долеритов. Статистический анализ многочисленных драгировок, проведенный Л. В. Дмитриевым и А. Я. Шараськиным [1976], показывает, что более 60% образцов составляют базальты, ультраосновные породы составляют 10%, амфиболиты и породы с признаками зеленокаменного изменения 10%, а габброиды достаточно редки и в составе драгировок составляют менее 5%.

Базальты повсеместно представлены шаровыми или подушечными лавами. Характерен свежий неизменный облик большинства океанических базальтов. По периферии многих образцов можно видеть типичные закаленные стекловатые корки. Это порфиновые или афировые плотные породы с вкрапленниками плагиоклаза, оливина, редко авгита. Структура основной массы бывает витрофировой или микролитовой. Очень характерно, что пузырчатые и пемзовые разности океанических базальтов отсутствуют, т. е. изначально содержание летучих и газообразных веществ в магме было минимальным. О минимальности летучих и «сухом» характере океанических толеитов свидетельствуют и очень высокие оценки температур кристаллизации — 1370° С [Jto, 1974].

Аналитический, в том числе и геохимический материал по базальтам срединно-океанических хребтов огромен. Имеется также целый ряд сводок, некоторые из которых приведены в табл. 1. Первые точные и представительные анализы океанических базальтов были выполнены А. Е. и К. Г. Энгелями [Engel, Engel, 1965], дальнейшие сводки известны по многим работам [Cann, 1970, 1971; Melson, Tompson, 1971; Hart, 1971 и др.]. Большая работа по обобщению химических анализов океанических базальтов проведена Л. В. Дмитриевым с сотрудниками [1973, 1976.] Данные по малым элементам имеются в многочисленных публикациях, некоторые из них представлены в табл. 1.

Химический состав базальтов срединно-океанических хребтов очень постоянен с небольшими вариациями содержаний элементов. Очень важной и совершенно определенной характеристикой

## Средний химический состав толентов срединно-океанических хребтов \*

Компоненты	1	2	3	4	5	6
<i>n</i>	10	33	94	200	75	24
SiO <sub>2</sub>	49,34	49,2	49,61	49,96	49,56	49,1
TiO <sub>2</sub>	1,49	1,39	1,43	1,48	1,42	1,68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,04	15,8	16,01	15,67	16,09	13,7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,99	2,2	—	2,48	—	2,40
FeO	6,82	7,2	11,49	8,06	10,17	10,82
MnO	0,17	0,16	0,18	0,18	—	0,22
MgO	7,19	8,5	7,84	7,97	7,69	7,07
CaO	11,72	11,1	11,32	11,36	11,34	10,84
Na <sub>2</sub> O	2,73	2,7	2,76	2,63	2,80	2,27
K <sub>2</sub> O	0,16	0,26	0,22	0,23	0,24	0,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	—	0,14	—	—	0,14
K	1300	2100	2330	1900	1800	1200
Rb	1	—	4,5	1,6	1,8	2
Sr	130	123	136	130	110	120
Ba	14	12	—	23	13	45
Zr	95	100	85	—	100	96
V	292	289	—	314	290	—
Cr	297	296	—	303	300	—
Co	32	—	—	42	32	—
Ni	97	123	—	113	120	82

1 — Engel, Engel, 1965; 2 — Melson et al., 1971; 3 — Cann, 1971; 4 — Дмитриев и др., 1976; 5 — Pearce, 1975; Gill, 1974; 6 — Brooks et al., 1974.

\* Здесь и далее во всех таблицах окислы даны в вес. %, элементы — в г/т, *n* — число анализов.

океанических базальтов является их резкая обедненность калием и всей серией некогерентных элементов. Среди всех земных базальтов океанические отличаются низкими содержаниями K, Rb, Cs, Ba, Sr, Th, U, REE. Несомненно это особый петрохимический и геохимический тип базальтов, встречающийся только в океане.

## Базальты океанических островов

Говоря о магматических породах океанических островов, надо каждый раз четко представлять себе геотектоническое положение того или иного острова. В этом отношении не все магматические ассоциации океанических островов равнозначны. Не считая островных дуг, которые будут рассмотрены особо, можно выделить следующие типы океанических островов.

1. Есть немногочисленные острова, непосредственно лежащие в центральной части океанического хребта, например, о. Пасхи на Тихоокеанском хребте или о. Исландия на Срединно-Атлантическом. В первом приближении базальты этих островов похожи на типичные базальты, драгированные в срединно-океанических хребтах. Однако имеются и отличия. Так в целом ряде работ про-

слеживается изменение состава базальтов вдоль хребта при приближении к острову. Создается впечатление, что магмогенерирующий мантийный диапир срединно-океанического хребта ныряет под остров, так как мощность коры под островом увеличивается, глубина генерации магмы изменяется и соответственно меняется ее состав, хотя генетическое и химическое родство магмы таких островов с магмой срединно-океанических хребтов остается. Следует сказать, что толеитовая магма таких островов способна давать большую серию дифференциатов, в том числе кислых — андезиты о. Пасхи и о. Исландия. То, что это не самостоятельные кислые магмы, а дифференциаты океанических толеитов, прослеживается по химическим критериям с полной очевидностью.

2. Есть более многочисленная группа островов, лежащих как бы на флангах срединно-океанических хребтов, часто на трансформных разломах. Это гирлянда островов, обрамляющих Срединно-Атлантический хребет, — Св. Елены, Вознесенья, Гоф, Тристан да Кунья, Св. Павла и Петра. К такому типу относятся о-ва Амстердам и Сент-Поль на фланге Срединно-Индийского хребта. Основание таких островов сложено толеитовыми базальтами, а верхние части надстроены вулканитами щелочных базальтоидов.

3. Наконец, в океане выделяются острова, сформированные вулканами на крупных, плоских, заглубленных плато. К такому типу относятся Гавайские острова. В Индийском океане к этому типу относится о. Реюньон на Маскаренском плато. На таких островах также фиксируется толеитовая и щелочная серии базальтов, которые похожи на соответствующие породы островов предыдущего типа — на флангах срединных хребтов.

4. Выделяются также острова на приподнятых плато, примыкающих к континентальным шельфам. Например, плато Наска в Тихом океане с вулканическими Галапагосскими островами. В Атлантическом океане — это о. Зеленого Мыса и Канарские острова, расположенные на океанической коре, примыкающей непосредственно к западному берегу Африки. На таких островах имеются толеиты, но преобладают щелочные базальты с большой серией дифференциатов щелочного и кислого состава.

В обнаженных частях океанических островов широко распространены щелочные оливиновые базальты и в недалеком прошлом, когда не было драгирования и глубинного бурения, казалось, что именно магмы щелочных базальтов наиболее распространены в океане. Однако последующие исследования показали, что погруженные в океан вулканические основания островов сложены огромными массами магм толеитовых базальтов и только самые верхние апикальные части островов представлены вулканическими конусами, сложенными более поздними и гораздо меньшими по объему массами щелочных оливиновых базальтов.

Петрохимические особенности островных толеитов и щелочных базальтов хорошо известны по большому числу работ. Для островов Атлантического океана данные о составе магматических по-

род имеются в старых и классических работах [Daly, 1927; Eosenwein, 1929; Engel, Engel, 1964; 1965; Le Maitre, 1962]. Толентовые и щелочные базальты Гавайских островов исчерпывающе описаны в работах ряда авторов [MacDonald, 1965; MacDonald, Katsura, 1964; Kuno et al., 1957; Tilley, 1960]. Острова Гавайского архипелага представляют собой вершины огромных подводных щитовых вулканов. Толентовые базальты изливались в начальную стадию и слагают главную массу островного материала [Dalrymple et al., 1974]. Извержения толентовой магмы продолжаются и сейчас — вулканы Килауэа и Мауна-Лоа, причем характерен поразительно спокойный характер излияний, без взрывов, без пирокластики с формированием озер очень жидкой толентовой магмы.

Щелочные оливиновые базальты относятся к следующей, гораздо менее мощной фазе вулканизма и, наконец, третья наименьшая фаза представлена дифференцированной серией пикритов и нефелиновых базальтов. Хороший аналитический материал имеется по базальтам Маркизских островов [Bishop, Wolley, 1973].

В Индийском океане на о. Сент-Поль на фланге срединно-океанического хребта известны толентовые базальты, а о. Маврикий сложен типичными щелочными оливиновыми базальтами, среди которых в качестве дифференциатов присутствуют анкарамиты, трахиты, фонолиты и трахиандезиты.

Несколько спорен состав базальтов о. Реюньон на Маскаренском плато в Индийском океане. Они известны по работе Тилли [Tilley, 1950], который считал их толентами. Другие исследователи [Upton, Wodsworth, 1972] считали их переходными к щелочным оливиновым базальтам из-за высокого содержания калия, титана, фосфора. По последним данным [Oversby, 1972] различается более древняя серия океанических толентов с возрастом 1,9—0,4 млн. лет и более молодая серия щелочных оливиновых базальтов с возрастом 0,3—0,07 млн. лет. Поскольку состав толентов и щелочных базальтов определяется главным образом глубиной генерации магмы, то должны быть и промежуточные породы. Такими промежуточными базальтами являются базальты о. Реюньон. При рассмотрении таблицы анализов [Oversby, 1972] трудно провести границу между толентами и щелочными базальтами, так как основные химические характеристики К, Ti, P, Pb, U, а также возраст их изменяются непрерывно.

Высокощелочные базальты присутствуют на островах, далеко удаленных от срединно-океанических центральных хребтов, например на Азорских островах [Self, 1976; Self, Gunn, 1976]. На о. Тристан да Кунья присутствуют высококальциевые лейцитовые базальты. Они формируют большую серию дифференциатов от анкарамитов к трахибазальтам, трахиандезитам и трахитам. Очень подробное описание геологии, петрографии и химического состава пород о. Тристан да Кунья имеется в монографии П. Е. Бейкера с соавторами [Baker et al., 1964].

Средние составы толентовой серии океанических островов (табл. 2) довольно близки между собой и следует думать, что со-

Средний химический состав толеитов океанических островов

Компоненты	1	2	3	4	5
<i>n</i>	—	—	3	9	—
SiO <sub>2</sub>	48,8	48,01	46,05	49,00	49,2
TiO <sub>2</sub>	2,9	1,96	2,69	2,12	1,4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,9	14,05	13,58	15,46	15,0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,6	4,02	7,97	12,49	2,6
FeO	8,3	8,23	4,90	—	9,0
MnO	—	0,20	0,14	0,17	0,2
MgO	5,9	7,97	7,67	7,14	7,8
CaO	10,4	11,21	8,45	10,36	12,3
Na <sub>2</sub> O	2,4	2,42	2,45	2,54	2,2
K <sub>2</sub> O	0,4	0,23	0,33	0,48	0,2
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,21	0,30	0,23	—
Rb	—	3,9	17	6,4	3,8
Sr	250	235	355	336	80
Ba	70	102	110	—	50
Zr	170	131	170	—	—
V	280	385	230	—	310
Cr	230	135	270	143	230
Co	50	54	56	—	—
Ni	120	71	257	—	105

1 — Фарерские острова [Bollingberg, 1975]; 2 — о. Исландия [Sailey, Noe-Nygaard, 1976]; 3 — о. Гавайи [Dalrymple et al., 1977]; 4 — о. Кергелен [Watkins et al., 1974]; 5 — о. Исландия [Герасимовский, Поляков, 1974].

став толеитовой серии очень однообразен и постоянен. Сравнение с толеитами срединно-океанических хребтов показывает, что в толеитах островов несколько увеличивается содержание большинства литофильных элементов — K, Rb, Sr, Ba, Ti, Zr, REE. Но толеиты островов определенно обладают типичными характеристиками океанических толеитов — показательные геохимические отношения K/Na, Ba/Sr, Th/U, Rb/Sr, La/Yb оказываются низкими, а отношение K/Rb — высоким. Содержание титана и отношение Ti/Zr тоже повышенные. Все это мы связываем с несколько большей глубиной генерации толеитовой магмы под островами. В срединно-океанических хребтах в связи с подъемом мантийного диапира и ничтожной мощностью коры выплавление толеитов происходит на минимальной глубине. Океанические же острова как на флангах хребтов, так и на океанических плато располагаются на зрелой и утолщенной океанической коре. Соответственно и очаги генерации толеитовой магмы располагаются глубже.

Еще более глубинными оказываются щелочные оливиновые базальты океанических островов (табл. 3). Они продолжают все ту же геохимическую тенденцию — увеличение количества некогерентных элементов — K, Rb, Cs, Sr, Ba, Th, U, REE, смещение показательных отношений некогерентных элементов в пользу более щелочных членов. Обогащенность магм Ti, Zr, Y усиливается.

Средний химический состав щелочных оливиновых базальтов океанических островов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
<i>n</i>	1	78	—	6	3	69	5	5
SiO <sub>2</sub>	43,15	48,46	47,3	50,31	48,82	45,86	47,79	42,40
TiO <sub>2</sub>	2,70	2,82	3,4	2,69	2,99	3,03	3,58	3,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,46	17,21	14,7	15,48	15,30	13,61	15,08	14,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,52	4,13	2,8	3,67	4,36	4,01	3,40	7,52
FeO	8,22	6,26	11,0	2,29	6,09	7,95	9,38	5,34
MnO	0,11	0,15	0,2	0,16	0,20	0,17	0,23	0,18
MgO	10,80	5,02	6,7	4,87	4,90	8,75	4,57	8,09
CaO	9,80	8,73	9,7	9,06	9,37	12,28	8,65	10,34
Na <sub>2</sub> O	3,47	4,28	3,0	3,03	3,14	2,86	2,42	2,65
K <sub>2</sub> O	1,63	2,43	0,9	1,40	1,11	0,99	0,59	0,75
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,75	0,51	0,4	0,42	0,48	0,48	0,53	0,72
Rb	45	33	15,5	22	22	44	—	70
Sr	500	815	345	1000	1000	597	—	800
Ba	300	500	445	600	400	330	180	600
Zr	200	333	—	250	230	—	260	480
V	240	252	270	400	450	—	370	370
Cr	250	67	34	50	65	272	65	190
Co	75	25	—	—	—	57	39	—
Ni	270	51	85	100	150	157	36	77

1 — о. Св. Павла [Melson et al., 1972]; 2 — средний щелочной базальт островов Атлантического океана [Engel, 1965]; 3 — о. Исландия [Герасимовский, Поляков, 1974]; 4 — о. Гоф [Kempе, Schilling, 1974]; 5 — о. Буве [Kempе, Schilling, 1974]; 6 — о. Зеленого Мыса [Gunn, Watkins, 1976]; 7 — Восточный остров в южной части Тихоокеанского хребта [Bonatti et al., 1977]; 8 — Маркизские острова [Bishop, Wolley, 1973].

Глубина генерации щелочных оливиновых базальтов оказывается больше, чем для толеитов, а объемы щелочного вулканизма — несравненно меньшими, чем толеитового. Как правило, щелочные оливиновые базальты внедряются позже толеитов и представляют финальную стадию океанического магматизма. Щелочные оливиновые базальты островов Атлантического, Тихого, Индийского океанов оказываются тождественными.

### Базальты океанических плато

До 70-х годов был известен только каменный материал срединно-океанических хребтов и океанических островов. Чем сложены пространные океанические плато было неизвестно. С 1968 г. был осуществлен проект глубоководного бурения экспедицией научно-исследовательского судна «Гломар Челленджер» с бурением глубоких скважин на океаническом дне Индийского, Тихого и Атлантического океанов в разных геологических структурах, а именно: срединно-океанических хребтах, их флангах в разной степени удаления от срединной долины и, наконец, на океанических пли-

тах — погруженных и приподнятых. Из скважин был получен каменный материал консолидированной океанической коры. Бурение не принесло ничего существенно неожиданного. В скважинах срединно-океанических хребтов оказались базальты, уже хорошо изученные и по драгировкам. На флангах хребтов толенты несколько меняют свой состав в сторону некоторого увеличения содержания литофильных элементов. Это те же отличия, которые устанавливаются между толентами хребтов и океанических островов. Наконец, на океанических плато под океаническими осадками (от верхнеюрского до современного возраста) вся огромная территория океанической коры оказалась залитой потоками типичных океанических абиссальных толентов. Подводные излияния шли с перерывами и перемежаются с глубоководными осадками. Морские осадки на границе с базальтовыми прослоями не изменены.

Большой и ценный материал был получен в 37-й экспедиции «Гломар Челленджер» с разбуриванием океанического дна от 100 до 582 м. Базальты из kernового материала охарактеризованы сейчас многими сотнями анализов. Имеется также большой геохимический материал. Аналитические данные подтвердили океанический толентовый тип этих базальтов и выявили, что некоторое разнообразие составов связано с процессами кристаллизационной дифференциации, с преимущественной кристаллизацией и отсадкой или оливина, или плагиоклаза. Об этом же говорят и геохимические исследования [Baragar et al., 1977; Lambert, Holland, 1977]. Выделяется более основной и магнезиальный типы базальтов, содержащий меньше циркония, который называется пикритовым, и противоположный ему лейкократовый известковистый тип.

Те тенденции кристаллизационной дифференциации, которые установлены в толентовых базальтах, — отсадка оливина или плагиоклаза, — в целом для базальтов не характерны и проявляются локально. Однако они в гораздо большей степени проявляются в гипабиссальных породах, а именно, в группе габбро. Одновременно с базальтами скважины вскрыли прослойки полнокристаллических двупироксеновых габбро и лерцолитов. Габброиды представляют собой тонкие прослойки в свежих базальтах и несомненно имеют кумулятивное происхождение. Химия минералов показывает, что габброиды кристаллизовались как продукты океанической толентовой магмы, снижение анортитового компонента в кумулятивном плагиоклазе сопровождается увеличением железистости фемических минералов.

Тринадцать скважин было пробурено в центральной и западной частях Индийского океана в большом удалении от рифтов, на территории центрального плато, асейсмичного хребта «девяностого градуса» и западно-австралийской котловины. Скважины вскрыли в основном океанические толентовые базальты, аналитический материал по которым опубликован [Thompson, Bryan, Dickey, 1978]. Помимо толентов встречены также разности ще-

лочных оливиновых базальтов, более кислых пород: железистых андезитов, похожих на андезиты о. Сент-Поль.

В табл. 4 приведены аналитические данные по толеитам океанических плато. Предварительно можно сказать, что базальты океанических плато ничем не отличаются от уже известных базальтов срединно-океанических хребтов и океанических островов, габброиды же являются гипабиссальными представителями тех же океанических толеитов.

Таблица 4

Средний химический состав толеитов океанических плато по данным бурения

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
<i>n</i>	13	3	11	8	8	12	12
SiO <sub>2</sub>	50,9	49,20	49,35	46,77	44,32	48,22	50,5
TiO <sub>2</sub>	1,56	2,51	0,88	0,83	0,50	1,17	0,99
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,6	13,18	15,15	15,84	12,99	16,09	15,29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	2,40	2,38	4,22	3,27	4,80	—
FeO	8,11	9,87	6,18	4,74	5,96	4,60	9,32
MnO	0,15	0,19	0,18	0,17	0,28	0,16	0,17
MgO	7,58	6,10	8,28	7,46	16,16	7,17	8,86
CaO	10,0	9,92	12,29	13,18	13,09	12,06	12,12
Na <sub>2</sub> O	3,50	2,67	2,06	2,35	1,62	2,52	2,04
K <sub>2</sub> O	0,97	0,24	0,16	0,17	0,16	0,34	0,08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,24	0,09	0,07	0,05	0,11	—
Rb	—	<5	<5	4	3	9	—
Sr	332	162	80	111	90	106	106
Ba	41	30	35	26	14	35	20
Zr	170	200	100	—	—	55	52
V	305	470	310	255	205	344	250
Cr	310	108	260	390	1273	342	490
Co	50	—	—	35	51	33	57
Ni	115	115	140	149	494	114	177

1 — скв. 215, Индийский океан [Thompson et al., 1978]; 2, 3 — скв. 256 и 257, Индийский океан [Fleet et al., 1976]; 4, 5 — скв. 332, Атлантический океан, верхняя пиллоу-лава и пикритовый базальт [Baragar et al., 1977]; 6 — скв. 335, Атлантический океан [Baragar et al., 1977]; 7 — скв. 105, Атлантический океан [Bryan et al., 1977].

Некоторые материалы известны по базальтам асейсмичных хребтов на океанических плато. Так имеются геохимические материалы по породам, слагающим хребты Кокос и Карнеги в Тихом океане и по Китовому хребту в Атлантике [Hekinian, Thompson, 1976].

### Андезиты, дациты и другие кислые породы океанов

Как толеиты, так и щелочные магмы океанов способны давать большую серию дифференциатов, т. е. магматических разновидностей, вариации состава которых определяются не глубиной генерации магм, а процессами кристаллизационной дифференциации.

Чтобы сразу ориентировать читателя, можно высказать ут-

верждение, которое ниже будет доказано, что все кислые породы океанов — андезиты о. Пасхи, исландиты Исландии, гавайиты и муджнериты Гавайев, трахиты о-вов Гоф, Тристан да Кунья и др., а также драгированные в океане андезиты, диориты и плагиограниты являются дифференциатами или толентовых или щелочных базальтов. В отличие от континентальных структур, в океанах нет самостоятельных кислых пород. Обратимся к некоторым типичным примерам.

При описании драгированных пород Срединно-Атлантического хребта [Aumento, Hудман, 1971] отмечается группа лейкократовых пород состава трондьемитов или альбитовых гранитов. Они состоят из плагиоклаза, роговой обманки и кварца. Химические анализы обнаруживают высокое содержание натрия (5,5%) и очень низкое калия и необычайно большую величину Na/K, что прямо сближает эти породы с океаническими толентами. Диориты, сложенные кислым плагиоклазом ( $Ap=20-40\%$ ), роговой обманкой и пироксенами, были описаны и раньше [Aumento, 1969]. Анализы этих пород приведены в табл. 5. Очень высокое отношение натрия к калию — характерная особенность этих океанических кислых пород. То, что это продукты далеко зашедшего процесса кристаллизационной дифференциации свидетельствует высокая железистость пород, низкое содержание стронция и вы-

Таблица 5

Средний химический состав океанических кислых пород

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
<i>n</i>	1	1	7	5	6	7	1	1
SiO <sub>2</sub>	61,97	72,47	50,1	58,1	48,1	56,9	48,4	55,4
TiO <sub>2</sub>	0,94	0,33	1,4	1,7	2,35	1,45	3,58	2,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,00	14,17	15,8	13,4	14,9	15,9	12,6	12,6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,22	1,8	—	—	—	—	—	—
FeO	3,57	1,19	8,9	10,6	14,6	9,8	17,1	12,9
MgO	2,43	1,39	8,3	2,9	6,45	2,48	5,17	4,61
CaO	3,24	1,48	12,2	7,1	9,04	5,79	8,18	7,53
Na <sub>2</sub> O	5,55	5,55	2,5	4,3	2,75	3,97	3,02	3,69
K <sub>2</sub> O	0,75	0,24	0,10	0,54	0,37	1,50	0,46	0,97
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,22	0,06	—	—	0,19	0,04	0,82	0,21
Rb	—	—	0,8	4,8	—	—	—	—
Sr	140	89	115	106	265	647	225	340
Ba	260	200	13	39	45	578	210	285
Zr	760	200	—	—	120	252	330	355
V	38	22	—	—	525	39	395	250
Cr	<20	<20	—	—	38	5	55	125
Co	<20	<20	—	—	65	39	31	38
Ni	46	22	—	—	50	5	235	60

1, 2 — диориты Срединно-Атлантического хребта [Aumento, 1969]; 3, 4 — базальты и андезиты из пробы Амфирит [Hart, 1971]; 5, 6 — толенты и андезиты скв. 214 Восточно-Индийского хребта [Thompson et al., 1978]; 7, 8 — базальт и андезит о. Сент-Поль [Girod et al., 1971].

сокое барий-стронциевое отношение, низкое содержание фосфора. При драгировании Восточно-Тихоокеанского хребта в пробе Амфирит [Hart, 1971] были подняты достоверные образцы андезитов вместе с базальтами. Сравнение их химического состава и геохимических особенностей приводит к выводу, что андезиты являются типичными дифференциатами толеитовой магмы, они очень высокожелезисты, имеют очень высокое океаническое отношение  $K/Rb=700-1000$ , такое же, как в толеитах.

Из Тихоокеанского хребта западнее о-вов Галапагос с глубины 1000 м была драгирована серия базальтов, ферро-базальтов, андезитов и риодацитов [Byerly, Melson, Vogt, 1976], которые без сомнения представляют серию дифференциатов океанического толеита. С увеличением кремнеземистости возрастает железистость образцов, содержание щелочей увеличивается, а титана и фосфора уменьшается.

Аналогично при бурении восточно-индийского асейсмического хребта [Thompson et al., 1978] в скв. 214 была обнаружена серия дифференциатов от океанического толеита до андезита, в котором параллельно с увеличением кремнеземистости увеличивается содержание щелочей и железистость. Весьма характерно также, что барий-стронциевое и цирконий-титановое отношение сильно увеличивается, а содержание элементов группы железа резко падает.

Кислые дифференциаты толеитовой магмы и магмы щелочных оливиновых базальтов широко известны на океанических островах.

Остров Пасхи лежит в центре Тихого океана на срединно-океаническом хребте. Издавна [Vandy, 1937] здесь известны неоген-четвертичные вулканиты андезитового и риолитового ультращелочного состава. Судя по химическим анализам это исключительно своеобразные породы. Содержание магния исчезающе мало и железистость породы —  $Fe/(Fe+Mg)$  — приближается к 100%, а марганец преобладает над магнием. Содержание кальция низкое, а натрия очень высокое, содержание циркония резко повышено при низком содержании титана, а фосфор фиксируется только в следах. Все эти своеобразные черты могут быть поняты, если признать, что кислые породы о. Пасхи являются крайними дифференциатами базальтовой океанической магмы, такие окислы, как Mg, Ca, Ti, P, почти нацело осаждены в процессе кристаллизационной дифференциации, остаточный же расплав оказался обогащенным кремнеземом, щелочами и железом. Такие комедитовые обсидианы встречаются и на других островах: Акцепши, Буве [Bailey, MacDonald, 1970].

По океаническим островам имеется целый ряд работ с детальным описанием дифференцированных серий островных толеитов и щелочных базальтов. Так В. И. Герасимовским [1976] исследована дифференцированная серия о. Исландия от толеитов к андезитам, дацитам и риолитам (табл. 6). Эта серия столь детально изучена, что может считаться классической и мы постоянно будем к

Таблица 6

Дифференцированная серия толеитовых базальтов о. Исландия,  
по данным В. И. Герасимовского [1976]

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6
Li	5,9	10,7	15	19	22	24
Na	22 700	25 900	31 900	32 200	34 000	33 700
K	4 300	10 300	15 000	23 400	30 000	32 300
Rb	5,15	14,15	—	—	62	68
Sr	262	234	200	180	101	80
Ba	134	340	380	630	700	730
Ti	23 300	17 400	13 400	7 100	2 800	2 100
V	380	209	131	32	24,2	22,3
Cr	162	59	47	25	19,3	18,4
Co	48	34	20	10	9,6	7,8
Ni	182	48	28	14	13,7	11,0
P	1 040	1 560	1 100	515	330	170
F	542	915	1 170	1 700	1 700	880

1 — базальты; 2 — андезито-базальты; 3 — андезиты; 4 — дациты; 5 — риолито-дациты; 6 — риолиты.

ней обращаться в геохимическом анализе, как к идеальному примеру кристаллизационной дифференциации. Поведение целого ряда элементов очень характерно для процесса кристаллизационной дифференциации. На фоне общего увеличения кремнеземистости происходит и увеличение содержания всех щелочей — Li, Na, K, Rb. Весьма характерны для дифференцированных серий малые изменения отношений Na/K, K/Rb, везде  $Na > K$ , в кислых членах сохраняется достаточно высокое отношение  $K/Rb > 500$ , что характерно для дифференциатов океанических толеитов. Характерно также для дифференцированных серий, что вместе со щелочами увеличивается содержание бария, а стронция — падает, уменьшается содержание фосфора, а фтора и хлора увеличивается, в кислых членах увеличивается дефицит европия и последовательно уменьшается содержание элементов группы железа — V, Cr, Co, Ni — при увеличивающейся общей железистости пород. Судьба фосфора и стронция тесно связана с кальцием и они вместе обогащают первые, основные члены дифференцированной серии, тогда как поздние и более кислые разности обеднены фосфором и стронцием. Фтором же оказываются обогащены наиболее поздние и кислые члены. Тесные геохимические связи указывают на генетическую связь основных и кислых эффузивов и на то, что формирование серии происходило в результате кристаллизационной дифференциации.

На островах Атлантического океана — Тристан да Кунья, Гоф — развиты щелочные высококалийные базальты, которые дают серию кислых дифференциатов. Средние составы пород таких дифференцированных серий представлены в табл. 7 и 8.

Дифференцированные серии гавайских базальтов с большим числом анализов широко известны по работе Макдональда и Кат-

Дифференцированная серия щелочных базальтов  
о. Тристан да Кунья  
[Baker et al., 1964]

Компоненты	1	2	3	4
<i>n</i>	3	10	9	4
SiO <sub>2</sub>	43,1	46,7	54,9	60,0
TiO <sub>2</sub>	4,1	3,6	1,8	0,9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,1	17,3	19,6	20,2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,5	3,8	2,8	2,1
FeO	8,5	7,1	2,9	1,1
MgO	9,0	4,7	1,5	0,5
CaO	12,4	9,7	5,7	2,3
Na <sub>2</sub> O	2,7	4,1	5,9	6,8
K <sub>2</sub> O	1,6	3,0	4,9	6,1
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,58	0,91	0,46	0,16
Li	4	6	12	17
Rb	100	170	270	340
Sr	850	1200	1300	250
Ba	750	1000	1300	350
Zr	150	320	350	430
V	400	220	100	30
Cr	150	30	12	—
Co	45	30	12	—
Ni	100	10	—	—

1 — щелочной базальт; 2 — трахибазальт; 3 — трахиандезит; 4 — трахит.

суры [MacDonald, Katsura, 1964]. Геохимические данные по дифференцированной серии о. Папа-Нуи приводятся в табл. 9. По данным Бейкера и Бакли [Baker, Backley, 1974] рассчитаны средние данные для дифференцированных членов, которые демонстрируют закономерные изменения химических элементов в процессе дифференциации. В более кислых членах увеличивается содержание всех щелочных элементов, однако натрий всегда преобладает над калием. Щелочноземельные элементы барий и стронций в процессе дифференциации ведут себя противоположным образом, барий накапливается в поздних кислых дифференциатах вместе с калием, а стронций накапливается в ранних основных дифференциатах вместе с кальцием. Аналогичный геохимический материал имеется по оливиновым базальтам, гавайитам, муджиеритам и лейцитовым фанолитам Маркизских островов [Bishop, Wolley, 1973]. Хорошо известны базальты и их кислые дифференциаты о. Мадера [Hughes, Brown, 1972], а также дифференцированные серии Азорских островов [Self, 1976; Self, Gunn, 1976].

Как крайние дифференциаты щелочных базальтов на островах появляются очень кислые вулканы с содержанием SiO<sub>2</sub> — 70%, их характерная черта — очень высокая щелочность Na<sub>2</sub>O > 5,5%, K<sub>2</sub>O > 4%, т. е. это щелочные кислые породы комендитового состава. Они формируют лавовые купола, причем пирокластиче-

Таблица 8

Дифференцированная серия о. Гоф, Атлантический океан  
[Le Maitre, 1962]

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6
<i>n</i>	1	2	5	3	2	3
SiO <sub>2</sub>	46,8	47,7	51,1	56,3	59,5	61,5
TiO <sub>2</sub>	1,9	3,2	2,8	1,8	0,9	0,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,2	15,2	18,6	17,8	19,4	18,3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,2	2,3	2,8	2,9	1,7	2,6
FeO	9,8	8,7	6,8	4,7	3,6	2,8
MgO	19,8	9,7	4,8	2,3	1,0	0,2
CaO	9,5	8,9	6,9	4,7	2,0	1,5
Na <sub>2</sub> O	1,6	2,7	4,0	4,8	5,2	7,0
K <sub>2</sub> O	1,2	1,6	3,2	4,7	6,7	5,8
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,26	0,29	0,27	0,34	0,25	0,07
Rb	30	60	80	200	300	500
Sr	450	720	1000	900	300	20
Ba	340	850	1000	1350	650	—
Zr	100	125	195	320	340	1000
V	100	160	130	70	—	—
Cr	1250	245	60	5	—	—
Co	100	34	24	7	—	—
Ni	465	210	55	5	3	—

1 — пикритовый базальт; 2 — оливиновый базальт; 3 — трахибазальт; 4 — трахиандезит; 5, 6 — трахиты.

Таблица 9

Дифференцированная серия щелочных базальтов о. Папа-Нуи  
[Baker, Basley, 1974]

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6
<i>n</i>	2	4	2	3	1	3
SiO <sub>2</sub>	43,06	47,67	51,36	59,80	66,36	72,53
TiO <sub>2</sub>	4,06	3,62	2,85	1,14	0,34	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,38	15,22	14,36	14,64	14,70	12,94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,05	5,51	5,88	4,18	3,68	0,85
FeO	9,88	7,93	7,44	5,45	1,21	2,11
MnO	0,34	0,22	0,32	0,31	0,12	0,08
MgO	5,06	5,48	3,13	1,22	0,05	0,01
CaO	8,14	9,31	7,09	4,05	1,75	0,72
Na <sub>2</sub> O	2,60	3,11	4,34	4,96	6,34	5,78
K <sub>2</sub> O	0,27	0,61	1,23	2,04	4,05	3,84
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,48	0,46	0,81	0,38	0,02	0,01
Rb	1	7	22	43	107	86
Sr	224	273	279	200	51	33
Ba	153	176	208	253	369	302

1 — щелочной оливиновый базальт; 2 — гавайит; 3 — муджирит; 4 — бен-морейт; 5 — трахит; 6 — комендит.

ские разности почти не развиты. Во многих работах подчеркивается отсутствие влияния сиалической коры на состав кислых щелочных магм. Ассоциируют они со щелочными базальтами и являются их крайними дифференциатами.

Есть несколько стандартных петрохимических приемов, позволяющих исследовать и обсудить процессы кристаллизационной дифференциации. Это построение диаграмм А. Н. Заварицкого или более простой и более распространенный прием построения тройной диаграммы АФМ с трендами типичных дифференцированных серий. Такие диаграммы строились неоднократно, на них отчетливо прослеживаются линии дифференцированных серий толеитов, протягивающихся параллельно стороне FeO—MgO треугольника с резким поворотом высокожелезистых разностей в сторону увеличения щелочности. В дифференцированных сериях щелочных базальтов железистость меняется более умеренно, но сильно и сразу возрастает щелочность.

Кислые дифференциаты океанической толеитовой магмы характеризуются высокой железистостью (например, андезиты о-вов Пасхи, Галапагос, Исландия), что согласуется с толеитовыми трендами дифференциации. Отношение K/Na имеет низкое значение, что характерно и для родоначальных толеитов. Аналогично отношение K/Rb повышено, а отношение Ba/K очень низкое. Все это сильно отличает океанические андезиты и дациты от их континентальных аналогов.

Отличие кислых дифференциатов щелочных базальтов от континентальных аналогов менее определено, поскольку химические отличия щелочных оливиновых базальтов океана и континента не столь резки и очевидны. Однако то, что кислые дифференциаты щелочной магмы обнаруживаются главным образом на островах в ассоциации с другими членами дифференцированной серии, позволяет с полной очевидностью установить их генетическую природу и связь с базальтовой магмой.

В табл. 5—9 приведены аналитические данные по некоторым очевидным дифференцированным сериям океанических островов. Эти примеры будут использованы ниже в геохимическом анализе.

### Метаморфические породы океанов

Среди образцов, драгированных со дна океана, подняты основные породы, несущие на себе следы зеленокаменного изменения вплоть до настоящих амфиболитов. Они извлекаются главным образом из трансформных разломов, но частично также из центральных хребтов и даже из срединной долины. Метаморфизованные базальты и габбро часто ассоциируют с серпентинитами. Метаморфические породы океанов несут мало следов динамических нагрузок, обычно они не рассланцованы и имеют реликты первичных магматических структур. Нерассланцованные массивные породы явно преобладают, а сланцеватость, если она есть, выражена

нерезко. Это говорит, о том, что метаморфизм осуществлялся на небольшой глубине и при слабых динамических нагрузках.

Метабазальты и метагабброиды срединно-океанических хребтов относятся к цеолитовой, зеленосланцевой и амфиболитовой фациям и к переходным разностям между ними. В цеолитовой фации по фенокристаллам плагиоклаза развивается анальцит, в пустотках растут цеолиты серии натролит-мезолит-сколецит, а также стильбит, гейтландит. Для зеленосланцевой фации характерны следующие минеральные превращения. Плагиоклаз замещается альбитом или альбит-хлоритовым агрегатом. Оливин замещается хлоритом, пироксены — актинолитом. По стекловатой основной массе развивается хлорит и актинолит, появляются также кварц и кальцит. В амфиболитовой фации отмечаются ассоциации: 1) кварц, плагиоклаз, биотит, зеленая роговая обманка, серицитизированный ортоклаз, магнетит, сфен; 2) роговая обманка, диопсид, плагиоклаз, биотит.

Как отмечает Миасиро с соавторами [Miyashiro et al., 1971], пренит-пумпеллеитовая и эпидот-амфиболитовая фации в океане отсутствуют, что следует объяснить крайне малой глубиной метаморфических преобразований в океане. Эти авторы обсуждали наличие в океанических породах минеральной ассоциации: актинолит + хлорит + плагиоклаз. Строго говоря, такая ассоциация хлорита с основным плагиоклазом не характерна и не устойчива в настоящих континентальных зеленосланцевых формациях, но встречается в контактных ореолах. Следовательно, на океаническом дне мы имеем дело не с типичной зеленосланцевой фацией, а с термической метаморфической фацией очень низкого давления. Отмечается также, что офиолитовая или серпентинитовая ассоциация срединно-океанических хребтов отличается исключительной малоглубинностью, и здесь никогда еще не наблюдались метаморфические породы высоких давлений, тогда как континентальные офиолиты, наоборот, как правило, сопровождаются метаморфическими породами высоких давлений. В этом заключается существенное различие условий формирования пород срединно-океанических хребтов и континентальных офиолитов.

Парадокс отсутствия в океане типичных ассоциаций настоящей зеленосланцевой фации отмечает также Канн [Cann, 1971]; исследуя амфиболиты хребта Палмер, он пишет, что наличие роговой обманки говорит о достаточно высокой температуре метаморфизма, но неожиданным оказалось отсутствие замещения плагиоклаза клиноцоизитом или эпидолитом, хотя эти явления могли быть обусловлены очень низким давлением паров воды.

Большинство исследователей, изучавших процессы метаморфических изменений пород океанического дна, приходят к выводу, о незначительном влиянии процессов метаморфизма на химический состав пород. Так было замечено [Stuber, 1969; Cann 1969; Дмитриев, 1973], что определенной связи между степенью серпентинизации и содержанием в породах большинства малых элементов не существует. Поскольку содержание всех элементов в свежих и из-

менных породах между собой тесно взаимосвязаны, можно полагать, что их содержания и распределение определяются первичными причинами и не зависят или мало зависят от процессов позднейших изменений.

Во многих работах [Miyashiro et al., 1971; Nicholds, Islam, 1971] подчеркивается, что большинство метабазальтов и метагаббро сохраняет не только реликты первичных структур, но и первичный химический состав. Проводилось сравнение свежих базальтов и зеленокаменных пород Срединно-Атлантического хребта и был сделан вывод, что результаты распределения 12 элементов-примесей не показывают существенных различий между этими двумя группами пород. Аналогично сравнивались базальты и зеленокаменные породы хребта Карлсберг в Индийском океане [Nicholds, Islam, 1971; Cann, 1969]. Систематических изменений в содержании элементов-примесей не устанавливается, но авторы делают предположение, что, возможно, содержание калия, рубидия, стронция и бария в метаморфических породах несколько понижено по сравнению со свежими породами, а концентрация никеля оказывается более высокой. Далее делается вывод, что хотя и нельзя отрицать локальную миграцию элементов при зеленокаменном метаморфизме, но нет доказательств, что при этом происходит существенное изменение их содержания.

Неоднократно делались попытки [Herrman et al., 1974; Philpotts, Schnezler, 1969] обнаружить различия в распределении редких земель в зеленокаменных и свежих породах океанов. Все исследователи единодушно приходят к выводу, что при метаморфизме низких ступеней и спилитизации базальтов первоначальное распределение в них редких земель не изменяется. Это позволяет, используя данные по содержанию редких земель, определять характер первичных базальтов, подвергшихся метаморфизму, и проводить их сравнения.

Интересен также вопрос, как влияет морская вода на состав подводных базальтов. С. Р. Харт [Hart, 1969; Hart, Nalwalk, 1970] сравнивал содержание элементов в свежих внутренних частях образцов с их краевой частью, соприкасающейся с морской водой, и пришел к выводу, что влияние морской воды на краевые, закаленные части образцов существует. Элементы можно расположить в ряд по относительной чувствительности к изменению: Cs, B, Rb, K, Ba, Sr, REE. Наиболее сильно изменяется содержание цезия (привнос из морской воды), а наименьшие изменения происходят в группе щелочноземельных и редкоземельных элементов.

Следует различать процессы изменения, вызванные морской водой — это процессы выветривания образцов и зеленокаменного метаморфического преобразования. Давно уже выяснено, что спилитизация базальтов не связана с влиянием морской воды. Судя по тому, что в предыдущей ссылке о зеленокаменных породах [Nicholds, Islam, 1971; Cann, 1969] говорится о некотором снижении щелочных и щелочноземельных элементов, а при влиянии морской воды их количество увеличивается, можно полагать,

что зеленокаменное изменение не имеет отношения к морской воде. Оно связано с термическим эффектом повышенного теплового потока срединно-океанического хребта и протекает в изохимической системе. Характерно, что изотопные соотношения  $O^{18}/O^{16}$  в метаморфизованных базальтах не возрастают по сравнению со свежими, а это говорит о том, что в отличие от процессов выветривания морская вода не участвует в зеленокаменном метаморфизме океанических пород. Коль скоро первичной ювенильной воды было мало, то процессы метаморфизма проявились в океане очень слабо и не охватили всей массы пород срединно-океанических хребтов.

Следует отметить, что нельзя настаивать на исключительно изохимическом характере преобразований в океанических породах. Существуют образцы, сильно варьирующие по содержанию  $SiO_2$  и  $CaO$ , что связано с переотложением кремнезема, извести в зеленосланцевой фации океанических пород с образованием кварц-хлоритовых пород. Для некоторых образцов цеолитовой фации характерен привнос натрия, причем в некоторых случаях намечается связь между содержанием натрия и воды в метабазальтах. Поэтому надо признать, что отдельные участки зеленосланцевой фации характеризуются широкой миграцией  $CaO$ ,  $K_2O$ ,  $Na_2O$ . Поэтому Миасиро с соавторами [Miyashiro et al., 1971] в близоповерхностных фациях — цеолитовой и зеленых сланцев — выделяют группу I метаморфических пород, совершенно неизмененных по химическому составу, и группу II — интенсивно измененных по составу. В более глубинных амфиболитовой и переходной между зеленосланцевой и амфиболитой фациями выделяется только группа I, т. е. предполагается только изохимический характер метаморфизма.

Детальные химические сравнения зеленосланцевых пород со свежими базальтами срединно-океанического хребта [Nimphris, Thompson, 1978] приводят к выводу о некоторых изменениях валового химического состава метаморфизованных пород. Ассоциации, богатые хлоритом, показывают наибольшее изменения химического состава, тогда как ассоциации с эпидотом мало отличаются от свежих базальтов. Сравнительный анализ показывает, что в измененных породах конечно увеличивается количество воды и несколько увеличивается магний, а кремнезем и кальций убывают. Бор и литий увеличиваются, особенно в хлоритовых каемках. В поведении натрия и калия нет определенной тенденции. Стронций вместе с кальцием уменьшаются в породах, богатых хлоритом, и увеличиваются в эпидотсодержащих разностях. Элементы группы железа  $Co$ ,  $Cr$ ,  $Ni$  обнаруживают очень слабые вариации в измененных базальтах. Содержание иттрия и циркония не меняется. Из других работ [Pearce, Cann, 1971] также известно, что  $Y$ ,  $Ti$ ,  $Zr$ , REE относятся к «немобильным» элементам, их содержание не меняется в процессе зеленокаменного метаморфизма.

Таким образом, можно считать, что большинство малых элементов, таких, как  $Na$ ,  $K$ ,  $Rb$ ,  $Ba$ ,  $Ti$ ,  $Zr$ , REE,  $V$ ,  $Cr$ ,  $Co$ ,  $Ni$ , при океаническом зеленосланцевом метаморфизме не мигрируют и их

содержания в породах не меняются. В отношении же таких элементов, как В, Li, Cs, Sr, такой уверенности может не быть.

В заключение можно сделать вывод, что цеолитовая, зеленосланцевая и амфиболитовая фации океанического дна отличаются от одноименных фаций регионально метаморфизованных пород континентов. Если континентальные фации определено связаны с повышенной глубиной, повышенными давлениями и потоками метаморфизирующих растворов, то в океане это термальные фации малых глубин и в основном с изохимическим характером метаморфических преобразований, без существенного участия флюидных растворов и без существенного химического воздействия морской воды на продукты метаморфизма.

Процессы выветривания океанических базальтов совершаются при активном участии морской воды и сопровождаются привнесом в породы щелочных и щелочноземельных элементов.

### ГЕОХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Все магматические породы океанов представляют собой единую магматическую провинцию геохимически и генетически единого ряда океанических пород. Здесь имеется в виду магматизм внутриокеанический, ограниченный по периферии глубоководными желобами, т. е. магматические породы срединно-океанических хребтов, океанических островов, асейсмических океанических хребтов и океанических плато.

В отношении базальтов важно проследить две геохимические тенденции: 1) какие геохимические особенности базальтов определяются таким важнейшим фактором, как глубина генерации магмы, и 2) геохимический эффект фракционной, кристаллизационной дифференциации отдельных магм, возникших на различной глубине.

Толенты срединно-океанических хребтов, толенты океанических островов, океанических плато и щелочные оливиновые базальты океанов вплоть до калиевых базальтов образуют непрерывный ряд базальтов с последовательно увеличивающейся щелочностью. Характерно, что в изменении содержания щелочей нет дискретности и разделение базальтов на толеитовую и щелочную серию носит чисто условный характер. На известной диаграмме Макдональда и Катсуры [MacDonald, Katsura, 1964]  $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  повторенной многократно многочисленными исследователями, разделительная линия толеитовых и щелочных базальтов проведена условно. Поле точек толеитов без какого-либо перерыва постепенно переходит в поле точек щелочных оливиновых базальтов.

Возможности петрохимического анализа океанических базальтов на основе силикатных анализов в значительной мере исчерпаны, хотя на некоторые выводы следует обратить внимание. Среди океанических базальтов очень немногие пересыщены кремнекисло-

той и содержат нормативный кварц. Большинство же базальтов имеет нормативный оливин. Если и существуют коррелятивные связи между кремнеземистостью базальтов и их щелочностью, то они выражаются в обратной связи, т. е. наиболее недосыщенные оливиновые щелочные базальты обладают и более высокой щелочностью. В явно дифференцированных сериях исландитов или муджиеритов более поздние кремнеземистые члены имеют и повышенную щелочность. Общая щелочность ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) затушевывает индивидуальные особенности океанических базальтов, которые во всех случаях очень мало калиевые, с уникально низким отношением  $\text{K}/\text{Na}$ . Характерна предельно низкая калиевость океанических толеитов, аномально низкое отношение  $\text{K}/\text{Na}$  и близость составов океанических толеитов к метеоритным аналогам базальтов — ахондритам.

Соотношение магния, железа и общей щелочности исследуется обычно на треугольных диаграммах *AFM*. Такие диаграммы строились многими исследователями, изучавшими океанические базальты. Следует повторить некоторые выводы, полученные при анализе диаграмм *AFM*. Толеиты срединно-океанических хребтов формируют на диаграмме *AFM* довольно компактное поле. Можно полагать, что процессы дифференциации, если и проявлены в них, то очень слабо, так как вариации железистости очень невелики так же, как и суммарной щелочности. Очевидно, что быстрое излияние базальтов в срединно-океанических хребтах ограничивает возможности фракционной дифференциации. В островных толеитах и особенно щелочных оливиновых базальтах островов, так же как в мощных лавовых прослоях океанических плато, возможности кристаллизационной дифференциации расширяются, соответственно поля этих толеитов выходят в более железистую и более щелочную область.

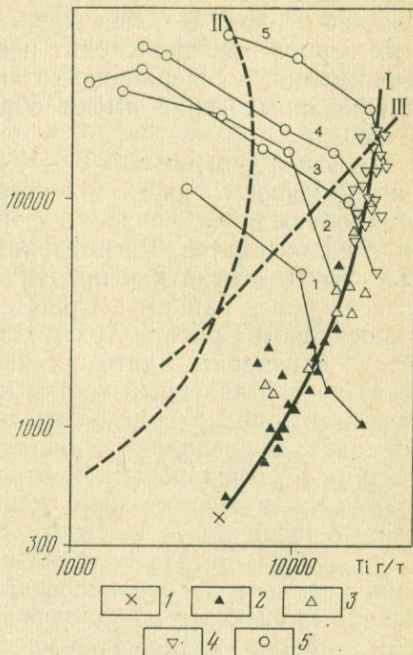
Дифференцированные серии островов толеитовая и известково-щелочная образуют самостоятельные тренды на диаграмме *AFM*. Особенностью дифференциации толеитовой магмы является быстрое увеличение железистости при очень умеренном повышении щелочности, а в поздних дифференциатах резкое увеличение щелочности высокожелезистых разностей. В известково-щелочных сериях железистость меняется мало, а дифференциация связывается главным образом с увеличением щелочности.

Интересные выводы можно сделать из геохимических диаграмм, исследуя распределение в базальтах таких малых элементов, как титан — калий, содержания которых выявляются и при силикатных анализах.

На рис. 3 выделяется главная корреляционная линия 1, которая показывает, что все океанические базальты образуют единое семейство пород с закономерным и взаимосвязанным распределением титана и калия, характерных для океанических базальтов. Здесь же пунктиром показаны корреляционные линии для островодужных и континентально-платформенных базальтов, которые оказываются отличными от океанической корреляционной кривой.

Рис. 3. Диаграмма титан — калий для океанических базальтов. К г/т

Корреляционные тренды базальтов: I — океанических, II — островных дуг, III — платформ. Дифференцированные серии: 1 — Галапагос [Buerly et al., 1976]; 2 — Исландия [Герасимовский, 1976]; 3 — Папа-Нуи [Baker et al., 1974]; 4 — Гавайи [Baker et al., 1974]; 5 — Тристан да Кунья [Baker et al., 1964]. 1 — эвкрит, 2 — толеиты срединно-океанических хребтов; 3 — толеиты океанических островов и плато; 4 — щелочные оливиновые базальты; 5 — кислые дифференциаты



Толейты срединно-океанических хребтов наименее калиевые и титанистые непосредственно примыкают к точке среднего эвкритового ахондрита. Толейты океанических островов и океанических плато содержат несколько больше калия и титана. Щелочные оливиновые базальты продолжают эту тенденцию и самые щелочные базальты завершают базальтовую кривую. Лейцитовые высококальциевые базальты о. Тристан да Кунья завершают ряд океанических базальтов и отличаются самой высокой калиевостью и титанистостью. Заметим, что континентальные калиевые базальты островодужного типа (абсарокиты и шошониты) имеют совершенно другие геохимические характеристики, при столь же высоком содержании калия, их титанистость оказывается в 5 раз ниже и они завершают собой другую корреляционную линию островодужных базальтов.

Главная корреляционная линия прямого увеличения содержания и калия и титана связывает состав базальтов с глубиной генерации магмы. С глубиной выплавления прогрессивно увеличивается содержание калия, так как усиливается экстракция некогерентных щелочных элементов. Одновременно с увеличением давления усиливается выплавление титана, так как согласно опытам Макгрегора [MacGregor, 1966], с увеличением давления эвтектика  $TiO_2-MgO-SiO_2$  сильно сдвигается в сторону титана.

При процессах кристаллизационной дифференциации калий и титан ведут себя совершенно иначе. На рис. 3 нанесены несколько явно дифференцированных серий и толеитовой и щелочной магмы.

Корреляционные линии дифференцированных серий имеют обратную зависимость. В более кислых членах: базальт-андезита, андезитах и риолитах происходит последовательное увеличение содержания калия, а содержание титана падает. Поэтому линии дифференцированных серий имеют обратный характер корреляционных соотношений.

В связи с диаграммой Ti—K следует обратить внимание на положение точки среднего толеитового базальта Исландии. В свое время обсуждался вопрос о формационной принадлежности исландских базальтов. Рассматривать ли третичные и четвертичные базальты Исландии как продукт океанического рифтогенеза, или согласно более ранним взглядам считать Исландию континентальным осколком Британо-Арктической трапповой области и соответственно признавать платформенно-трапповую их природу. Четкого ответа на поставленный вопрос не было дано. Исследователи признавали, что исландские базальты несколько отличаются от типичных толеитов срединно-океанических хребтов повышенными содержаниями литофильных элементов и в этом отношении они приближаются к континентальным траппам, но и с последними имеют некоторые различия (в частности, по распределению редких земель).

На диаграмме Ti—K точка четвертичных исландских толеитов точно попадает на океанический тренд. Аналогично и наиболее древние миоценовые исландские толеиты [Sailey, Noe-Nigard, 1976] точно также ложатся на океаническую кривую. Интересно, что более древние миоценовые толеиты содержат меньше Ti, K, Rb, Ba, т. е. являются менее глубинными, чем четвертичные и современные. Поскольку и на других, последующих диаграммах, исландские толеиты попадают в семейство океанических базальтов, можно твердо утверждать, что исландские базальты — это не континентальные траппы, а прямой продукт океанического магмогенерирующего механизма. Аналогично и фарерские кварцевые толеиты [Bollingberg et al., 1975] на диаграмме Ti—K тоже попадают на океаническую кривую.

Несколько повышенное содержание Ti и K объясняется некоторой заглубленностью магмогенерирующего механизма, который протягиваясь под хребтом Рейкьянес как бы ныряет под Исландию. В работе Брукса и др. [Brooks, Jakobsson, Campsis, 1974] исследованы драгированные базальты хребта Рейкьянес и показано, что вдоль хребта по направлению к острову происходит постепенное изменение их состава с последовательным увеличением в них титана и калия. Аналогичное явление — последовательное изменение содержания редких земель вдоль хребта к острову отмечено в работах Шиллинга [Shilling, 1973 a, 1975, 1976]. В приостровной части в базальтах увеличивается общее содержание редких земель, но остается неизменным типичное качество океанических толеитов — несколько опущенный церовый конец на диаграммах распределения.

Изменение состава базальтов вдоль хребта в приостровной части обычно объясняется влиянием некоей мантийной плюмажной струи

под островом [Shilling, 1973, 1975, 1976; Sailey, 1976]. Этому широко распространенному представлению об исландской, азорской, афарской, галапагосской мантийных струях противостоит работа О'Хары [O'Нара, 1975], который считает, что нет никаких оснований говорить о двух различных источниках лав островов и срединно-океанических хребтов; и те и другие лавы характеризуются единым однородным источником. Если говорить о влиянии второго механизма — мантийной струи, то следовало ожидать дискретного, а не постепенного изменения состава базальтов. Следует думать, что здесь действует все тот же рифтовый механизм магмогенерации, но его глубина несколько варьирует, что и отражается на составе базальтов.

Обратимся теперь к особенностям распределения щелочных элементов в океанических базальтах.

Диаграмма К—Rb (рис. 4) показывает, что толеиты срединно-океанических хребтов содержат минимальное количество калия и рубидия и отличаются очень высоким К/Rb отношением — больше 1000. По минимальной щелочности и высокому К/Rb отношению они смыкаются с метеоритными базальтами — эвкритами. В толеитах океанических островов количество калия и рубидия увеличивается, а отношение К/Rb снижается. В щелочных оливиновых базальтах еще больше увеличивается щелочность, а К/Rb отношение снижается до 300—500. Наконец, в наиболее щелочных, лейцитовых базальтах о. Тристан да Кунья устанавливаются наиболее высокие содержания калия и рубидия и наименьшее отношение К/Rb, равное 130.

Многие авторы [Gast, 1965; Kay, Hubbert, Gast, 1970; Hart, 1971] отмечали тенденцию снижения отношения К/Rb по мере увеличения содержания калия в базальтах океанического дна. Такая тенденция согласуется с гипотезой глубинного кислотного выщелачивания, когда с увеличением глубины усиливается выщелачивание калия из ультраосновного мантийного субстрата, еще более щелочной рубидий экстрагируется сильнее и отношение К/Rb снижается по мере увеличения калия. Именно такая тенденция прослеживается на рис. 4, когда с увеличением содержания калия и рубидия в океанических базальтах сама корреляционная линия смещается в сторону низких значений К/Rb от 2000 до 130.

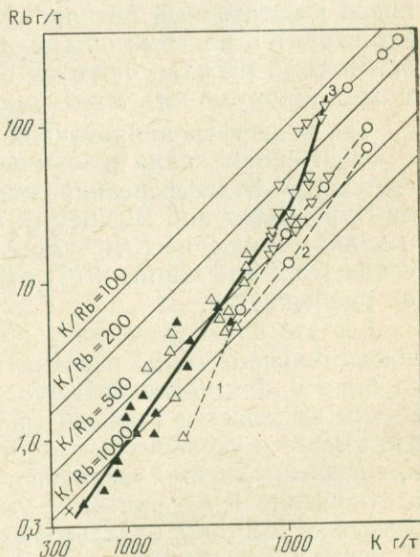


Рис. 4. Диаграмма калий — рубидий для океанических базальтов. 1, 2, 3 — дифференцированные серии. Условные обозначения см. рис. 3

В дифференцированных сериях мы вправе ожидать противоположной картины. С увеличением кремнеземистости (кислотности) поздних членов и увеличением их окисленности ( $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ ) должно происходить не уменьшение, а увеличение отношения  $\text{K/Rb}$  на фоне увеличения калия в поздних членах. Поиски таких примеров показывают, что они есть, особенно в высококалийевых сериях с высокой окисленностью. Из океанических базальтов тенденцию увеличения  $\text{K/Rb}$  отношения мы видим в высококалийевых базальтах о. Тристан да Кунья (см. табл. 7). В ряду базальт — андезит — дацит — трахит увеличивается содержание кремнезема, резко увеличивается содержание калия и  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  (окисленность) в этом же ряду отношение  $\text{K/Rb}$  увеличивается от 130 до 164. Заметим, что хотя тенденция проявлена отчетливо, сам диапазон изменений  $\text{K/Rb}$  очень невелик.

И все же такие примеры увеличения  $\text{K/Rb}$  отношения с увеличением калия редки и относятся к исключительно высококалийевым или высокожелезистым сериям с высокой степенью окисления. В обычных натровых или слабо щелочных сериях такая тенденция не характерна. Гораздо более распространен случай, когда отношение  $\text{K/Rb}$  в дифференцированных сериях не увеличивается, а обнаруживает явную тенденцию к снижению или не меняется совсем. Здесь надо понимать, что кристаллизационная дифференциация — это другой механизм, чем глубинное выплавление с кислотным выщелачиванием. Здесь работает совсем другой процесс кристаллизационной отсадки, изоморфного примешивания малых элементов в ранних кристаллизатах и оттеснения чуждых по величине ионов в остаточный расплав. При этом крупные ионы рубидия не все входят в полевые шпаты вместе с калием, а вытесняются в остаточный расплав, поэтому отношение  $\text{K/Rb}$  в поздних членах может обнаруживать тенденцию к уменьшению.

Так в дифференцированной серии толентовой магмы Исландии с увеличением калия в кремнеземистых членах отношение  $\text{K/Rb}$  снижается. В дифференцированной серии щелочных базальтов Папа-Нуи [Baker and Buckley, 1974] по мере увеличения кремнезема и калия отношение  $\text{K/Rb}$  уменьшается. В щелочных сериях о. Тейсейра [Self and Gunn, 1976] отношение  $\text{K/Rb}$  не меняется или слабо уменьшается.

Все это приводит к тому, что диаграмма  $\text{K—Rb}$  оказывается не показательной, чтобы различить процессы выплавления на разной глубине и близповерхностную дифференциацию. На диаграмме  $\text{K—Rb}$  выделяется главный тренд, который свидетельствует о том, что вместе с увеличением глубины генерации базальтовых магм в них взаимозависимо увеличивается содержание и калия и рубидия, а отношение  $\text{K/Rb}$  при этом уменьшается. Эта главная тенденция связывает составы базальтовых магм с глубиной их генерации. К сожалению, дифференцированные серии как толентовой, так и известково-щелочной серий дают линии, сливающиеся с главным трендом, что не позволяет на диаграмме  $\text{K—Rb}$  различать эти два процесса. В ходе дифференциации происходит накопление калия и

рубидия, а отношение  $K/Rb$  или не изменяется, или в натровых сериях обнаруживает тенденцию к понижению, а в высококалийных сериях слабо увеличивается.

Рассмотрим теперь распределение в океанических базальтах щелочноземельных элементов бария и стронция (рис. 5). Для толентов срединно-океанических хребтов характерны низкие содержания бария и стронция и очень низкое отношение  $Ba/Sr=0,3-0,01$ . В толентах океанических плато и океанических островов содержание бария, стронция и отношение  $Ba/Sr$  увеличиваются. Еще больше бария и стронция содержат щелочные оливиновые базальты, барий-стронциевое отношение увеличивается в них выше 0,5, а в щелочных лейцитовых базальтах о. Тристан да Кунья до 0,9.

По усредненным точкам океанических базальтов можно провести корреляционную линию, прямолинейно связывающую величины содержания бария и стронция в океанических базальтах. Это главный тренд, который связывает составы базальтов с глубиной генерации магмы. Согласно гипотезе глубинного кислотного выщелачивания, чем глубже выплавляется магма, тем сильнее экстракция из ультраосновного мантийного вещества щелочноземель-

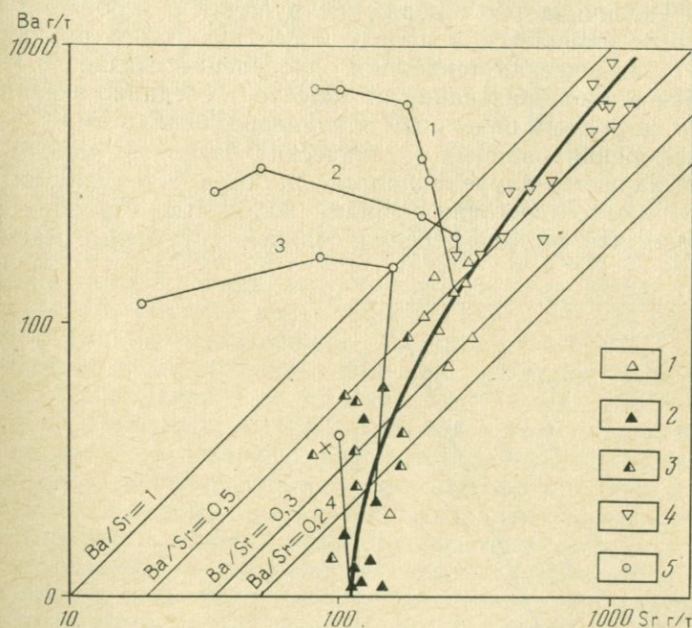


Рис. 5. Диаграмма стронций — барий для океанических базальтов. Дифференцированные серии: 1 — Исландия [Герасимовский, 1976]; 2 — Папа-Нуи [Baker, Buckley, 1974]; 3 — драгированная серия базальтов, гранофиров и аплитов Индийского океана [Engel, Ficher, 1975]; 4 — драгированная серия пробы Амфирит [Hart, 1971]. 1 — толенты срединно-океанических хребтов; 2 — толенты океанических плато; 3 — толенты океанических островов; 4 — щелочные базальты островов; 5 — кислые дифференциаты

ных элементов. С увеличением глубины наиболее щелочной барий выщелачивается сильнее и отношение Ba/Sr увеличивается.

В дифференцированных вулканических сериях распределение бария и стронция носит другой характер. В кислых членах дифференцированных серий барий увеличивается вместе с калием, но стронций вместе с кальцием накапливается в начальных кристаллизатах (в основном плагиноклазе и пироксенах), а более поздние остаточные расплавы оказываются обеднены стронцием. Поэтому корреляционные линии дифференцированных серий в отличие от прямого главного тренда имеют обратный наклон и отходят от главного тренда влево вверх.

Аналогичный характер имеет диаграмма распределения рубидия и стронция (рис. 6), причем ей надо отдать предпочтение перед предыдущей из-за большего количества аналитических данных; кроме того, для диаграммы Rb—Sr могут использоваться особо точные анализы, связанные с изотопными исследованиями стронция. Одновременно следует учесть, что обычные определения бария не отличаются высокой точностью. Диаграмма Rb—Sr повторяет основные особенности предыдущей диаграммы Ba—Sr. От толентов срединно-океанических хребтов к толентам плато и островным толентам и щелочным оливиновым базальтам последовательно увеличивается содержание рубидия и стронция, а отношение Rb/Sr смещается в пользу более щелочного рубидия. Эта главная геохимическая тенденция определенно связана с углублением очага магмообразования от толентов срединно-океанических хребтов к островным щелочным оливиновым базальтам.

В дифференцированных океанических базальтах можно видеть обратный характер корреляционных линий, в более кислых членах с увеличением содержания рубидия количество стронция падает. Характерно, что все дифференцированные остаточные магмы сме-

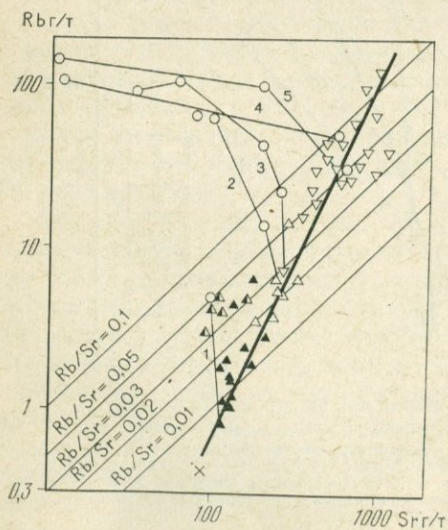


Рис. 6. Диаграмма стронций—рубидий для океанических базальтов. Дифференцированные серии: 1—проба Амфирит [Hart, 1971], 2—Исландия [Герасимовский, 1976]; 3—Папа-Нуи (Baker, Backley, 1974); 4, 5—Азорские острова [Self and Gann, 1976]. Условные обозначения см. рис. 5

щаются от главной трендовой линии влево — в сторону увеличения рубидия и уменьшения стронция. Интересно, что некоторые точки толеитовых базальтов океанических плато тоже отклоняются от главной трендовой линии влево вверх. Можно подозревать, что это связано с процессами кристаллизационной дифференциации, которая в какой-то степени несомненно проявлена в спокойных базальтовых покровах океанических плато.

В связи с общегеологическими соображениями следует упомянуть о некоторых результатах изучения изотопов стронция в океанических породах.

Исследователи, изучавшие отношение изотопов  $Sr^{86}/Sr^{87}$  в базальтах океанов, пришли к выводу о сходстве этого параметра у толеитов и щелочных оливиновых базальтов океанического дна и океанических островов (Brooks et al., 1976); в связи с этим выдвинуто положение о едином исходном мантийном веществе, за счет которого генерировались магмы, давшие эти два типа пород. Одновременно по изотопным данным было показано, что щелочные базальты — это самостоятельный и первичный тип магм и их нельзя считать дифференциатами толеитов.

В основном считается, что базальты наследуют изотопный состав стронция из своего источника, т. е. мантийного материала. На диаграммах с осями  $Sr^{86}/Sr^{87}$ — $Rb/Sr$  часто намечается положительная корреляция этих параметров, особенно для толеитов.

Если эта корреляция унаследована из мантийного источника, то она является мантийной изохроной и ее наклон определяет возраст какого-то реального процесса, происходившего в древнем мантийном материале. Оценка изохронного рубидий-стронциевого возраста мантийных событий несколько варьирует у разных авторов: 1)  $1,6 \pm 0,2$  млрд. лет по рубидий-стронциевой и  $1,8 + 0,1$  млрд. лет по уран-свинцовой изохроне [Brooks et al., 1976]; 2) 2,0 млрд. лет и 4,6 млрд. лет [Sun and Hanson, 1975]; 3)  $1,18 \pm 0,18$  млрд. лет [Duncan and Compston, 1976]; 4) 0,94 млрд. лет и 1,7 млрд. лет по изотомам свинца [Tatsumoto, 1978].

Существует представление о большой древности ультраосновных пород о. Св. Павла — до 4,5 млрд. лет [Wright, 1965]. Однако Мелсон и др. [Melson et al., 1972] считают, что эти ультраосновные породы не могут представлять первичную, недифференцированную (хондритовую) океаническую верхнюю мантию. Это уже материал вторичный, из которого был получен щелочной оливиновый базальт. Рубидий-стронциевый возраст показывает, что выплавление щелочного базальта и становление современного состава породы происходило меньше чем 100 млн. лет назад. Сам ультраосновной материал все же более древний. Калий-аргоновым методом по роговой обманке в нем определена цифра возраста 835 млн. лет.

Наконец, определен изотопный возраст включений гранатовых и шпинелевых лерцолитов из гавайских базальтов, который по изотопам свинца оказался очень древним — 3,5 млрд. лет [Morioka, Kigoshi, 1975].

Во всех случаях речь, по-видимому, идет о достаточно древнем мантийном материале и молодой океанической коре, сложенной главным образом базальтами.

Данных по распределению редких земель в океанических породах очень много. Известно, что океанические толенты как срединно-океанических хребтов, так и островные характеризуются специфическим составом редких земель. На диаграммах распределения нормированных по хондриту в океанических толентах церовый конец кривой оказывается несколько опущенным. Это качество характерно только для океанических толентов, во всех континентальных (геосинклинальных и платформенных) базальтах церовый конец кривой оказывается всегда несколько приподнят.

В ряду редких земель от лантана до лютеция последовательно изменяются кислотно-щелочные свойства этих элементов от наиболее щелочного лантана до наиболее кислотного лютеция. Согласно имеющимся данным существует направленное увеличение концентрации легких, наиболее щелочных редких земель с увеличением щелочности лав вне зависимости от степени их насыщенности или недосыщенности кремнеземом. В щелочных базальтах параллельно с увеличением содержания сильных щелочей увеличивается и содержание церовых земель. Эту прямую связь увеличивающейся щелочности и церовости более глубинных магм мы прямо связываем все с тем же механизмом глубинного кислотного выщелачивания.

В дифференцированных сериях магматических пород с увеличением их кремнеземистости и щелочности содержание церовых земель также возрастает и на первый взгляд невозможно различить геохимические эффекты двух процессов: увеличивающейся церовости с глубиной выплавления и эффекта кристаллизационной дифференциации, при которой последние дифференциаты также оказываются обогащены церовыми землями. И в том и в другом случае на фоне увеличивающейся щелочности происходит накопление церовых земель. Здесь следует обратить внимание на особое поведение европия. В геохимии редких земель известно, что многие земные породы характеризуются аномальным недостатком европия относительно хондритового распределения. Этот минимум европия объясняют его сильным фракционированием при процессах кристаллизационной дифференциации, при этом поздние дифференциаты оказываются сильно обеднены европием. В то же время при процессе выплавления магм и кислотной экстракции редких земель из ультраосновного субстрата нет никаких оснований ожидать особого поведения европия, в этом процессе содержание европия должно прямо коррелироваться со щелочностью магмы и со всеми другими легкими редкими землями. В свете этих рассуждений должны быть интересными диаграммы, демонстрирующие взаимное поведение европия и лантана (рис. 7 и 8). Если брать анализы для какой-то единой группы образцов, особенно сделанных в одной лаборатории, то прямая корреляция лантана и европия фиксируется с полной очевидностью. Отдельные корреляционные линии

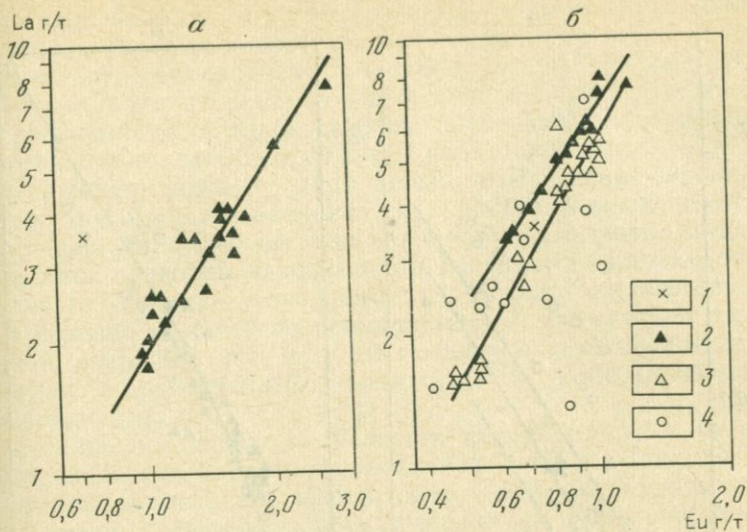


Рис. 7. Диаграмма лантан — европий для океанических базальтов.

*a* — в базальтах срединных океанических хребтов [Schilling, 1971, 1975]; *б* — в базальтах скважин в Атлантическом океане  
 1 — эвкрит; 2 — базальты [Lambert, Holland, 1977]; 3 — базальты [Blanchard et al., 1976]; 4 — пикритовые магнезиальные и известковистые дифференциаты

оказываются несколько смещены относительно друг друга. Сейчас неясно, вызвано ли это особенностями методик определения, т. е. систематическими ошибками, или эти сдвиги имеют более глубокий генетический смысл.

На рис. 7, *a* нанесены данные [Schilling, 1971; 1975] по базальтам срединно-океанических хребтов. Можно определенно сказать, что в океанических базальтах существует прямое корреляционное соответствие между содержанием европия и лантана. Для базальтов из скважин в Атлантическом океане (рис. 7, *б*) тоже устанавливается прямое соответствие содержаний лантана и европия, но сама корреляционная кривая занимает другое место. Интересно, что кривые, построенные по двум разным источникам, но для одних и тех же базальтов, несколько различаются, по-видимому, это вызвано индивидуальными систематическими ошибками двух разных лабораторий. Здесь же выделяются образцы, которые трактуются как дифференциаты толеитовой магмы. Существенно магнезиальные пикритовые разности отклоняются от корреляционной линии вправо (избыток европия), лейкократовые известковистые разности отклоняются влево (недостаток европия). Таким образом, действительно эффект кристаллизационной дифференциации, связанный с особым фракционированием европия, может быть выявлен на диаграммах распределения.

На рис. 8, *a* нанесены корреляционные линии Срединно-Атлантического хребта, хребта Рейкьянес и исландских рифтовых ба-

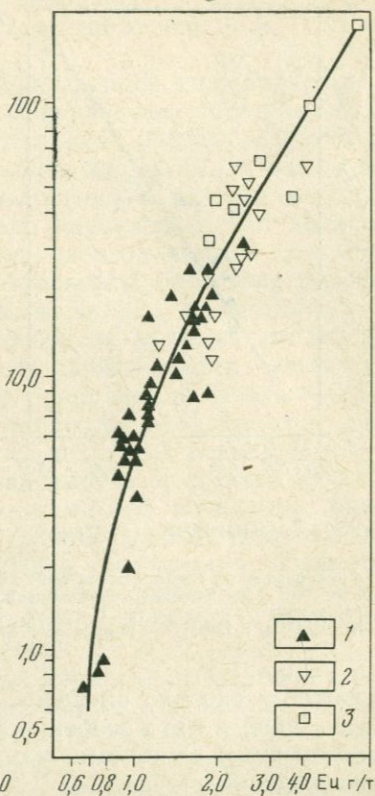
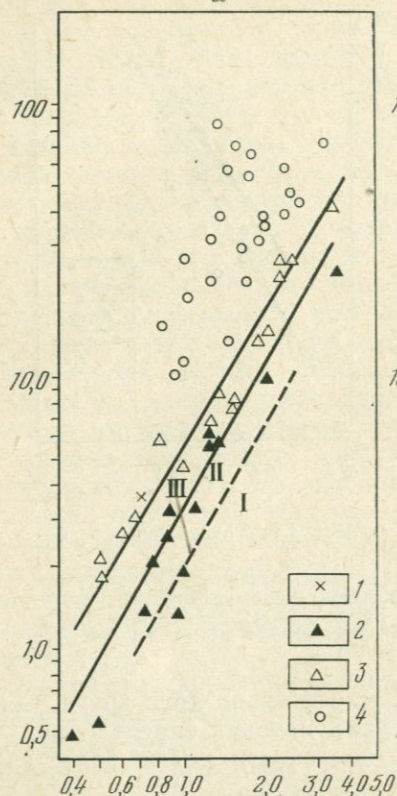


Рис. 8. Диаграмма лантан — европий для океанических базальтов. а — в базальтах хребта Рейкьянес и Исландского рифта. Корреляционные линии: I — Срединно-Атлантического хребта; II — хребта Рейкьянес; III — Исландского рифта. 1 — эвкрит; 2 — базальты хребта Рейкьянес [O'Nion et al., 1976]; 3, 4 — базальты и кислые дифференциаты Исландии [Герасимовский, 1976]. б — в базальтах океанических островов. 1 — базальты Азорских островов [Shilling, 1975]; 2 — щелочные базальты океанических островов [Shilling, Winchester, 1969]; 3 — базальты Африканских рифтов [Балашов, 1976].

зальтов. Базальты каждой группы образуют ясную корреляционную линию. Кислые дифференциаты исландских толеитов — андезиты, дациты, риолиты — все отклоняются от главной корреляционной линии влево, т. е. в них обнаруживается дефицит европия, что в общем очень характерно для кислых дифференциатов.

На рис. 8, б показаны базальты, драгированные в окрестностях Азорских островов [Shilling, 1975], и щелочные оливиновые базальты океанических островов [Shilling, Winchester, 1969; Балашов, 1976; Fleet et al., 1976]; в них намечается прямая корреляция лантана и европия, венчают эту корреляционную линию базальты континентальных рифтов [Балашов, 1976]. Таким образом, в серии разноглубинных океанических базальтов от толеитов

к щелочным базальтам устанавливается прямое корреляционное соответствие лантана и европия, что связывается нами с процессом кислотного выщелачивания церовых земель при выплавлении базальтовых магм из ультраосновного мантийного субстрата. Для дифференцированных серий, особенно для кислых членов, наряду с увеличением содержания щелочей происходит также и увеличение содержания церовых редких земель, но поведение европия оказывается другим, он накапливается в магнезиальных пикритовых дифференциатах, а кислые разности с избытком кварца и щелочей оказываются обеднены европием. На диаграммах La—Eu отражаются две геохимические тенденции: 1) прямого соответствия лантана и европия и общей щелочности магмы, что связано прямо с глубиной генерации магм и 2) отклонения от этой закономерности, что связано с процессами близповерхностной кристаллизационной дифференциации.

Интересно проследить особенности распределения в базальтах летучих кислотных элементов, таких, как Р, Cl, F. Принцип баланса щелочных и кислотных элементов в магме предполагает, что в более щелочных магмах должны содержаться и большие количества противоположных им по свойствам кислотных элементов, одновременно должны устанавливаться коррелирующиеся соответствия в распределении щелочных и кислотных компонентов.

Диаграмма К—Р (рис. 9) очень показательна. Базальты срединно-океанических хребтов содержат минимальное количество К и Р и по содержаниям этих элементов смыкаются с эвкритами. В толетах океанических островов и особенно в щелочных оливиновых базальтах содержание калия и фосфора увеличивается, особенно много фосфора содержат высококалиевые океанические базальты. Согласно прямой корреляции калия и фосфора может быть намечена главная линия океанического тренда, определенно связанная с разноточным генезисом отдельных представителей океанических базальтов.

В дифференцированных сериях поведение этих элементов иное. Геохимическая судьба фосфора в дифференцированных сериях, по-видимому, тесно связа-

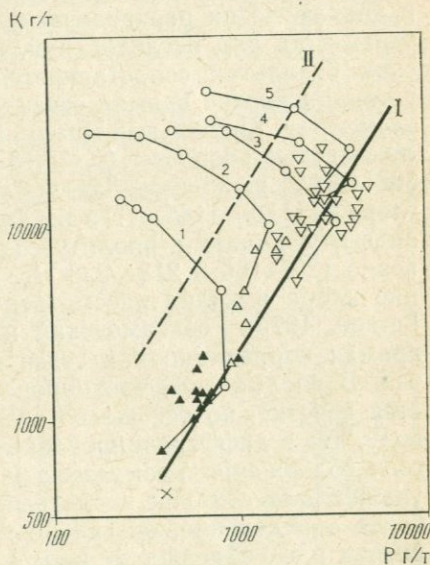


Рис. 9. Диаграмма фосфор — калий для океанических базальтов.

I — тренд океанических базальтов; II — тренд базальтов островных дуг. Дифференцированные серии: 1 — Галапагоссы [Buerly et al., 1976]; 2 — Исландия [Герасимовский, 1976]; 3 — Папа-Нуи [Baker, Backley, 1974]; 4 — Гавайи [MacDonald, Katsura, 1964]; 5 — Тристан да Кунья [Baker et al., 1964]. Условные обозначения см. рис. 3

на с кальцием. Это значит, что первые дифференциаты с основным плагиоклазом, обогащенные кальцием, одновременно оказываются обогащены и фосфором, последующие же более кислые и более щелочные дифференциаты обедняются кальцием и фосфором. Конфигурация корреляционных линий дифференцированных серий очень характерна. От исходных базальтов к андезито-базальтам фиксируется увеличение и калия и фосфора, дальше к типичным андезитам, дацитам и риолитам содержание калия увеличивается, а фосфора падает, поэтому корреляционные линии дифференцированных серий имеют характерное обратное направление по сравнению с главным трендом.

Заметим, что распределение калия и фосфора в океанических базальтах носит индивидуальный характер. Главный океанический и островодужный тренды разделены и обособлены на диаграмме. Одновременно в островодужных сериях базальт — андезит фиксируется прямая, а не обратная зависимость между калием и фосфором, т. е. в островодужной, геосинклинальной ситуации кислые члены оказываются самостоятельными магмами. В океане же все андезиты, дациты и риолиты оказываются бесспорными дифференциатами толеитовой или щелочной магмы.

Определения хлора и фтора требуют специальных исследований и данные по их распределению в океанических базальтах ограничены. Есть ряд исследований, где содержание хлора в океанических базальтах сопоставляется с содержанием калия, причем устанавливается прямая связь в количественном распределении этих элементов [Johns and Huang, 1967]. В базальтах Тихого океана магнезиальные базальты ( $K=0,13-0,80\%$ ) содержат и мало хлора — 30—49 г/т, щелочные базальты ( $K=2,46-4,2\%$ ) содержат много хлора — 1170—1185 г/т, в дифференцированных сериях от базальта к андезиту, дациту и риолиту содержание хлора меняется соответственно 129—166 и 213—328 г/т. В базальтах Исландии распределение хлора и калия рассмотрено в двух работах [Sigvaldson, Oskarson, 1976; Герасимовский и др., 1977]. В них подчеркивается прямая корреляционная связь между калием и хлором в базальтах. В кислых дифференцированных членах такая связь проявляется нечетко, но все же по средним данным можно прийти к выводу, что в дифференцированных сериях на фоне увеличивающегося содержания кремнезема и калия содержание хлора также увеличивается. Более кислотный фтор ведет себя в этом отношении более определенно, он сильно накапливается в кислых дифференциатах и его содержание в океаническом даците оказывается в три раза выше, чем в базальте. Толенты срединно-океанических хребтов содержат фтора 100—200 г/т (средний эвкрит — 60), островные толеиты 200—400 г/т, щелочные оливиновые базальты 700—1800 г/т [Jackson, Wright, 1970].

Таким образом, поведение таких кислотных элементов, как Р, Cl, F, отличается четкой определенностью. Согласно стремлению к балансу щелочных и кислотных элементов в магматических расплавах содержание этих элементов прогрессивно увеличивается от

малоглубинных толеитов к более глубинным щелочным оливинным базальтам. Устанавливается положительная связь Р, Cl, F с таким щелочным элементом, как калий. При процессах кристаллизационной дифференциации как толеитовой, так и щелочной магмы в кислых членах происходит некоторое накопление хлора и сильное накопление фтора. Фосфор в дифференцированных сериях ведет себя противоположным образом, он накапливается в андезитобазальтах, но в более кислых членах — в андезитах, дацитах и риолитах его содержание падает по мере увеличения кремнеземистости пород. Имея в виду эту особенность, на диаграммах с фосфором хорошо различаются геохимические эффекты, связанные с различной глубиной выплавления магм, и геохимические тенденции, связанные с кристаллизационной дифференциацией магм.

Следует сказать несколько слов о содержании воды в океанических базальтах. Еще Харт [Hart, 1971] отмечал очень низкое содержание воды (порядка 0,1—0,2 до 0,7%) в закаленных стекловатых разностях толеитов океанического дна. Он полагал, что эти цифры соответствуют уровню первичной водонасыщенности океанической базальтовой магмы. Специально этот вопрос рассмотрен в работе Мура (Moore, 1970), который определил, что бедные калием океанические толеиты содержат 0,06—0,42%  $H_2O$ , в островных гавайских толеитах содержание воды несколько увеличивается — 0,31—0,60% и, наконец, в щелочных базальтах содержание воды оказывается 0,49—0,98%.

Диаграмма Ti—Zr (рис. 10) показывает, что в океанических базальтах содержания этих элементов взаимосвязаны и от малоглубинных толеитов океанического дна к более глубинным островным толеитам и щелочным оливинным базальтам происходит прямое увеличение содержания и титана, и циркония.

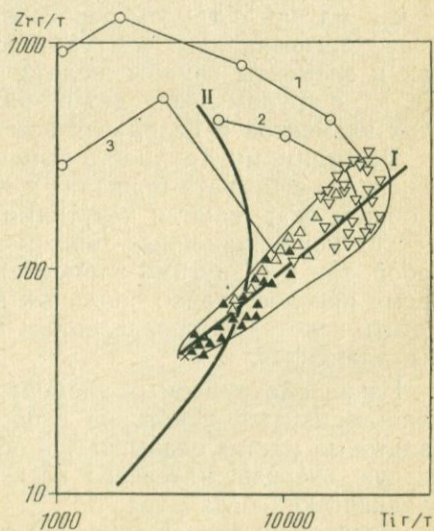


Рис. 10. Диаграмма титан — цирконий для океанических базальтов.

I — тренд океанических базальтов; II — тренд базальтов островных дуг. Дифференцированные серии: 1 — Тристан да Кунья [Baker et al., 1964]; 2 — Папа-Нуи [Baker, Backley, 1974]; 3 — драгированная серия в Индийском океане [Engel, Fisher, 1975]. Условные обозначения см. рис. 3

Поскольку экспериментальными работами Макгрегора [MacGregor, 1966] доказано, что в системе  $Ti-MgO-SiO_2$  с увеличением давления эвтектика сильно смещается в пользу титана и следует ожидать, что более глубинные базальты будут и более титанистые, то главный тренд на диаграмме следует связывать именно с глубиной генерации океанических базальтов.

Совершенно другие соотношения титана и циркония характерны для дифференцированных серий. В дифференцированных сериях от основных к кислым членам наблюдается увеличение содержания циркония, но титан при этом уменьшается, т. е. корреляция оказывается не прямой, а обратной.

Таким образом, как и на предыдущих диаграммах, выделяется главный тренд прямого увеличения в океанических базальтах титана и циркония, связанного с глубиной генерации соответствующих магм и обратные корреляционные линии дифференцированных серий.

Заметим, что главный океанический тренд соотношения титана и циркония в океанических базальтах резко отличается от континентальных трендов — островодужного и платформенного. Особенно показательное положение калиевых базальтов. Океанические калиевые базальты завершают океанический тренд и характеризуются очень высокими содержаниями титана. В островодужных калиевых базальтах содержание циркония почти такое же, но титана во много раз меньше, чем в океанических калиевых базальтах. Одновременно континентальные калиевые базальты характеризуются низкими значениями отношения  $Ti/Zr$ , тогда как в океанических это отношение максимальное.

Элементы группы железа  $V, Cr, Co, Ni$  являются когерентными элементами и относительно тугоплавки. Во многих работах прослеживаются уверенные корреляции этих элементов с магнием. И как магний с трудом переходит в расплав (базальты гораздо менее магnezиальны, чем ультраосновной мантийный субстрат), так и элементы группы железа, особенно такие тугоплавкие, как  $Cr, Ni$ , с трудом переходят в базальтовый расплав. Содержание этих элементов в базальтах всегда меньше, чем в ультрабазитах.

По-видимому, трудность выплавления этих элементов из ультраосновного субстрата приводит к тому, что элементы группы железа в общем оказываются нечувствительными к петрологическим процессам. Четких корреляционных зависимостей этих элементов как между собой, так и с другими элементами ждать не приходится. В то же время при достаточно обильных аналитических данных можно наметить некоторые определенные тенденции в поведении этой группы элементов.

Из рассматриваемых элементов группы железа один ванадий характеризуется некоторой относительной легкоплавкостью и базальтовые магмы оказываются обогащены ванадием. Поэтому, в первую очередь, интересно исследовать распределение ванадия в океанических базальтах.

Диаграмма  $V-Cr$  (рис. 11) демонстрирует распределение ту-

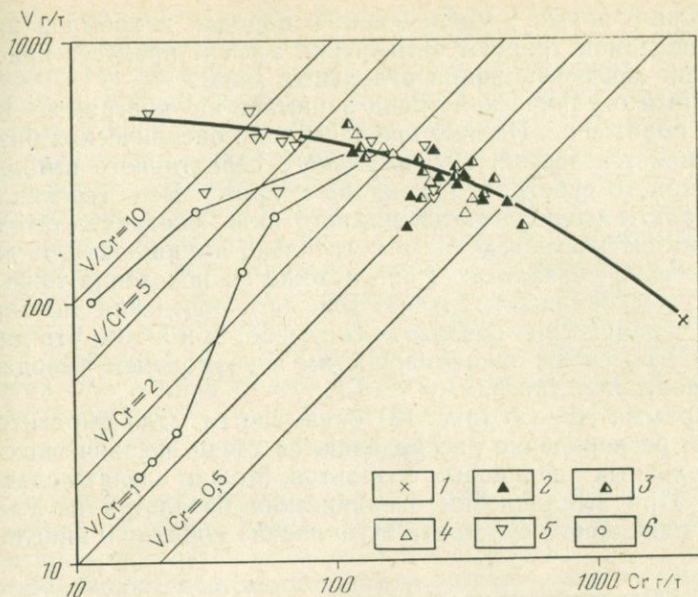


Рис. 11. Диаграмма хром — ванадий для океанических базальтов.

1 — эвкрит; 2 — толеиты срединно-океанических хребтов; 3 — толеиты океанических плато; 4 — толеиты океанических островов; 5 — щелочные оливиновые базальты океанических островов; 6 — кислые дифференциаты

гоплавкового хрома и более легкоплавкого ванадия. Можно заметить, что точки базальтов по ванадию и хрому обнаруживают большой разброс, отдельные представители базальтов на диаграмме оказываются смешаны, но все же можно наметить и общую закономерность. От малоглубинных толеитов океанических хребтов к более глубинным щелочным оливиновым базальтам намечается явная тенденция снижения в базальтах количества хрома и увеличения количества ванадия. Наиболее глубинные калиевые океанические базальты содержат максимальное количество ванадия и минимальное хрома.

Заметим, что отмеченное качество относится только к калиевым океаническим базальтам, которые завершают собой океанический тренд распределения ванадия и хрома. Континентальные геосинклинальные (островодужные) калиевые базальты содержат минимум ванадия и этим значительно отличаются от океанических калиевых базальтов.

В дифференцированных сериях океанических пород к кислым членам устанавливается ясная закономерность одновременного уменьшения и ванадия, и хрома. Таким образом, на диаграмме V—Cr может быть выделен главный тренд уменьшения хрома и увеличения ванадия от толеитов океанического дна к щелочным базальтам; этот тренд показывает зависимость состава базальтов от глубины генерации магмы. От главного тренда отходят корреляци-

онные линии прямого уменьшения в породах и хрома и ванадия, эти линии демонстрируют химический эффект процесса кристаллизационной дифференциации отдельных магм.

Главный океанический тренд занимает на диаграмме крайнее верхнее положение. Именно при генерации океанических базальтов осуществляется эффект максимального селективного выплавления из мантийного субстрата и ванадия и хрома. Все геосинклинальные базальты располагаются намного ниже океанического тренда.

Геохимическое поведение относительно легкоплавкого ванадия в океанических базальтах очень похоже на поведение тоже относительно легкоплавкого титана. Близость поведения титана и ванадия в океанических базальтах сказывается и в том, что диаграмма Ti—Cr по своим закономерностям и возможным выводам полностью повторяет диаграмму V—Cr.

Диаграмма Ni—Co (рис. 12) оказывается мало выразительной. Слишком беспорядочно распределяются точки океанических толеитов и щелочных оливиновых базальтов. Можно сделать следующие выводы. При выплавлении океанических базальтов из ультраосновного мантийного субстрата тугоплавкие кобальт и никель с тру-

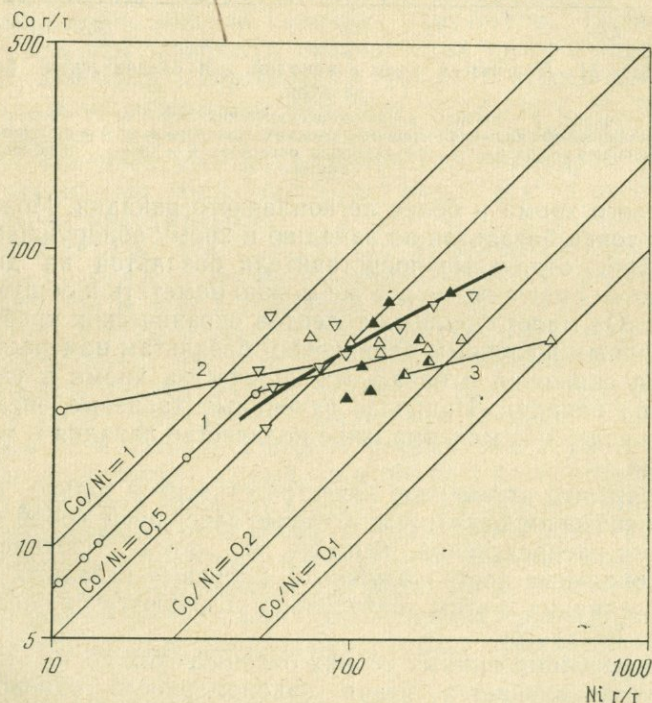


Рис. 12. Диаграмма никель — кобальт для океанических базальтов.

Дифференцированные серии: 1 — Исландия [Герасимовский, 1976]; 2 — Тристан да Кунья [Baker et al., 1964]; 3 — базальты и пикриты скв. 332 в Атлантическом океане [Baragar et al., 1977]. Условные обозначения см. рис. 11

дом переходят в расплав и содержания этих элементов в базальтах оказываются меньше, чем в ультрабазитах. Из рассматриваемых двух элементов несколько менее тугоплавок кобальт, так как по сравнению с ультрабазитами в базальтах отношение  $Co/Ni$  смещается в пользу кобальта. В дифференцированных сериях к кислым членам происходит резкое снижение содержания и кобальта и никеля, наоборот, в более основных, пикритовых, дифференциатах содержание никеля и кобальта увеличивается, т. е. содержания этих элементов изменяются вместе с магнием, с которым они находятся в прямой коррелятивной связи. Океанические и островодужные (геосинклинальные) базальты резко различаются по содержанию кобальта и никеля, в геосинклинальных базальтах содержится никеля и кобальта во много раз меньше. В океанических базальтах содержание никеля и кобальта велико, как и всех когерентных элементов.

#### ВЫВОДЫ

Рассмотрев геохимические особенности базальтов, можно сделать некоторые общие выводы относительно магматизма океанического дна.

Устанавливаются огромные объемы океанического магматизма и поразительное однообразие состава пород океанической коры, представленной весьма ограниченным набором главных типов. Характерный для системы срединно-океанических хребтов особый тип толеитовых океанических базальтов на огромных пространствах сохраняет свои особые черты. Такой тип толеитов широко распространен на всем океанском ложе, на флангах срединных хребтов и на обширных океанических плато.

Малоглубинное выплавление при высоком геотермическом градиенте — характерная особенность современного океанического магматизма, недостижимая на континентах. Петрологические исследования (термо- и барометрирование по составам породообразующих минералов) свидетельствуют о малоглубинном генезисе океанических толеитов, выплавление осуществляется при очень малых давлениях ( $1-3 \cdot 10^8$  Па) и высокой температуре. Определение температур гомогенизации расплавных включений [Дмитриев, Соболев, Сушевская, 1978] показывает, что океанические толеиты образуются при температуре  $1240-1260^\circ\text{C}$ , что исключает возможность их выплавления в присутствии достаточного количества воды (при 2%  $\text{H}_2\text{O}$  температура ликвидуса  $1150^\circ\text{C}$ ). Первичные расплавы океанических толеитов образуются в сухой лерцолитовой мантии при высоких температурах. Океанические толеиты выделяются исключительной бедностью флюидной и газовой составляющих. Среди них отсутствуют пирокластические пемзовые и пузырьчатые разности, отсутствует контактный метаморфизм, очень слабо проявлены аутометасоматические изменения базальтов. Геохимическая специфика океанических базальтов обуславливается условиями крайне малоглубинного выплавления в относительно сухих условиях без существенного притока флюидного вещества.

Океанические острова часто представляют собой вершины подводных вулканов. Их основания сложены теми же океаническими толеитами, вершины же — вулканическими щелочными породами. Объемы щелочного магматизма несравненно меньшие, чем толеитового. Можно полагать, что щелочные породы развиты в океане локально и в составе океанической коры не играют существенной роли. Тем не менее в пределах океанических структур выделяются два главных типа магматических пород: толеитов и щелочных оливиновых базальтов.

Следует говорить о самостоятельности этих двух типов магм, различия составов которых обуславливаются разными условиями глубинности при их генерации.

В старой петрохимической литературе была большая путаница в вопросе о происхождении этих типов магм. Высказывались следующие гипотезы происхождения щелочных базальтов: 1) фракционная дифференциация толеитов в близповерхностных условиях; 2) плавление сиала; 3) плавление коры; 4) контаминация толеитовой магмы породами сиалической коры; 5) парциальное плавление толеитов на глубине 30—40 км. Первая гипотеза была опровергнута экспериментальными работами, которые показали, что ни при каких процессах кристаллизационной дифференциации нельзя получить из толеита магму щелочных оливиновых базальтов: и та и другая — самостоятельные типы магм. Ассимиляционная гипотеза была также отвергнута. Многочисленные свидетельства в пользу более глубинного происхождения щелочных оливиновых базальтов по сравнению с толеитами приведены в предыдущей нашей работе [Лутц, 1975].

Геохимический анализ распределения элементов в океанических базальтах показывает, что все главные представители срединно-океанических хребтов, островов, асейсмичных хребтов и океанических плато имеют сопряженные геохимические характеристики, связанные на диаграммах линиями главных геохимических трендов. Соединяя друг с другом главные разновидности океанических базальтов такие тренды имеют генетический смысл.

Геохимические различия океанических базальтов зависят главным образом от глубины генерации магмы. Самые малоглубинные толеиты срединно-океанических хребтов характеризуются очень низкими содержаниями щелочных, щелочноземельных, редкоземельных, радиоактивных и кислотных элементов, а также нормально-умеренным содержанием титана, циркония и ванадия. Для толеитов и особенно щелочных базальтов океанических островов характерны более высокие содержания всех перечисленных элементов, что объясняется большей глубиной выплавления этих магм и более усиленной экстракцией этих элементов из ультраосновной мантии.

Процессы близповерхностной кристаллизационной дифференциации осложняют диаграммы и геохимические закономерности. Однако процессы дифференциации имеют свои ясные геохимические особенности и вполне могут быть обособлены. Все кислые по-

роды океанов не являются самостоятельными породами, а представляют собой дифференциаты океанических толентов или щелочных оливиновых базальтов. Их многие химические особенности явно унаследованы от океанических базальтов и с последними прослеживаются ясные связи, выраженные в последовательном изменении геохимических параметров.

Главные тренды океанических базальтов на геохимических диаграммах во многих случаях отличаются от трендов континентальных базальтов — геосинклинальных и платформенных. Они подчеркивают индивидуальность океанического магматизма и отличие его от континентального.

С использованием очень большого цифрового материала подсчитаны средние составы главных представителей океанических базальтов (табл. 10).

Время начала океанического рифтогенеза точно неизвестно. В. В. Белоусов [1975] полагает, что, основываясь на связи океанических рифтов с континентальными, можно считать, что океанический рифтогенез начался в мезозое. Самые древние осадки, зафиксированные в океане, относятся к юре. Осевой грабен, возникший на срединном своде, представляет более позднее явление,

Таблица 10

Средние составы океанических базальтов

Компоненты	Эвкрит [Мэйсон, 1973]	Толент срединно- океани- ческих хребтов	Толент океани- ческих островов	Щелочной оливино- вый базальт	Щелочной суб- калийный базальт
SiO <sub>2</sub>	—	49,46	48,80	46,84	44,9
TiO <sub>2</sub>	0,77	1,40	2,20	3,30	4,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	15,70	14,25	15,10	15,15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	2,27	2,52	2,64	4,65
FeO	—	8,22	8,17	8,40	7,90
MnO	—	0,18	0,17	0,17	0,17
MgO	—	7,71	7,60	7,34	6,85
CaO	—	11,28	10,88	10,16	11,05
Na <sub>2</sub> O	—	2,65	2,70	3,30	3,40
K <sub>2</sub> O	—	0,11	0,30	1,35	2,25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,15	0,26	0,50	0,75
H <sub>2</sub> O	—	0,2	0,4	0,8	—
Li	8	7	7	13	6
K	400	900	2500	11 000	18 500
Rb	0,35	0,8	4,0	30	135
K/Rb	1140	1125	620	370	140
Sr	85	130	280	600	1 000
Ba	35	20	120	370	870
Zr	46	85	120	180	200
V	75	290	320	350	400
Cr	2100	280	170	150	90
Co	4	60	50	40	35
Ni	13	120	100	80	55
Cl	20	40	200	400	1 000
F	60	100	300	700	1 000

относящиеся к неогену и четвертичному времени. Возраст разломов, осложняющих осевую зону срединно-океанических хребтов, еще более молодой, они смещают самые молодые структурные элементы на гребнях хребтов.

Таким образом, области, занятые сейчас океанами, в мезозое стали ареной колоссальной по интенсивности, но химически однообразной вулканической деятельности. Эта магматическая деятельность сформировала современный второй слой океанической коры, который по данным океанического бурения представляет слоистую толщу базальтовых силлов, покровов и потоков, переслаивающихся с литифицированными, почти неизменными осадками. Третий слой океанической коры составляет со вторым слоем одно генетическое целое и сложен гипабиссальными основными и ультраосновными породами, образующими совокупность глубинных корней излившихся базальтов.

Одна из характерных особенностей океанического вулканизма — бедность магмы газообразными и флюидными компонентами. Это выражается в отсутствии пирокластики, отсутствии контактного воздействия на осадки, очень ограниченном характере метаморфизма. Создается впечатление, что рифтовой механизм магмообразования не связан с интенсивной дегазацией очень глубоких этажей мантийного вещества. По-видимому, можно предполагать, что в недрах океанической мантии очень долго не происходило никаких геологических событий, но осуществлялось очень медленное накопление радиогенного тепла, которое вылилось наконец в появление глобального мантийного очага плавления планетарной рифтовой системы. Из этого очага излились огромные массы базальтовой магмы, которые залили все дно современных океанов и создали относительно молодую океаническую кору.

## МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ СОВРЕМЕННЫХ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

### ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВЕДЕНИЯ О ВУЛКАНИЗМЕ ОСТРОВНЫХ ДУГ И АКТИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН

Геологическая литература по геосинклинальным системам огромна, поэтому автор хотел бы привести только самые общие, но важные для понимания современных геосинклиналей сведения.

В качестве наглядного примера современных геосинклинальных магмогенерирующих структур следует прежде всего обратиться к системам островных дуг западных побережий Тихого и Атлантического океанов. Располагаются они по периферии океанических бассейнов, но по существу это уже не столько океанические, сколько континентальные структуры, потому что столь же справедливо отнести их к активным континентальным окраинам. Как уже отмечалось, граница океанической и континентальной коры проходит по глубоководному желобу. Геофизические характеристики всей литосферы — и коры и мантии островодужных систем — резко отличаются от коры и мантии океанов. Под островными дугами мантия менее плотная и менее скоростная, чем в соседнем океаническом пространстве за глубоководным желобом. На границе все геофизические параметры меняются резко без какой-либо зоны перехода. Собственно говоря, коль скоро океаническая и континентальная (островодужная) кора создается разными магмогенерирующими механизмами, то на их стыке и должна быть дискретность всех вещественных и геофизических параметров.

Общепринятым мнением считается приуроченность островодужных геосинклинальных структур к границе океан — континент. На этой основе возникают представления об островодужной стадии как переходной от океанической к континентальной. Однако сами островодужные системы не обязательно связаны с границей континент — океан. Так дуга Малых Зондских островов расположена между двумя континентальными массами. Две островные дуги Средиземноморья совсем не соответствуют представлениям об их окраинном положении, особенно Липарская дуга южной части Тирренского моря, которая не имеет глубоководного желоба. Зона Беньюфа падает под Тирренское море из-под континентальных масс Сицилии и Калабрии. Южно-Антильская дуга соединяет американский континент с антарктическим, но с обеих сторон ограничена океанами, аналогично и комплекс дуг Меланезии и Тонга-Кермадек окружены океанической корой. В то же время можно заметить, что во всех случаях островные дуги примыкают к геосинклинальным поясам недавнего прошлого, т. е. мезозойский и кайнозойский геосинклинальные процессы продолжаются и сейчас, а вулканизм современных геосинклинальных систем проявляется на коре разной степени предварительной подготовленности.

Обращаясь к островной дуге, можно видеть, что геосинклинальный процесс бывает сосредоточен в пределах относительно узкой зоны. Судя по тому, что к такой зоне приурочиваются эпицентры глубокофокусных землетрясений, такая зона уходит на огромную глубину. Можно наметить нижнюю падающую кромку такой зоны, верхняя ее граница также намечается, но более расплывчато. По построениям Г. Беньофа зона глубокофокусных землетрясений уходит от глубоководного желоба под островную дугу под средним наклоном 30—45°. Настоящие глубокофокусные землетрясения располагаются уже под краевыми морями и даже под окраинными частями древнего материка, а сам край материка и краевые моря испытывают влияние сейсмической зоны, сказывающееся в проявлениях наиболее глубинных магм калиевых базальтов на древних материковых массах и повышенном тепловом потоке под краевыми морями.

Зоны островодужных глубокофокусных землетрясений исключительно своеобразны. Ю. М. Шейнманн [1968] намечает следующие их особенности. Зону Беньофа нельзя отождествлять с разломом или зоной разломов. Она образуется не потому, что является слабым местом для действия внешних сил или пограничной областью между двумя блоками. Причина ее появления лежит очень глубоко. В ее пределах осуществляется значительный приток энергии и вещества к поверхности. Об этом говорят повышенный тепловой поток и интенсивный вулканизм. Активный процесс такой зоны, как об этом можно судить по глубокофокусным землетрясениям, начинается на огромной глубине и продвигается вверх, захватывая все более высокие области, и завершается на поверхности обильным вулканизмом. В зрелой стадии процесс затухает от глубины к поверхности. Очень существенно, что процесс начинается не сверху, а наоборот, на большой глубине, т. е. он никак не может возникнуть под влиянием экзогенных факторов, он стимулируется очень глубокими причинами. Следует также отметить, что хотя тепловая энергия все время уходит из таких зон наружу в виде обильных вулканических извержений, но очевидно новые порции энергии, подающиеся с больших глубин, стимулируют новые и последующие вулканические извержения.

Среди вулканитов островных дуг выделяются три серии: известковистая (толеитовая), известково-щелочная и щелочная. Толеитовая серия наименее щелочная, в ней преобладают базальты. Дифференциация с обособлением кислых членов сопровождается резким возрастанием железистости. Все члены серии имеют относительно низкое содержание щелочей, высокое натрий-калиевое отношение, характеризуются хондритовым распределением редких земель. Известково-щелочная серия представлена рядом: щелочной оливиновый базальт — андезит-базальт — андезит — дацит — риолит, составы которых отличаются от соответствующих пород толеитовой серии более высокой щелочностью, более быстрым накоплением калия при малых изменениях железистости, существенному фракционированию подвергаются редкие земли. В щелочную се-

рию обособляются высококальциевые вулканы: щелочные базальты — абсарокиты, щелочные андезиты — шошониты и латиты. Таким образом, во всех трех сериях (толеитовой, известково-щелочной и щелочной) имеются основные, средние и кислые, члены, но состав их, конечно, не одинаков.

Перечисленные вулканические серии обычно распределяются зонально. Х. Куно [1970] на ряде примеров Японии, Курильских и Алеутских островов показал, что в непосредственной близости к глубоководному желобу тяготеют толеитовые вулканы, дальше располагаются вулканы известково-щелочных магм. В Японии толеиты развиты в зоне Тихоокеанского побережья, западнее располагается зона щелочных оливиновых базальтов, охватывающая обширную площадь от северо-западного побережья Японии до Кореи и Маньчжурии. Промежуточное положение занимают высокоглиноземистые базальты.

Якиш и Уайт [Jakes and White, 1971; 1972] считают, что классический тип изменения состава вулканических пород вкосте простирания островной дуги состоит в том, что толеиты доминируют среди пород океанической стороны дуги; по направлению к континенту толеиты сменяются на известково-щелочные серии со все более высоким содержанием калия и рубидия и далее совершается переход к шошонитам и щелочным базальтам. В том же направлении параллельно росту калия убывает калий-рубидиевое отношение. Прямое сопоставление глубин генерации магм с соответствующей глубиной зоны Беньофа приводят к выводу об относительно малоглубинном генезисе толеитов и более глубинном происхождении известково-щелочных магм. Высококальциевые островодужные магмы ассоциируют с наиболее глубоководными землетрясениями. Так, в средиземноморском бассейне [Ninkovich, Hays, 1972] глубина генерации известково-щелочной магмы оценивается в 120—150 км, а высококальциевый щелочной от 150 до 300 км и более. Вкосте простирания островных дуг с увеличением глубины зоны Беньофа и глубины генерации магмы в последней прогрессивно увеличивается содержание калия, рубидия, циркония и бария. Также и для центральной части Зондской дуги, вулканизм высококальциевых лейцитовых базальтов ассоциирует с глубоководными землетрясениями — на 240—360 км глубины, связанных с наклонной на СВ зоной Беньофа [Nicholls, 1976].

В работе Харта с соавторами [Hart et al., 1970] интересна диаграмма, прямолинейно связывающая количество стронция в базальтах с глубиной магматического очага в зоне Беньофа, определенного по сейсмическим данным. Аналогичные данные прямой корреляции содержания стронция с глубиной магмы были получены для вулканических пород Чили [Palacios, Oyazun, 1975], причем было показано, что если корреляция  $K_2O$  с глубиной несколько расплывчата, то, наоборот, четкая зависимость между содержанием стронция и глубиной очага позволяет решать и обратную задачу — по содержанию стронция в вулканических породах определять глубину магматического очага в зоне Беньофа.

В большом числе случаев устанавливается хорошая прямая корреляция между глубиной  $h$  сейсмофокальной зоны Беньофа и содержанием в вулканитах щелочных и щелочноземельных элементов — K, Rb, Sr, Ba. Поперечная зональность островных дуг и упомянутая корреляция обсуждались многократно в большом числе публикаций. Все авторы связывают увеличение щелочности вулканитов с увеличением глубины выплавления магм. Конкретные связи величин  $K_2O - h$  носят сложный характер, они неодинаковы для разных дуг и зависят также от кремнеземистости и обычно прослеживаются отдельно для базальтов, андезитов и дацитов. Коэффициенты корреляции между глубиной  $h$  и величиной содержания калия обычно высоки (0,6—0,8).

Кроме поперечной на многих островных дугах устанавливается и продольная зональность вулканических продуктов, которая выражается в закономерной смене состава вулканитов вдоль островной дуги. Проблемы продольной зональности широко обсуждались на 25-й сессии Международного геологического конгресса, где приводилось много примеров различных типов продольной зональности. В интерпретации этого материала было высказано два противоположных мнения: 1) влияние корового материала на состав вулканитов и 2) независимость вулканитов от строения и состава коры.

Первая точка зрения наиболее полно обсуждалась в докладе А. Эверта [Ewart, 1976] на примере дуги Тонго-Кермадек. На ее северном океаническом крыле развиты в основном вулканиты толеитового состава. В Новозеландской же части дуги, расположенной на мощной континентальной коре, устанавливается резкое преобладание риолитов и андезитов, обогащенных щелочами и литофильными элементами. Предполагается, что здесь на состав вулканических продуктов сказалось влияние сиалической коры.

В соответствии с данными Р. Кея [Key, 1976] по Алеутской дуге изменение характера и мощности коры почти не сказывается на геохимических особенностях известково-щелочной ассоциации пород. Вулканы, расположенные на различной по мощности коре, характеризуются базальтоидами одинакового состава. Влияние коры не сказывается также и на составе щелочных базальтов, изливающихся как на континентальной коре (о. Прибылова), так и на гораздо более тонкой коре подводных гор южнее Алеутской дуги. Таким образом, по данным Р. Кея, состав базальтов не связан с влиянием ассимиляционных процессов в коре, а определяется исходными базальтовыми расплавами, генерирующимися на глубине порядка 100 км.

Столь же категоричен И. Николс [Nickolls, 1976], который считает, что богатые калием вулканические комплексы Зондской дуги не связаны с явлениями контаминации корового сиалического материала (несмотря даже на некоторую завышенность отношения  $Sr^{86}/Sr^{87}$ ), а определяются большой глубиной генерации магмы, так как связаны с глубокофокусными землетрясениями (240—360 км) в наклонной на северо-восток зоне Беньофа.

Прекрасный пример продольной зональности демонстрирует островная дуга Малых Антильских островов. В работе Брауна с соавторами [Brown et al., 1977] обработаны аналитические данные по 1518 образцам вулканитов этой дуги. На островах северной части дуги развита толентовая серия. Щелочность вулканитов последовательно увеличивается на юг, в средней части дуги на о. Доминика она промежуточная, а на южных островах вулканиты уже относятся к известково-щелочной серии.

Как известно, на островных дугах широким распространением пользуются кислые породы, особенно андезиты. Обычно для объяснения генезиса андезитов привлекаются три петрологических процесса: 1) фракционная кристаллизация и дифференциация базальтовой магмы; 2) ассимиляция базальтовой магмой корового более кислого вещества; 3) самостоятельное происхождение андезитовой магмы в результате селективного плавления ультраосновной мантии. Надо сказать, что ни один из этих механизмов не может удовлетворительно объяснить характерные особенности островодужных андезитов.

Сомнения в механизме кристаллизационной дифференциации для объяснения происхождения андезитов высказывает А. Р. Мак-Берни [1972]. Он отмечает частое отсутствие или незначительное распространение с андезитами базальтов, которые, как исходная магма, должны были бы абсолютно преобладать. Большинство рассчитанных составов минералов, которые необходимо осадить из базальтов, чтобы получить андезит, отличаются по составу и количеству от вкрапленников в андезитах. Ниже будет показано, что в островодужных сериях базальт — андезит — дает не наблюдаются характерные признаки дифференцированных серий — на фоне роста кремнеземистости и щелочности не происходит снижения содержания стронция, титана, фосфора, европия, которые должны осаждаться в первых кристаллизатах.

Хотя изредка отмечаются примеры ассимиляционных процессов на контакте с ксенолитами, но такие примеры редки, а они должны были бы пользоваться широким распространением, если привлекать ассимиляционные процессы для объяснения происхождения андезитов. С. Тэйлор [1972] и А. Р. Мак-Берни [1972] высказывают глубокое сомнение в ассимиляционной гипотезе происхождения андезитов. Прежде всего объем ассимилированного материала должен быть очень велик, а его состав сильно отличаться от состава и базальтов и андезитов, тогда как основания островных дуг сложены обычно теми же базальтами и андезитами или продуктами их перемыва. Даже там где такой процесс мог бы произойти, например на побережье Анд, может идти речь об ассимиляции корового гранитного материала, такому процессу противоречат низкие соотношения изотопов стронция в андезитах. При ассимиляции корового гранитного материала отношение  $Sr^{86}/Sr^{87}$  обязательно бы повысилось. В андезитах же изотопные соотношения стронция очень близки или чуть превышают отношения этих элементов в

ассоциирующих базальтах независимо от особенностей состава земной коры.

Наши исследователи Г. С. Горшков и Е. К. Мархинин также отмечают, что характер андезитовых серий не обнаруживает зависимости ни от местных тектонических условий, ни от вещественных особенностей земной коры; образуется андезитовая магма гораздо ниже земной коры и имеет несомненно мантийное происхождение.

И. Кусиро [Kushiro, 1972] предполагает прямое выплавление андезитовых и более кислых магм из ультраосновного мантийного материала под действием существенно водных флюидов с образованием водонасыщенных магм. Против такой схемы имеются два возражения: 1) избыток воды в мантии представляется невероятным, в свете наших знаний о мантийных условиях следует думать о сухом или полусухом мантийном флюиде; 2) водонасыщенные магмы не способны внедряться в кору и изливаться на поверхность, падение давления должно приводить к их мгновенной кристаллизации.

Широко известная гипотеза Д. Х. Грина и А. Е. Рингвуда [Green, Ringwood, 1968] происхождения андезитов известково-щелочных серий предполагает сложные обменные процессы между корой и мантией и многоэтапность образования андезитов. Согласно их представлению должно происходить: 1) фракционное плавление базальтов из вещества мантии, 2) подъем базальтовой магмы до глубин менее 20 км и дифференциация с появлением кварцсодержащих разностей, 3) погружение их в мантию и образование кварцевых эклогитов, 4) фракционное плавление кварцевых эклогитов с образованием андезитовых магм.

В отличие от схем с непрерывными сериями от базальтов до риолитов В. А. Жариков с соавторами [1978] установили, что между составами базальта и андезита (при  $\text{SiO}_2 = 52\%$ ) имеется максимум на кривых ликвидуса и солидуса, т. е. температурный барьер, разграничивающий поля кристаллизации пород, не содержащих и содержащих свободный кремнезем. Этот высокобарический барьер свидетельствует о том, что в условиях верхней мантии нельзя из ультраосновного вещества получить непрерывный ряд расплавов от базальта до андезита. И базальтовый и андезитовый расплавы должны иметь самостоятельную природу, а для получения андезитовых расплавов в мантийных условиях необходимы дополнительные факторы. В. А. Жариков полагает, что в рамках изохимической модели вряд ли удастся найти решение проблемы мантийного происхождения андезитов. Чтобы в мантийных условиях из базальта получить андезит, надо или привнести часть кремнезема или вынести часть оснований и тем раскислить расплав и преодолеть температурный барьер. По первому пути идут Д. Х. Грин и А. Е. Рингвуд, они опускают по зоне субдукции в мантию кварцевый эклогит. По второму пути идут в своих рассуждениях В. А. Жариков с сотрудниками. Они выдвигают гипотезу выноса из базальтов части щелочей восходящими потоками мантийных

флюидов, вынос щелочей ведет к преобразованию моноклинных пироксенов с высвобождением кремнезема, что и дает начало насыщенный известково-щелочным магмам, тем более, что появление свободного кремнезема ведет к существенному понижению температур плавления.

Эта гипотеза чрезвычайно интересна тем, что связывает появление кремнекислых расплавов с взаимодействием мантийного вещества с флюидами. Однако имеются и сомнения в ее справедливости. Хотя известны андезиты с поразительно низким содержанием щелочей, однако в природных базальт-андезитовых сериях островных дуг андезит всегда содержит больше щелочей, чем ассоциирующие с ними базальты. Таким образом, при аллохимическом происхождении андезитов из базальтовой магмы должен происходить не вынос, а привнос и щелочей и кремнезема.

Вулканизм островных дуг отличается исключительным обилием пирокластического материала и исключительными по своим объемам газовыми выделениями. Извержения начинаются и сопровождаются газовыми выбросами огромной силы и объема, скорость истечения газов достигает 200 м/с, иногда она превышает скорость звука и тогда извержение сопровождается характерным гулом и грохотом. Обильное истечение газов продолжается во время вулканического процесса, и даже в потухших вулканах отделение газов и обильная фумарольная деятельность проявляются долгое время после замирания всякой магматической деятельности.

Основу газового потока должны составлять первичные газы, такие, как водород и азот; другие газы — вода, углекислота, метан и т. д. — являются вторичными, они появляются позже в результате окисления первичных газов и газовых реакций. Бесспорно, что первичный существенно водородный флюид не может находиться в равновесии с окружающими породами, он слишком кислотный и, чтобы восстановить свое равновесие с окружающими породами, он выщелачивает из мантийного субстрата щелочные некогерентные элементы K, Rb, Sr, Ba, Th, U, REE и восстанавливает свою кислотность — щелочность до нейтральной. В этом сложном флюиде водород самый подвижный компонент, он может окисляться в воду, может также осуществляться диссипация водорода вверх или в окружающие породы. При любом удалении водорода возрастает щелочность флюида и опять он оказывается неравновесным с окружающими породами, но щелочной флюид должен растворять и экстрагировать из вмещающих пород уже кислотные элементы и, в первую очередь, кремнезем. Таким образом, в обсуждаемом гипотетическом флюиде должно существовать сложное динамическое равновесие, с одной стороны, щелочных элементов — Li, Na, K, Rb, Cs, Sr, Ba, Th, U, REE, с другой стороны, кислотных — H<sub>2</sub>, CO, CO<sub>2</sub>, F, Cl, P, SiO<sub>2</sub>. Одновременно всеми перечисленными элементами газовой-жидкий флюид должен быть обогащен и он же является переносчиком этих элементов.

При генерации магм в зоне Беньофа, кроме базальтов, выплавленных из ультраосновного мантийного субстрата, одновременно

должны возникать магматические очаги, где к базальтовой магме добавляется флюидное вещество, привносящее в магму щелочную и кислотную составляющую в эквивалентных соотношениях, в том числе и кремнезем. Именно так могут возникать глубинные самостоятельные магмы среднего состава, обогащенные кремнеземом и щелочными элементами. Поскольку такая сложная флюидная составляющая добавляется к базальтовой магме, то у андезитов и дацитов должны сохраняться с базальтами генетические и геохимические связи.

Таким образом, в островодужном вулканизме имеются независимые ряды магматических серий: 1) базальтовая, которая включает разноглубинные по своему происхождению базальты — относительно малоглубинные толенты, более глубинные известково-щелочные базальты и самые глубинные калиевые базальты; 2) параллельная андезитовая, члены которой обнаруживают петрохимические и геохимические связи с толентами, с известково-щелочными и щелочными базальтами, однако не являются дифференциатами этих базальтов. Наконец, в резко подчиненном количестве присутствуют и кислые вулканы — риолиты, липариты. Поскольку их объемы невелики, то происхождение таких магм может быть объяснено в рамках механизма кристаллизационной дифференциации. Например замечено, что для базальтовых толентовых вулканов Ключевской группы на Камчатке характерно постоянное поступление очень жидкого толентового магматического материала с высокой температурой и с низкой вязкостью. Андезитовые вулканы извергаются после длительных периодов покоя, лавы обогащены летучими, извержения носят эксплозивный характер. Последующее формирование экструзивных кислых куполов происходит в результате выжимания относительно холодного и вязкого материала. Продукты кислого вулканизма — риолиты возникают на андезитовых вулканах и экструзивных куполах в заключительную фазу их развития. На поздних этапах появляются и небольшие объемы липаритовых магм. Центры кислого вулканизма накладываются на вулкан предшествующих этапов и более древние дислоцированные комплексы.

Чтобы изложить имеющийся петрохимический и геохимический материал по современному геосинклинальному вулканизму на геологической основе, необходимо выделить достаточно ясные геологические типы или ситуации, в которых проявляется современный вулканизм. Неясно, какие классификационные критерии положить в основу выделения этих типов. По-видимому, исходным моментом должна служить зрелость, мощность и сложность геологического строения коры, разная заглубленность магматических аппаратов и, как следствие, некоторые различия состава магматических продуктов.

Перечисленные ниже подразделения не являются членами какого-то эволюционного ряда и здесь неправильно говорить о юных, молодых и зрелых островных дугах. И те и другие существуют сами по себе, т. е. островные дуги могут закладываться на

очень разнородном фундаменте, причем предварительная история фундамента не влияет на их локализацию. Островные дуги могут рассекаать разнохарактерные структуры. Особенно это видно, когда отдельные ветви островных дуг продолжаются на материковые острова, уже прошедшие полные циклы геосинклинального развития в предшествующие эпохи. Однако было бы неверно говорить, что такие континентальные массы не влияют на островодужный вулканизм. Зрелая, мощная, консолидированная литосфера сказывается на заглублинии магматических аппаратов и соответственно на составе вулканических продуктов.

Можно различать следующие стандартные геологические ситуации или типы, в которых проявляется современный геосинклинальный вулканический режим.

1. Среди островных дуг различаются дуги, наиболее выдвинутые в океан:— это Идзу-Бонинская, Марианская, Тонга-Кермадек и Южно-Сандвичевская. Проявляются они как прерывистые цепи небольших островков. Обрамляющий их глубоководный желоб ясно выражен. Земная кора таких дуг относительно тонкая, землетрясения малоглубинные, магматизм — исключительно толеитовой.

2. Более ясно сформированные островные дуги имеют более сложное геологическое строение — это Алеутская, Курильская, Рюккю, Зондская, Новые Гебриды, Новая Британия, Соломоновы острова, Малые Антильские острова. Такие дуги нередко проявляются как сдвоенные гряды многочисленных островов. Они обладают более мощной корой. Зона Беньофа непосредственно под островами располагается на глубине 60—100 км. На этой же глубине под островами располагаются эпицентры землетрясений и очаги магнообразования. Вулканические продукты соответствуют двум сериям: толеитовой и известково-щелочной.

3. Следующая категория — еще более мощные материковые острова, такие, как Камчатка, Япония, Папуа Новая Гвинея, Калимантан, Фиджи, с мощной континентальной корой, с длительной и сложной геологической историей. В таких структурах намечаются большие глубины эпицентров землетрясений и магматических очагов. Проявлены все три вулканические серии: толеитовая, известково-щелочная и щелочная. Распределяются они закономерно, согласно местным вариациям мощности коры и заглублинности магматических аппаратов. Так, на Папуа Новая Гвинея фиксируются все три вулканические серии. Аналогично на островах Фиджи, которые представляют глубокую тыловую зону дуги Тонго с востока и Ново-Гебридской дуги с запада, фиксируются все три вулканические серии: толеитовая, известково-щелочная и щелочная — шошонитовая.

Современный (кайнозойский) вулканизм материковых островов нельзя рассматривать как орогенную фазу предшествовавшего геосинклинального развития. Это совершенно новый геосинклинальный этап, накладывающийся на территорию, прошедшую предварительную сложную геологическую историю.

4. Следующий тип — активные края материков. Это западное побережье Южной и Центральной Америки. Современная (кайнозойская) геосинклинальная система представлена ясно выраженным глубоководным желобом и зоной Беньюфа, круто уходящей под мощную континентальную кору. Вулканические проявления очень обильны и представлены главным образом известково-щелочной серией, среди которых преобладают андезиты-базальты и андезиты. В меньшей степени представлена щелочная шошонитовая серия.

Якиш и Уайт [Jakes and White, 1972] указывают на следующие различия вулканитов андийской континентальной окраины от типичных островных дуг. В первых (андийских) вулканитах колебания  $\text{SiO}_2$  56—75%; отношение  $\text{Fe}/\text{Mg} > 2$ ;  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  от 0,6 до 1,1; высокое содержание K, Rb, Ba, Sr, Th, U, низкое отношение K/Rb и Th/U. Тогда как в типичных островных дугах  $\text{SiO}_2$  50—66%,  $\text{Fe}/\text{Mg} < 2,0$ ;  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 0,8$ ; более низкие содержания K, Rb, Sr, Ba, Th, U, Zr, более высокие отношения K/Rb, Th/U.

5. Примером внутриконтинентальных современных геосинклинальных систем может служить Средиземноморье. На этой территории имеются две островодужные системы — Эгейская и Липарская. В пределах обеих дуг области развития вулканов сочетаются с зонами глубоководных землетрясений. Глубины землетрясений закономерно возрастают к северу, достигая в Эгейском море 200 км, в Тирренском 300 км. В этом же направлении в вулканитах возрастает содержание щелочных элементов. Эшелонированная система островных дуг Эгейского моря располагается субширотно и выгнута на юг. Эгейское море выступает здесь как внутриостроводужное или краевое. Фланговые ветви дуг глубоко заходят на материковые области соседних Греции и Турции. Преобладающий вулканизм известково-щелочной, яркий пример — известный вулкан Санторин. Но имеются вулканы и толеитовой серии. Для Липарской дуги характерен известково-щелочной высококалийный вулканизм, толеиты отсутствуют.

### **Базальты, андезиты, дациты известковой (толеитовой) серии**

Толеитовая серия вулканитов самая распространенная в современном геосинклинальном вулканизме. Здесь надо рассеять некоторые недоразумения. Принято думать, что в современных островодужных системах преобладают андезиты и породы известково-щелочной серии. Обращаясь к более древним эвгеосинклинальным комплексам, обычно видят в них преобладание базальтов-спилитов, т. е. базальтов толеитового уклона, и на этом основании делается совершенно неверный вывод о том, что геосинклинальные комплексы геологического прошлого сильно отличаются от современных островодужных систем резким преобладанием базальтового магматизма над андезитовым. Надо сказать, что такой вывод неверен. В современных островодужных системах толеитовая серия базальтов также является абсолютно преобладающей. Причем это

касается не только дуг, резко выдвинутых в океан, таких, как Тонга или Идзу-Бонины, где без сомнения толеитовая серия преобладает. Известны подсчеты Сугимуры [Sugimura, 1968] четвертичных вулканитов Японии. Толеитовая ассоциация составляет 85%, известково-щелочная 12,5% и щелочная шошонитовая 2,5%. Аналогичные подсчеты Куно [1970] для Алеутских островов и Папуа Новая Гвинея показывают существенное преобладание толеитовой серии над всеми остальными.

Типичная толеитовая островодужная серия развита на Южно-Антильской дуге и Южно-Сандвичевых островах. По данным Бейкера [Baker, 1968], среди вулканитов толеитовые базальты составляют 70%, родственные им андезиты 25%, а на дациты и риолиты едва ли приходится 5%.

Таким образом, только на активных окраинах древних материков (Андийская провинция) преобладают известково-щелочные вулканиты и во внутриконтинентальных провинциях (например, в Липарской дуге нет вулканитов толеитового ряда). В наиболее же типичных и наиболее распространенных островодужных системах толеитовая серия вулканитов явно преобладает, особенно на начальных стадиях вулканизма. Одновременно можно считать, что в толеитовой (известковой) серии собственно базальты, в свою очередь, явно преобладают, тогда как средние и особенно кислые члены находятся в подчиненном количестве. Согласно данным Якиша и Уайта [Jakes and White, 1971], следующие пропорции могут считаться типичными (в объемных %): в толеитовой серии — базальтов 42,5, андезитов 29,7, дацитов 12,7; в известково-щелочной серии — базальтов 1,6, андезитов 7,0, дацитов 4,0; в щелочной серии — базальтов 1,3, андезитов 1,0, дацитов 0,2.

Средние составы базальтов, андезитов и дацитов толеитовой серии, по Якишу [Jakes, 1973], приводятся в табл. 11. Здесь же приведены и другие данные по отдельным сериям толеитовых вулканитов островных дуг. Типичная толеитовая серия вулканитов развита на дуге Тонга. Аналогично дуга Южно-Сандвичевых островов представлена типичной толеитовой серией.

Очень хороший геохимический материал имеется по двум толеитовым вулканам Новой Британии. Вулкан Кейп Хоскин располагается в непосредственной близости к глубоководному желобу. Это типичная толеитовая серия базальтов, андезит-базальтов и андезитов. Здесь же имеется вулкан Таласеа [Lower, Carmichael, 1970], который располагается дальше от глубоководного желоба внутрь острова. Соответственно, его вулканиты более щелочные, но принадлежат еще к толеитовой серии. Наконец, имеется большой петрохимический материал по толеитовому вулкану Хаконе с Идзу-Бонинской дуги [Kuno, 1950; 1968]. Это типичный представитель вулканитов толеитового ряда. В базальтах суммарное количество щелочей едва достигает 1,5%, а содержание  $K_2O$  составляет всего 0,24%.

В табл. 11 приведены только некоторые наиболее типичные составы вулканитов островодужной толеитовой серии. Общее же ко-

Средний состав вулканических пород толентовой серии островных дуг

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO <sub>2</sub>	51,57	57,40	72,2	51,1	57,3	49,19	53,86	57,57	64,79	48,73	57,54	51,7	54,3	51,13	59,15	66,07
TiO <sub>2</sub>	0,80	1,25	0,23	0,83	0,58	0,42	0,58	0,80	0,55	0,63	0,77	—	0,82	0,98	0,70	0,46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,91	15,60	11,1	16,1	17,4	20,61	16,95	14,14	14,48	16,39	16,69	16,9	17,5	19,77	17,57	16,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,74	3,48	0,52	11,8	8,1	2,93	2,74	3,60	1,91	1,74	1,35	—	—	2,32	1,91	1,37
FeO	7,04	5,01	0,90	—	—	5,63	7,15	8,62	6,07	8,70	6,64	10,4	8,18	6,43	5,30	3,80
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,20	0,15	—	—	0,18	0,18	0,15
MgO	6,73	3,38	0,36	6,10	3,5	5,93	4,85	3,29	1,45	8,63	3,38	6,5	4,71	3,92	2,60	1,26
CaO	11,74	6,14	2,06	10,8	8,7	11,78	11,23	8,42	6,04	12,09	7,17	11,0	8,49	11,09	7,66	5,78
Na <sub>2</sub> O	2,41	4,20	3,40	1,96	2,65	1,21	1,74	2,42	3,03	2,05	3,64	3,1	3,43	3,00	3,50	3,70
K <sub>2</sub> O	0,44	0,43	1,58	0,30	0,70	0,24	0,49	0,70	1,11	0,68	2,56	0,4	1,10	0,36	0,62	0,77
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,44	—	—	—	0,01	0,07	0,12	0,11	0,15	0,33	—	—	0,10	0,11	0,10
Rb	5	6	14	5	10	<2	6	9	14	10	52	9,6	14	5	13	15
Sr	200	220	90	225	215	115	230	225	305	535	530	328	430	290	284	287
Ba	75	100	175	50	100	14	125	165	270	140	980	115	200	126	174	195
Zr	70	70	125	60	90	21	25	40	50	33	123	100	92	65	96	118
V	270	175	19	—	—	230	320	410	100	330	170	155	200	235	110	46
Cr	50	15	4	50	40	75	55	6	4	970	25	40	85	17	17	9
Co	—	—	—	20	20	30	29	31	14	—	—	40	28	—	—	—
Ni	30	20	1	25	15	25	25	9	3	210	10	25	28	11	3	3

1, 2, 3 — толент, андезит, дацит толентовой серии [Jakes, 1973]; 4, 5 — толенты и андезиты островных дуг [Condie, Harrison, 1976]; 6, 7, 8, 9 — толент, андезито-базальт, андезит и дацит дуги Тонга [Bryan, Stice, Ewart, 1972]; 10, 11 — базальт, андезит о. Эли, о-ва Новые Гебриды [Gorton, 1977]; 12, 13 — базальт, андезит Новой Зеландии [Taylor, 1968]; 14, 15, 16 — базальт (n=27), андезит (n=132), дацит (n=14) о. Сент-Китс, Малые Антильские острова [Brown et al., 1977].

личество аналитических материалов, в том числе и в отечественной литературе по Курилам и Камчатке, гораздо больше. Частично этот материал будет использован при построении геохимических диаграмм.

### Базальты, андезиты, дациты известково-щелочной серии

Известково-щелочная серия вулканитов характерна для хорошо сформированных островных дуг с развитой и мощной континентальной корой, например, для Алеутской, Курильской, Мало-Антильской. Еще более известково-щелочные вулканиты характерны для активных континентальных окраин с мощной континентальной корой, например, для андийского побережья Америки. Миасиро [Miyashiro, 1974] следующим образом оценивает содержание вулканитов известково-щелочной серии в разных островных системах (в %): Тонга — 0, Кермадек — 10, Идзу-Бонины — 14, Курильские острова северные — 48, центральные — 32, южные — 57, Хоккайдо — 48, Камчатка — 60—70, Центральные Анды — 95.

Родоначальником известково-щелочной серии надо считать щелочной оливиновый базальт. Но в известково-щелочных сериях островных дуг базальты бывают развиты в подчиненном количестве, а в некоторых вулканах отсутствуют вообще, преобладают же андезитобазальты и андезиты. Так, на Малых Антильских островах [Baker, 1968] андезиты составляют 65%, базальты 25%, на дациты приходится меньше 10% и совсем ничтожным распространением пользуются риолиты. Известково-щелочная серия внедряется позже толентовой. На зрелых и типичных островных дугах, включающих в свой состав обе серии, толенты обычно слагают основания островов, более высокие стратиграфические уровни состоят из толентовых и известково-щелочных вулканитов.

Геохимических и особенно петрохимических данных по островодужным известково-щелочным вулканитам очень много, некоторые из наиболее типичных приведены в табл. 12. Здесь же даны средние составы известково-щелочной серии [Jakes, 1973; Coldie, Harrison, 1976]. Известково-щелочная серия хорошо представлена в Андах [Dostal et al., 1977]. Серии андезитобазальтов, андезитов и дацитов известны и для Малых Антильских островов [Brown et al., 1977]. На этих же островах хорошо выражены щелочные оливиновые базальты и базанитоиды [Arculus, 1976]. Очень типичны также базальты, андезиты и дациты известково-щелочной серии для Восточной части Папуа Новая Гвинея [Jakes, Smith, 1970] и о. Салина Липарской дуги [Keller, 1977].

### Базальты, андезиты, дациты щелочной серии

В щелочной серии островодужных вулканитов также могут быть выделены основные, средние и кислые члены. Обычно они фигурируют под собственными именами: абсарокиты наиболее основные базальтовые породы, шошониты средние и латиты кислые.

Средний состав вулканических пород известково-щелочной серии островных дуг

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
<i>n</i>	—	—	—	—	—	—	3	2	1	129	101	34	—	—	—	6	3	2
SiO <sub>2</sub>	50,59	59,64	66,80	50,2	59,0	60,3	51,3	57,8	65,8	51,02	58,84	64,18	50,91	54,54	61,29	50,57	54,58	58,29
TiO <sub>2</sub>	1,05	0,76	0,23	1,0	0,70	0,77	0,52	0,50	0,36	0,86	0,65	0,52	1,08	0,89	0,62	0,83	0,70	0,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,29	17,38	18,24	16,4	17,1	16,8	17,90	18,2	16,2	17,73	17,54	17,02	19,54	18,17	18,04	18,26	18,24	16,46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,66	2,54	1,25	11,3	6,8	5,7	3,80	2,8	2,8	2,24	1,70	1,26	—	—	—	4,29	4,51	3,60
FeO	5,08	2,72	1,02	—	—	—	5,7	4,3	1,4	6,22	4,71	3,40	9,06	9,02	8,73	5,10	3,70	3,10
MnO	0,17	0,09	0,06	—	—	—	0,2	0,16	0,12	0,16	0,14	0,09	—	—	—	0,18	0,16	0,15
MgO	8,96	3,95	1,50	6,30	3,4	2,2	6,0	2,6	1,7	6,23	2,94	1,89	4,82	3,81	2,65	5,08	4,08	4,02
CaO	9,50	5,92	3,17	10,7	7,0	5,6	10,7	7,4	4,2	10,44	7,35	5,54	8,87	7,41	4,16	10,38	9,09	8,10
Na <sub>2</sub> O	2,89	4,40	4,97	3,00	3,68	4,10	2,3	3,2	3,9	3,24	3,85	3,77	3,80	4,63	4,90	3,34	2,64	3,22
K <sub>2</sub> O	1,07	2,04	1,92	0,40	1,60	3,25	0,9	2,0	2,7	0,94	1,51	1,78	1,04	1,25	1,35	1,15	1,32	1,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,21	0,28	0,09	—	—	—	0,18	0,21	0,17	0,18	0,18	0,15	—	—	—	0,22	0,21	0,26
Rb	10	30	45	10	30	90	28	51	88	23	43	72	15	21	25	—	—	—
Sr	330	385	460	330	385	620	700	703	600	738	877	803	434	491	563	540	500	730
Ba	115	270	520	115	270	400	343	550	690	398	546	696	420	508	474	450	590	470
Zr	100	110	100	100	110	170	23	73	129	96	169	189	70	99	118	60	80	60
V	255	175	68	—	—	—	275	200	90	215	140	90	—	317	—	240	200	135
Cr	40	56	13	40	56	3	40	12	15	285	152	117	20	11	10	63	34	10
Co	—	—	—	50	24	13	27	12	9	—	—	—	—	23	—	24	21	17
Ni	25	18	5	25	18	3	20	5	3	129	66	49	25	22	—	15	15	23

1, 2, 3 — базальт, андезит, дацит островных дуг [Jakes, 1973]; 4, 5, 6 — базальт, андезит, дацит островных дуг [Condie, Harrison, 1976]; 7, 8, 9 — базальт, андезит, дацит о. Салина, Липарская дуга [Keller, 1977]; 10, 11, 12 — базальт, андезит, дацит о. Гренада, Малые Антильские острова [Brown et al., 1977]; 13, 14, 15 — базальт, андезит, дацит Анд [Dostal et al., 1977]; 16, 17, 18 — базальт, андезито-базальт и андезит о. Адак, Алеутская дуга [Marsh, 1976].

В этой серии шоссониты обычно значительно преобладают над всеми другими породами.

Щелочная серия типична для активных континентальных окраин или крупных континентальных островов, она широко распространена в Андах, во внутренних частях Зондской дуги на о. Калимантан, на Папуа Новая Гвинея и во внутриконтинентальных средиземноморских дугах. В табл. 13 приводятся составы некоторых типичных серий. Особо выделяются итальянские лейцитовые базальты с исключительно высоким содержанием калия (7—9%) и обогащенностью всеми некогерентными элементами (табл. 14). Они развиты на Липарских островах и вулканах Апеннинского полуострова.

Отровная дуга Липарских островов (Эольская дуга) располагается на юге Тирренского моря и представлена цепью небольших островов: Липари, Салина, Вулкано, Стромболи, Панерия, Филикуди и Аликуди. Для дуги характерна большая мощность коры, огромная до 350 км заглубленность сейсмоактивной магмогенерирующей зоны, чрезвычайно высокощелочной высококалийевой характер вулканизма. Дуга нарушает все привычные представления об островодужной системе как переходной от океана к континенту. По обе стороны от зоны Беньофа устанавливается континентальный характер коры. Сейсмическая зона Беньофа падает от континентальных масс Сицилии и Калабрии под краевое Тирренское море. По некоторым данным [Barberi et al., 1974], вулканизм Липарских островов в течение ограниченного времени (менее 1 млн. лет) быстро эволюционировал от типичных известково-щелочных вулканитов до высококалийевых щелочных.

Аналогичная цепочка вулканов высокощелочных базальтов располагается вдоль восточного берега Тирренского моря на западных склонах Апеннин и протягивается от Рима до Неаполя. Это современные вулканы: Вико, Вулкано, Сабати, Эрника, Роккаморфина, Флегген, Везувий. Как и для Липарских вулканов, здесь выделяется щелочная серия с очень высоким содержанием калия ( $K_2O=6-9\%$ ) и щелочная серия с умеренным содержанием калия ( $K_2O=2,5-5,0\%$ ). Итальянские провинции современного геосинклинального вулканизма отличаются исключительной калиево-содержательностью своих базальтов. Кроме Италии высококалийевые современные вулканы известны еще на о. Ява.

### Ультраосновные вулканы

Ультраосновные лавы редкий, но важный член геосинклинальной вулканической ассоциации. Они широко известны в составе докембрийских эвгеосинклинальных комплексов под названием коматитов (названы по р. Комати в Южной Африке). Такие же ультраосновные лавы известны и в молодых геосинклинальных комплексах на полуострове Лизард в Англии и на о. Кипр [Gass, 1958], а также в палеозойских эвгеосинклинальных толщах Ньюфаундленда [Gale, 1973].

Средний состав вулканических пород щелочной серии островных дуг и активных континентальных окраин

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
<i>n</i>	2	6	2	7	1	3	10	1	8	4	1	1
SiO <sub>2</sub>	51,18	62,34	48,56	53,42	63,40	48,67	52,90	53,43	51,66	52,38	58,6	69,3
TiO <sub>2</sub>	1,25	0,70	1,38	1,05	0,53	0,76	0,80	0,57	0,83	0,68	0,6	0,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,14	17,62	16,27	17,20	16,24	13,85	16,86	16,14	16,52	15,52	16,3	13,85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	5,35	3,54	2,35	4,32	4,08	4,37	4,03	3,58	3,75	2,15
FeO	8,92	4,97	4,24	4,62	1,91	5,60	4,80	3,40	4,7	4,8	2,45	0,95
MnO	—	—	0,19	0,15	0,13	0,18	0,18	0,14	—	—	0,12	0,6
MgO	4,24	1,92	6,9	4,80	2,05	8,09	5,07	4,44	4,48	4,9	2,6	0,82
CaO	10,06	4,80	9,95	8,21	5,18	8,85	8,66	6,64	9,04	8,03	4,9	1,9
Na <sub>2</sub> O	3,35	3,63	3,03	3,16	4,17	2,82	3,20	2,15	2,98	3,65	4,1	4,15
K <sub>2</sub> O	3,11	3,49	1,90	2,24	2,56	2,60	2,99	6,61	2,94	4,73	5,6	4,95
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	0,64	0,56	0,23	0,49	0,46	0,52	0,32	0,46	0,34	0,09
Rb	80	108	39,7	55	73	56	48	60	73	170	135	350
Sr	512	600	1190	895	772	833	748	600	1140	1330	930	227
Ba	556	788	—	572	—	587	498	820	832	1181	971	167
Zr	141	181	168	127	122	—	—	—	78	134	277	205
V	208	110	—	205	—	285	360	360	200	130	120	35
Cr	88	18	—	114	—	—	—	—	77	40	23	34
Co	42	31	—	—	—	30	20	24	20	20	12	4
Ni	35	23	—	45	—	53	34	23	24	18	12	8

1, 2 — базальт и андезит шошонитовой серии Анд [Dostal et al., 1977]; 3, 4, 5 — абсарокит, шошонит и латит центральной части Папуа Новая Гвинея [Maskenzie, Chappel, 1972]; 6, 7, 8 — абсарокит, шошонит и лейцитовый трахит северной части Папуа Новая Гвинея [Jaques, 1976]; 9, 10, 11, 12 — трахибазальт, лейцитовый тефрит, латит и риолит щелочной серии Липарской дуги [Keller, 1977].

Средний состав вулканических пород высококалеливой щелочной серии современных итальянских вулканов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<i>n</i>	3	27	7	21	17	4	4	40	14	8	2
SiO <sub>2</sub>	49,9	53,5	54,3	48,0	51,0	58,7	46,4	49,9	53,5	56,3	58,1
TiO <sub>2</sub>	0,80	0,66	0,66	0,75	0,80	0,33	0,94	0,69	0,58	0,46	0,27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,9	18,2	17,0	18,3	18,2	19,8	15,7	19,6	20,0	20,2	21,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,5	2,4	2,6	3,5	3,4	1,4	5,3	2,9	2,8	2,9	1,6
FeO	3,8	3,4	3,3	4,7	4,2	1,7	3,4	3,9	2,5	0,8	0,6
MnO	—	—	—	0,15	0,10	0,10	0,15	0,16	0,15	0,13	0,15
MgO	3,9	2,9	3,6	3,9	4,4	0,97	6,0	2,5	1,6	0,9	0,2
CaO	7,9	5,7	6,4	9,3	8,6	3,0	11,6	6,9	5,2	3,6	2,0
Na <sub>2</sub> O	1,8	2,2	2,0	2,8	2,7	4,2	1,6	2,4	3,4	3,2	4,7
K <sub>2</sub> O	8,1	8,5	7,5	7,0	5,3	7,5	6,6	9,1	8,6	9,1	9,4
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,59	0,46	0,47	0,63	0,61	0,15	0,58	0,39	0,24	0,13	0,04
Rb	538	577	572	260	250	240	497	628	474	545	1226
Sr	1825	1485	1232	900	750	570	1607	1958	1604	1359	255
Ba	2480	1968	1736	2200	1700	580	1509	1587	1278	1447	39
Zr	420	483	445	290	280	420	285	255	255	357	567

1, 2, 3 — тефриты, фонолиты и трахиты лейцитовых базальтов вулкана Вико [Cundari, Mathias, 1974]; 4, 5, 6 — тефриты, фонолиты и трахиты вулкана Безувий [Savelli, 1967]; 7, 8, 9, 10, 11 — высококалеливая серия пород вулкана Роккаморфина [Appleton, 1972].

Ультраосновные лавы несомненно островодужного эвгеосинклинального магматизма известны на Камчатке и описывались под названием меймечитов [Марковский, Ротман, 1971; 1975; Ланда, Марковский, 1976]. Ультраосновные вулканы надо отличать от офиолитовых гипербазитов. Характерная особенность ультраосновных лав — чрезвычайно высокая насыщенность летучими. Породы эти, как правило, пористые и пузырчатые с большим количеством стекла. Кроме порфировых ультраосновных лав отмечаются ультраосновные лаваагломераты, туфолавы, гналокласты. Эффузивные разности сопровождаются субвулканическими телами даек, силлов, штоков и трубок взрыва. Залегают такие лавы в базальтах и сопровождаются разностями переходного состава к базальтам.

Камчатские ультраосновные лавы залегают в верхах 10-километровой толщи эвгеосинклинальных вулканических отложений позднемелового возраста среди лав и пирокластов толентов.

В грубом приближении они внедрились вместе с толентами в конечные этапы их излияний, но перед излияниями известково-щелочной лавы. Ультраосновные породы относятся к эффузивной фации, они образуют последовательные напластования типа лавовых потоков с подушечными отдельностями, с ясными зонами закалки и шлаковыми корками. Потоки переслаиваются с туфами близкого состава и сопровождаются массивными дайковыми телами.

По структурным особенностям выделяются разности ультраосновных лав, от стекловатых, содержащих фенокристаллы только оливина, до почти полнокристаллических разностей, состоящих из идиоморфных кристаллов оливина, призматических вкрапленников авгита и девитрифицированного стекла с чешуйками слюды.

Имеется много силикатных анализов камчатских ультраосновных лав. Следует сказать, что для сравнительных обобщений силикатные анализы оказываются мало информативными. По ним можно лишь судить, что камчатские ультраосновные вулканы действительно ультраосновные породы, сильно недосыщенные кремнеземом и с высокой магнезиальностью. Повышенное содержание глинозема и извести приближает эти породы к лерцолитам и даже пикритам. Геохимические данные говорят гораздо больше (табл. 15). По геохимическим данным видно, что камчатские ультраосновные лавы очень близки докембрийским коматитам и сильно отличаются от сибирских меймечитов.

Вряд ли применяемый к камчатским ультраосновным лавам термин меймечит удачен, так как сибирские меймечиты и камчатские ультраосновные лавы принадлежат к совершенно различным магматическим формациям. Сибирские меймечиты принадлежат к типичной платформенной формации ультраосновных щелочных пород. Очень высокое содержание титана, циркония, низкое отношение калия к рубидию и высокое барий-стронциевое отношение роднит эти породы с формацией щелочных оливиновых базаль-

## Средний химический состав ультраосновных лав

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
<i>n</i>	35	5	1	7	3	1	9	14	3	9	44	20
SiO <sub>2</sub>	40,56	40,12	42,9	45,17	45,58	45,23	41,06	43,58	52,9	52,83	37,04	37,78
TiO <sub>2</sub>	0,28	0,30	0,31	0,27	0,40	0,20	0,20	0,37	0,61	0,16	1,89	2,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,74	4,56	2,6	5,69	8,90	3,66	2,30	7,63	7,8	9,49	2,09	3,33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,00	4,17	2,5	11,68	12,59	12,20	10,36	10,58	1,0	10,71	6,56	4,90
FeO	6,06	5,72	7,2	—	—	—	—	—	9,4	—	6,64	8,11
MnO	0,16	0,16	0,13	0,20	0,22	0,22	0,16	0,18	0,20	0,17	0,19	0,18
MgO	29,64	30,46	30,00	30,94	22,39	32,16	31,65	24,30	10,9	14,21	32,19	29,41
CaO	4,95	5,48	1,8	5,59	9,46	5,28	3,85	6,97	11,2	10,22	3,97	5,81
Na <sub>2</sub> O	0,23	0,36	0,03	0,43	0,64	0,44	0,02	0,71	2,9	2,00	0,19	0,31
K <sub>2</sub> O	0,25	0,24	0,01	0,03	0,09	0,17	0,020	0,09	0,10	0,12	0,26	0,72
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,05	0,02	0,015	0,02	0,02	—	—	0,06	0,07	—	—
Rb	5	1	0,577	3	3	4	2	5	0,68	<3	15	31
Sr	109	130	49,1	19	20	30	7,0	12,1	46,1	136	370	688
Ba	—	30	28	3,9	11	11	4,6	12,6	20,6	33	—	—
Zr	10	20	—	15	20	9,6	30	36	—	14	185	261
V	83	100	—	119	170	92	37	116	—	—	182	164
Cr	1550	1800	1470	3000	3330	3190	3000	2340	1000	1300	2230	1970
Co	105	110	55	103	92	108	237	176	43	—	134	124
Ni	1588	1400	2000	1530	900	1930	1700	1230	700	330	1770	1489

1 — меймечиты Камчатки [Ланда, Марковский, 1976]; 2 — ультраосновные лавы Камчатки, анализы автора; 3 — коматит Южной Африки [Herrman et al., 1976]; 4, 5, 6 — коматиты Австралии, Канады, Африки [Nesbit, Sun Shen-Su, 1976]; 7, 8 — коматиты Африки и Канады [Vil-laume, Rose, 1977]; 9 — базальтовый коматит Африки [Herrman et al., 1976]; 10 — палеозойский базальтовый коматит Ньюфаундленда [Gale, 1973]; 11, 12 — меймечиты из лавовых потоков и даек р. Маймеча Сибирской платформы [Ланда, Марковский, 1976].

тов, с одной стороны, и с пикритовыми порфиритами — с другой, а также заставляет предполагать большую глубину выплавления.

Камчатские ультраосновные лавы имеют прямо противоположные геохимические характеристики. Содержание циркония и титана в них очень низкое (это свойство вообще характерно для всех островодужных вулканитов). Одновременно отношение Ti/Zr высокое, такое же, как в толеитах, и существенно отличается от титан-циркониевого отношения как меймечитов, так и мантийных ультраосновных пород. Отношение K/Rb — высокое, а отношение Ba/Sr — низкое. Все это говорит о небольшой глубине выплавления и свидетельствует о сопряженности ультраосновных лав по геохимическим характеристикам с малоглубинными малокалиевыми толеитами. Резко отличаясь от платформенных меймечитов по своим геохимическим характеристикам, ультраосновные лавы Камчатки в то же время близки докембрийским коматиитам и это позволяет считать их характерным членом геосинклинального, а не платформенного вулканического комплекса. С коматиитами камчатские вулканиты роднит одинаковая геологическая позиция в составе эвгеосинклинального вулканического комплекса, а также то, что они ассоциируют с низкокалиевыми толеитами, тогда как платформенные меймечиты обнаруживаются в составе щелочной магматической формации.

Докембрийские ультраосновные лавы — коматииты были обнаружены в составе почти всех докембрийских зеленокаменных поясов и в настоящее время литература по ним огромна. Первичная диагностика коматиитов основывается на следующих химических критериях:  $MgO > 9\%$ ,  $K_2O < 0,9\%$ ,  $CaO/Al_2O_3 > 1$ . Обычно выделяют две петрохимические разности: ультраосновные и базальтовые коматииты. И те и другие довольно широко варьируют по своему составу и, по-видимому, образуют непрерывный ряд пород от ультраосновных к базальтовым коматиитам и низкокалиевым толеитам.

В табл. 15 приведены некоторые средние данные по коматиитам Африки, Австралии и Канады. Заметим, что ряд цифр по рубидию, по-видимому, завышен, что часто бывает при анализе ультраосновных пород. Наиболее точные определения [Неггманн et al., 1976] дают содержания рубидия на порядок ниже (около 0,5 г/т).

При обсуждении генетических соотношений ультраосновных и базальтовых коматиитов наметились два мнения. Первое — каждую магму считать самостоятельной, первичной, происшедшей независимо в результате парциального плавления мантии. Второе — представляет основные коматииты как продукт фракционной кристаллизации ультраосновной исходной магмы. Эта точка зрения основывается на взаимных переходах одних пород в другие в коматиитовых лавовых потоках и слоистых силах. Наконец, некоторые исследователи считают, что могут иметь место оба процесса: и фракционной кристаллизации и парциального плавления, с об-

разованием непрерывной серии лав от основных до ультраосновных.

Таким образом, можно заключить, что в эвгеосинклинальных вулканических комплексах могут присутствовать ультраосновные лавы, которые характеризуются рядом специфических особенностей. Ассоциируют такие лавы с низкокалиевыми малоглубинными толеитами и сами генерируются, по-видимому, неглубоко. Такие лавы насыщены летучими компонентами. Эффузивные субвулканические разности залегают в виде силлов и вулканических потоков и сопровождаются эксплозивными формами излияний — туфами, лаваагломератами. Их петрохимические особенности выражаются в повышенной магнезиальности, низкой щелочности, преобладании извести над глиноземом. По своим геохимическим особенностям они смыкаются с малощелочными геосинклинальными толеитами. Как и толеиты, они содержат очень мало титана и циркония, при высоком титан-циркониевом отношении. Для коматитов, как и для толентов, характерно низкое барий-стронциевое отношение и высокое калий-рубидиевое. По редким землям фиксируется некоторый дефицит церовых редких земель относительно хондритового распределения. Геосинклинальные ультраосновные лавы резко отличаются от платформенных ультраосновных лав (меймечитов) по своим геохимическим особенностям.

### ГЕОХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Нам надо проследить и выявить геохимические особенности островодужной геосинклинальной серии вулканитов, сравнить между собой толеиты, известково-щелочные и щелочные базальты, а также ассоциирующие с ними андезиты, дациты и риолиты. Будем придерживаться того же порядка диаграммы, что и для океанических базальтов, и если обнаружатся геохимические различия океанических и геосинклинальных вулканитов, то мы будем это подчеркивать.

Обратимся к диаграмме Ti—K (рис. 13). В базальтах островных дуг устанавливаются закономерные коррелятивные соотношения титана и калия. От малоглубинных толентов к известково-щелочным базальтам намечается прямое увеличение содержания калия и титана, что связано с увеличением глубины выплавления базальтов. Щелочные базальты продолжают эту тенденцию, но в самых высококалиевых базальтах с максимальным калием содержание титана падает. В общем, островодужные базальты по распределению калия и титана формируют свой индивидуальный тренд (II), резко отличный от океанического тренда (I). Все островодужные базальты гораздо менее титанисты, чем океанические, тогда как содержание калия в них определено выше. В островодужных базальтах количество  $TiO_2$  не превышает 1,2%, тогда как во всех океанических базальтах содержание титана много выше. Особенно большая разница в содержании титана имеется для высококалиевых лейцитовых базальтов, так в океани-

Кг/т



Рис. 13. Диаграмма титан — калий для базальтов океанов и островных дуг.

I — тренд океанических базальтов; II — тренд базальтов островных дуг; L<sub>1</sub> и L<sub>2</sub> — тренды «морских» и континентальных базальтов Луны. 1, 2, 3, 4 — ультраосновные лавы, толеиты, известково-щелочные и щелочные базальты островных дуг; 5, 6, 7 — толеиты, щелочные оливковые базальты и щелочные базальты океанов; 8, 9 — континентальные и морские базальты Луны

чекских количество  $TiO_2$  превышает 3%, тогда как в островодужных всегда меньше 1%. На рис. 13 видно, что внизу островодужный базальтовый тренд естественно надстраивают точки ультраосновных вулканитов. Ультраосновные лавы действительно не случайный член геосинклинальных вулканитов, они геохимически и генетически тесно связаны с геосинклинальными толеитами.

Таким образом, на диаграмме Ti — K выделяются два базальтовых тренда: I — океанический рифтовый и II — континентальный геосинклинальный. Различия трендов обусловлены разными механизмами генерации магмы. Такие же различия характерны и для Луны. На диаграмму Ti — K (см. рис. 13) нанесены некоторые точки для «морских» и континентальных базальтов Луны. Замечательно, что лунные базальты также укладываются в два разобщенных тренда: высокотитановый морской и низкотитановый континентальный. Те же самые различия океанического и континентального трендов заставляют думать, что и на Земле и на Луне проявились два разных способа генерации базальтовых магм.

Обратимся теперь к кислым вулканитам островных дуг. На рис. 14, а показано распределение титана и калия в известковых толеитовых сериях отдельных вулканов и островных дуг. По океаническим дифференцированным сериям мы знаем, что более кис-

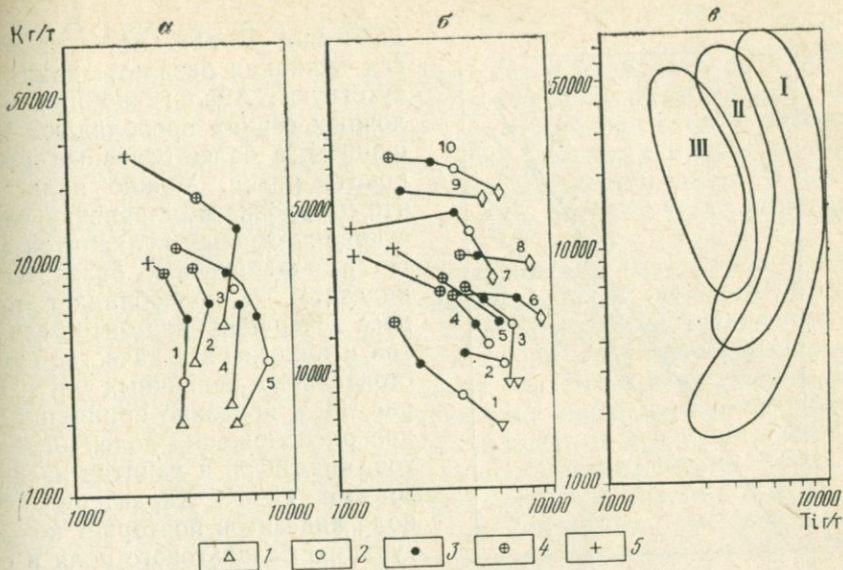


Рис. 14. Диаграммы титан — калий для вулканических пород островных дуг.  
*а* — вулканические комплексы толентовой серии: 1 — вулкан Кейп Хоскин; 2 — вулкан Фонулае; 3 — вулкан Таласае; 4 — вулкан Хаконе; 5 — Южные Анtilьские острова.  
*б* — вулканические комплексы известково-щелочной и щелочной серии: 1 — Малые Антильские острова; 2, 5 и 8 — Анды; 3 и 6 — Папуа Новая Гвинея; 4 — вулкан Санто-Рив; 7 — Липарские острова; 9 — вулкан Вико, Италия; 10 — вулкан Роккоморфина, Италия.  
*в* — принципиальная схема распределения титана и калия в вулканических породах островных дуг: I — поле базальтов; II — поле андезитов; III — поле дацитов.  
 1 — базальт; 2 — андезито-базальт; 3 — андезит; 4 — дацит; 5 — риолит

лые дифференциаты — андезито-базальты и андезиты — отчетливо отклоняются от базальтового тренда влево вверх, так как в них всегда возрастает содержание калия, а титана прогрессивно падает. Здесь же обнаруживается другая картина, в более кислых андезито-базальтах и андезитах по сравнению с базальтами происходит увеличение и калия и титана и только самые кислые члены — дациты и риолиты — отклоняются влево вверх согласно общим закономерностям процесса кристаллизационной дифференциации. По конфигурации кривых на рис. 14, *а* возникает впечатление, что андезито-базальты и андезиты не являются дифференциатами толентов, а представляют собой самостоятельные и более глубокие магмы, поскольку в них прямолинейно и сопряженно увеличивается калий и титан, и только дациты и риолиты могут быть приняты за кислые дифференциаты, поскольку в них коррелятивные соотношения титана и калия обратные.

На рис. 14, *б* показано распределение титана и калия в островодужных известково-щелочных и щелочных сериях. Здесь мы обнаруживаем естественную картину, в более кислых членах увеличивается содержание калия, а титана падает. Однако и здесь есть сомнения в происхождении андезитов в процессе дифференциации. В известково-щелочных сериях андезиты обычно преоблада-

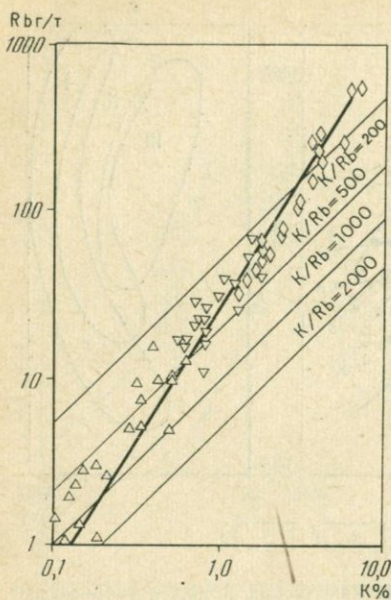


Рис. 15. Диаграмма калий — рубидий для базальтов островных дуг. Условные обозначения см. рис. 16

тов как истинных кислых дифференциатов демонстрирует отчетливую обратную корреляцию титана и калия.

На рис. 15 представлена диаграмма распределения калия и рубидия в островодужных базальтах. Можно видеть, что от толеитов к известково-щелочным и щелочным базальтам происходит увеличение содержания калия и рубидия, а отношение  $K/Rb$  при этом последовательно уменьшается. По-видимому, геохимическая судьба калия и рубидия настолько тесно связана, что в их взаимном распределении нет существенных различий между океаническими и островодужными базальтами. Тренды и тех и других совпадают. В этой связи следует заметить, что существует убеждение, что только для океанических толеитов характерны очень высокие значения калий-рубидиевого отношения (больше 1000). Рис. 15 показывает, что и в островных дугах имеются малокальиновые базальты с отношением  $K/Rb$  больше 1000.

Обычно калий и рубидий так тесно связаны, что наблюдается хорошая коррелятивная связь между ними как в базальтовых породах, так и в средних и кислых членах, последние также попадают в большинстве случаев на тот же базальтовый тренд, при этом фиксируется, что с ростом содержания калия, отношение  $K/Rb$  уменьшается. Для базальтов эта зависимость объясняется эффектом глубинного выщелачивания. С глубиной усиливается выщелачивание и экстракция из мантийного субстрата наиболее сильных оснований с накоплением калия, рубидий накаплива-

дают над базальтами, а во многих вулканах базальты даже отсутствуют. Аналогично и в щелочных сериях преобладают шониты, а более основные абсарокиты редки. Можно полагать, что на уровне выплавления известково-щелочных вулканитов могут выплавляться и базальты и андезиты, но преобладает процесс генерации андезитобазальтов и андезитов в качестве самостоятельных первичных магм. На рис. 14, в показано принципиальное расположение полей базальтов, андезитов и дацитов на диаграмме  $Ti-K$ . Характерно, что поле андезитов повторяет конфигурацию базальтового поля и его основные тенденции — увеличение титана и калия от известково-щелочным к известково-щелочным и щелочным членам и уменьшение содержания титана в наиболее калиевых членах. Поле же даци-

ется еще сильнее, поэтому калий-рубидиевое отношение уменьшается.

В последовательных сериях вулканитов от базальтов к андезиту, дациту и риолиту происходит увеличение содержания и калия и рубидия, калий-рубидиевое отношение при этом в толеитовых сериях уменьшается, в известково-щелочных явно увеличивается. В целом это те же соотношения между  $K$  и  $K/Rb$ , которые были выявлены для океанических вулканитов.

Диаграмма  $Sr - Ba$  (рис. 16) показывает, что от малоглубинных толеитов к известково-щелочным и, наконец, щелочным калиевым базальтам устанавливается последовательное увеличение содержания бария и стронция, а отношение  $Ba/Sr$  последовательно увеличивается от 0,1 до 2,0 в пользу более щелочного бария. Все островодужные базальты формируют на диаграмме корреляционный тренд. Ультраосновные лавы молодых и древних геосинклиналей надстраивают этот тренд снизу. Распределение бария и стронция как в камчатских ультраосновных лавах, так и в докембрийских коматиитах отличается от мантийных ультраосновных пород низким отношением бария к стронцию. По особенностям распределения бария и стронция ультраосновные лавы сближаются с толентами.

Как было показано на примерах океанических вулканитов, диаграмма  $Sr - Ba$  очень удобна для обособления дифференцированных серий. С глубиной выплавления базальтов усиливается экстракция из мантийного субстрата бария и стронция, а разноглубинные разновидности базальтов формируют положительный тренд на диаграмме. В дифференцированных же сериях барий вместе с калием обогащает поздние кислые дифференциаты, стронций ведет себя противоположным образом, он осаждается в ранних дифференциатах, поздние же кислые остаточные расплавы оказываются обеднены стронцием, поэтому дифференцированные серии формируют отрицательные корреляционные линии.

На рис. 17 нанесены некоторые базальт-андезит-дацитовые серии островных дуг и активных континентальных окраин. В известковой серии Тонга, в вулканах Кейп Хоскин и Таласае Новой Британии обнаруживается не отрицательная, а положительная корреляция бария и стронция от базальтов к андезито-базальтам и андезитам и только крайне кислые члены — дациты и риолиты — отклоняются влево вверх и могут рассматриваться как дифференциаты андезитовых магм. В известково-щелочной серии Папуа Новая Гвинея и Липарских островов также фиксируется прямая положительная корреляция бария и стронция от базальтов к андезитам и дацитам. Для высококальциевых базальтов итальянских вулканов также фиксируется прямая корреляция бария и стронция. Если сравнить эту диаграмму с явно дифференцированными океаническими сериями, то мы увидим между ними огромную разницу в особенностях распределения стронция и бария. В океанических дифференцированных сериях устанавливается обратное

Ba r/r

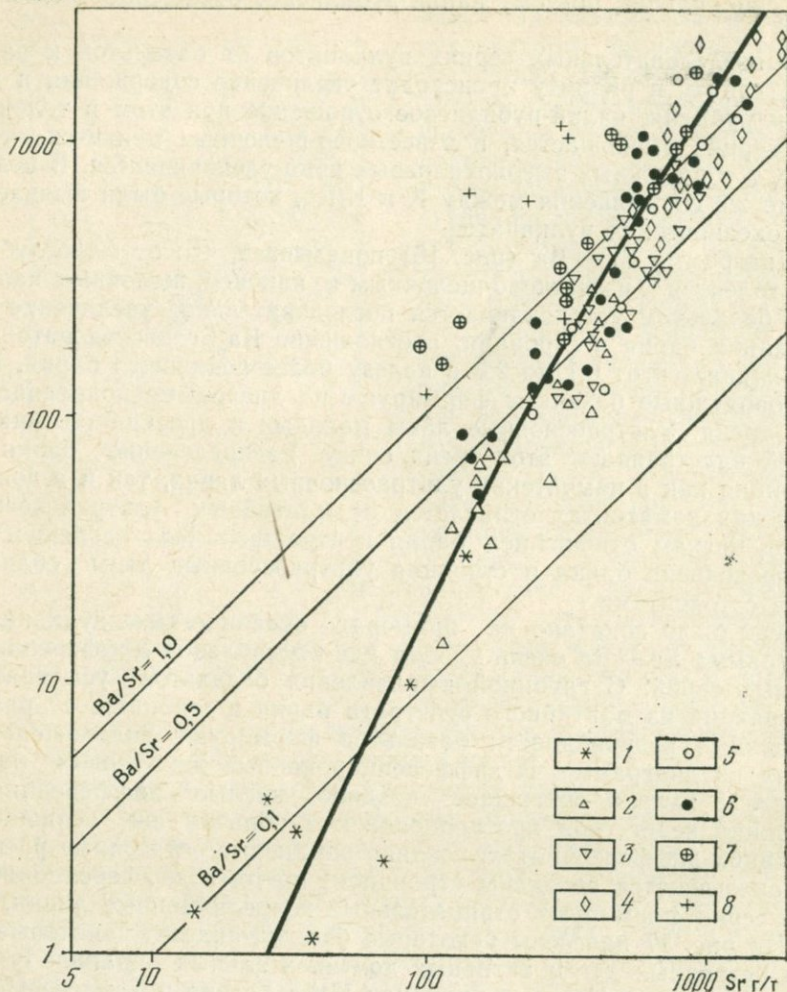


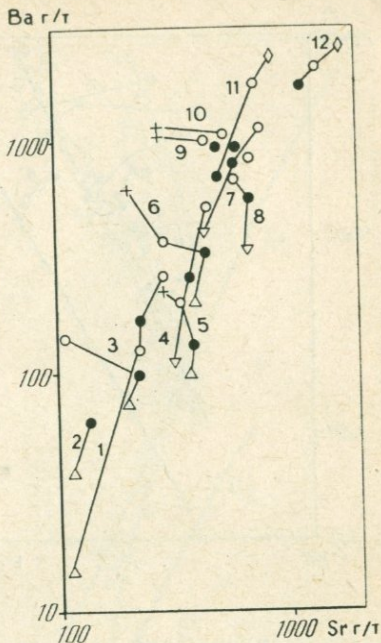
Рис. 16. Диаграмма стронций — барий для вулканических пород островных дуг.

1 — ультраосновные лавы; 2 — толеиты; 3 — известково-щелочные базальты; 4 — щелочные базальты; 5 — андезит-базальты; 6 — андезиты; 7 — дациты; 8 — риолиты

соотношение стронция и бария — к кислым членам количество бария возрастает, а стронция падает. В островодужных же базальт-андезит-дацитовых сериях мы видим прямое увеличение и бария и стронция от базальтов к андезитам и дацитам. Соответственно здесь андезиты никак не могут рассматриваться как дифференциаты базальтовой магмы. Именно этот признак прямого соответствия бария и стронция в островодужных базальт-андезит-дацитовых сериях и обратного соотношения в океанических уже использовался

Рис. 17. Диаграмма стронций — барий для вулканических серий отдельных вулканов и островов.

1 — толеитовая серия дуги Тонга [Bryan et al., 1972]; 2 — толеитовая серия о. Еуа, дуги Тонга [Ewart, Bryan, 1973]; 3 — средние составы вулканитов толеитовой серии [Jakes, 1973]; 4 — средние составы вулканитов известково-щелочной серии [Jakes, 1973]; 5 — вулкан Кейп Хоскин; 6 — вулкан Таласеа [Lower, Carmichael, 1970]; 7 — известково-щелочная серия Папуа Новая Гвинея [Jakes, Smith, 1970]; 8 — известково-щелочная серия о. Салина, Липарская дуга [Keller, 1977]; 9, 10 — известково-щелочные серии Перу [Duru, Lefevre, 1974]; 11 — калиевая серия вулкана Вико [Cundari, Mathias, 1974]; 12 — калиевая серия вулкана Везувий [Savelli, 1967]. Условные обозначения см. рис. 16



нами для определения формационной принадлежности древнеархейских гранулитов [Лутц, 1978].

Диаграмма Р — К (рис. 18) показывает, что в геосинклинальных базальтах имеется прямая корреляция между содержаниями калия и фосфора. От толеитов к известково-щелочным и щелочным базальтам вместе с калием увеличивается и количество фосфора. Тренд базальтов современных геосинклиналей (II) отличается от океанического тренда (I), он располагается выше, в области более высоких содержаний калия. Здесь же нанесены взаимосвязанные серии базальтов, андезитов и дацитов отдельных островов и вулканов. Обычно в дифференцированных сериях с увеличением калия количество фосфора снижается, так как его судьба тесно связана с кальцием, которым поздние дифференциаты обеднены. В толеитовой серии от базальтов к андезитам и даже дацитам не намечается снижения фосфора, он увеличивается параллельно с калием. Это заставляет предполагать, что андезиты и какая-то часть дацитов не являются дифференциатами толеитовой магмы, а представляют самостоятельные образования.

Имеется много аналитических данных по содержаниям редких земель в базальтах, андезитах и дацитах островных дуг и приводится много графиков распределения редких земель, нормированных по хондриту. От толеитов к известково-щелочным и щелочным базальтам количество редких земель возрастает, возрастает также их церовость, т. е. с увеличением глубины выплавления базальтов и увеличением их щелочности соответственно в них воз-

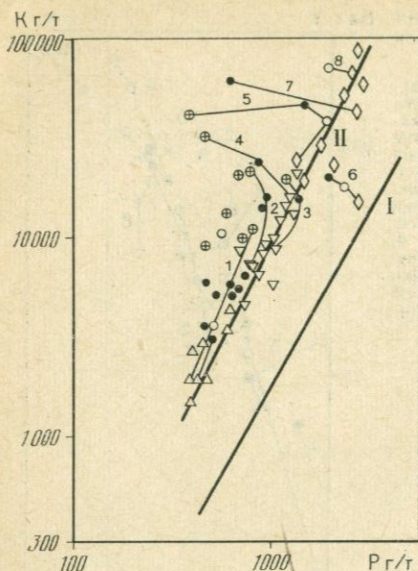


Рис. 18. Диаграмма фосфор — калий для вулканических пород островных дуг.

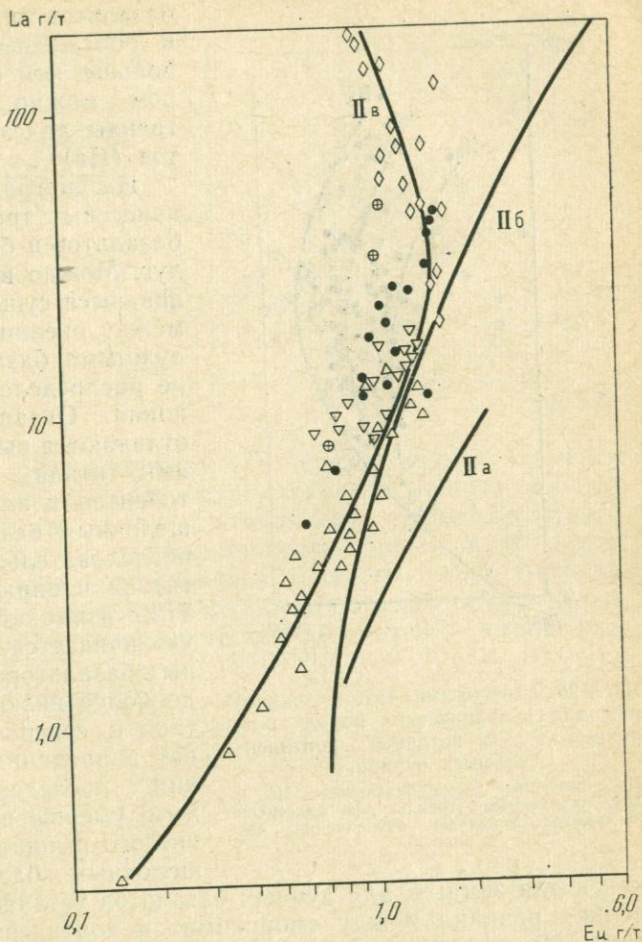
I — тренд океанических базальтов; II — тренд для базальтов островных дуг. Вулканические серии отдельных вулканов и островов: 1 — толеитовая серия вулкана Хаконе [Kuno, 1950]; 2 — известково-щелочная серия восточной части Папуа Новая Гвинея [Jakes, Smith, 1970]; 3 — известково-щелочная серия о. Салина, Липарская дуга [Keller, 1974]; 4 — известково-щелочная серия Анд [Miyashiro, 1974]; 5 — щелочная серия Липарских островов [Keller, 1977]; 6 — щелочная серия Папуа Новая Гвинея [Mackenzie, Chapel, 1972]; 7 — калиевая серия вулкана Везувий [Savelli, 1967]; 8 — калиевая серия вулкана Вико [Cundari, Mathias, 1974]. Условные обозначения см. рис. 16

растает содержание наиболее щелочных редких земель из начала ряда — лантана, церия, самария, а отношения  $La/Ce$ ,  $La/Yb$  смещаются в пользу более щелочного La.

Как и для океанических базальтов, рассмотрим только распределение лантана и европия (рис. 19). Из диаграммы можно видеть, что от толеитов к известково-щелочным базальтам последовательно увеличивается содержание и лантана и европия. В наиболее щелочных разностях базальтов количество лантана продолжает увеличиваться, но содержание европия несколько снижается. Точки андезитов в общем рассеиваются среди точек базальтов. Надо сказать, что на таких же диаграммах для океанических вулканических базальтов, андезиты как дифференциаты базальтовой магмы отклонялись от базальтового тренда влево, фиксируя недостаток европия. Для геосинклинальных андезитов такой тенденции не наблюдается, так как андезиты островных дуг не являются дифференциатами базальтовых магм. На рис. 19 кроме островодужного тренда показаны также тренды для толеитов срединно-океанических хребтов и для базальтов океанических островов. Можно заметить, что геосинклинальные и океанические толеиты, а также высокощелочные разности базальтов сильно различаются по распределению La и Eu. В то же время средние по щелочности базальты оказываются по содержаниям лантана и европия сближены. Это перекликается с выводами ряда исследователей, что щелочные оливиновые базальты океанов и островных дуг по ряду химических свойств трудно различимы.

На рис. 20 показано распределение титана и циркония в островодужных вулканических породах. От толеитов к известково-щелочным ба-

Рис. 19. Диаграмма лантан — европий для вулканических пород островных дуг и активных континентальных окраин. П<sub>а</sub> — тренд базальтов срединно-океанических хребтов; П<sub>б</sub> — тренд базальтов океанических островов; П<sub>в</sub> — тренд вулканитов островных дуг и активных континентальных окраин. Условные обозначения см. рис. 16



зальтам увеличивается содержание титана и циркония, но цирконий накапливается скорее и поэтому отношение  $Ti/Zr$  последовательно уменьшается от 150 до 10. Для самых глубинных высококальциевых базальтов намечается инверсия в распределении титана, его тенденция к увеличению с ростом щелочности сменяется на обратную, от щелочных к самым щелочным высококальциевым базальтам намечается снижение количества титана, цирконий же продолжает увеличиваться. Характерно, что ультраосновные вулканиты начинают снизу базальтовый тренд, как и толеиты, они имеют высокое отношение  $Ti/Zr = 100-150$ , этим они существенно отличаются от мантийных гипербазитов с отношением  $Ti/Zr = 20-30$ , а также от платформенных меймечитов с отношением  $Ti/Zr = 40-60$ . Точки средних и кислых островодужных вулканитов отклоняются от базальтового тренда влево вверх, т. е. относительно

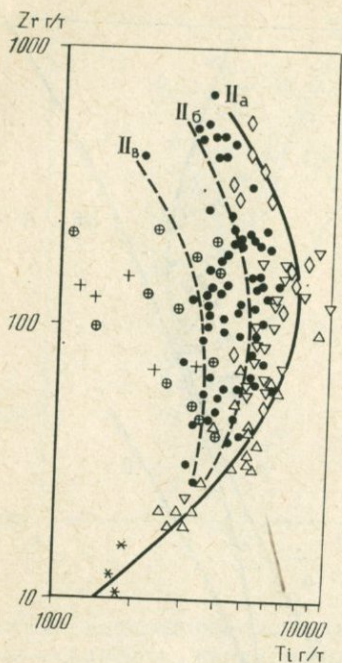


Рис. 20. Диаграмма титан — цирконий для вулканических пород островных дуг и активных континентальных окраин.

IIa — главный тренд базальтов, IIб и IIв — усредненные тренды для андезитов и дацитов. Условные обозначения см. рис. 16

как и для земных, для лунных базальтов устанавливается существенная разница между «морскими» и континентальными базальтами. На рис. 21 нанесены некоторые точки лунных базальтов. Как и земные океанические, лунные морские базальты образуют свой индивидуальный тренд в области высоких значений титана, устанавливается прямая корреляция титана и циркония с почти постоянным значением титан-циркониевого отношения. Точки континентальных лунных базальтов распределены более беспорядочно в области пониженных значений титана и высоких циркония, соответственно отношение  $Ti/Zr$  в континентальных лунных базальтах много ниже, чем в морских. Таким образом, общие тенденции различий океанических и континентальных геосинклинальных базальтов Земли и Луны оказываются похожими.

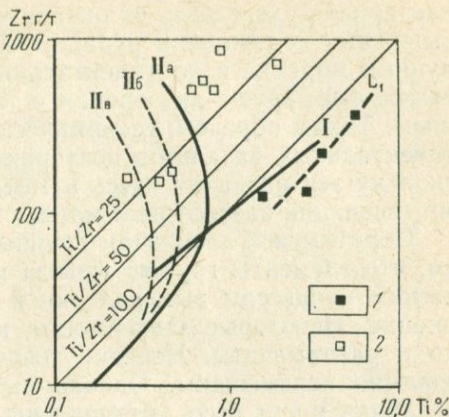
Наиболее резко различаются тренды океанических и островодужных вулканических серий на диаграммах, где на осях фигурируют элементы из двух разных групп — некогерентных и когерентных, потому, что в рифтовом механизме осуществляется высокая степень выплавления когерентных элементов —  $Ti, Zr, V, Cr,$

базальтов они обеднены титаном и обогащены цирконием и тем больше, чем они кислее. Пунктиром можно наметить средние тренды андезитов (IIб) и дацитов (IIв).

На диаграмме  $Ti-Zr$  (рис. 21) нанесены тренды океанических базальтов и базальтов островных дуг. Можно видеть, что устанавливаются существенные различия между океаническими и островодужными базальтами в характере распределения титана и циркония. Океанические базальты отличаются высокими содержаниями титана, от малоглубинных толеитов к наиболее глубинным щелочным базальтам намечается последовательное увеличение и титана и циркония, а отношение  $Ti/Zr$  изменяется мало или даже увеличивается. Для островодужных базальтов характерны гораздо более низкие содержания титана и совершенно иная взаимная корреляция титана и циркония с последовательным и сильным уменьшением титан-циркониевого отношения от толеитов к щелочным базальтам. Так же

Рис. 21. Главные тенденции распределения титана и циркония в океанических базальтах островных дуг и лунных.

I — тренд океанических базальтов; IIa, IIб и IIв — тренды базальтов, андезитов и дацитов островных дуг и активных континентальных окраин; L<sub>1</sub> — тренд морских лунных базальтов. 1 — лунные морские базальты, 2 — лунные континентальные базальты



Co, Ni, тогда как в островодужном все перечисленные элементы выплавляются меньше, но зато осуществляется мощная добавка некогерентных щелочных и щелочноземельных элементов. Поэтому несомненный интерес представляет корреляционная диаграмма Zr—Rb (рис. 22). Она показывает, что действительно корреляционная зависимость циркония и рубидия островодужных вулканитов резко отличается от океанических базальтов. Островодуж-

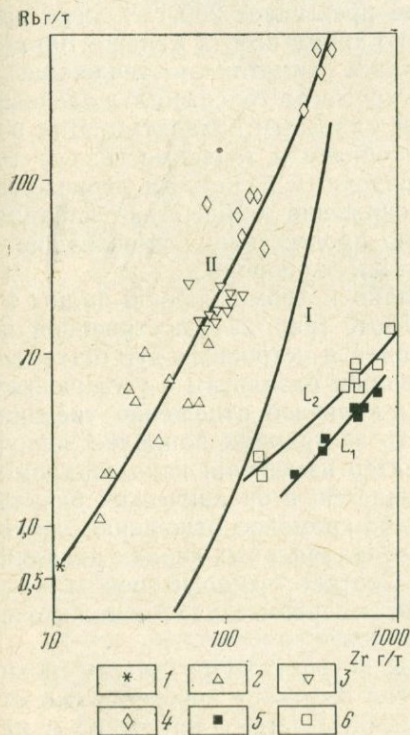


Рис. 22. Диаграмма цирконий — рубидий для базальтов островных дуг и активных континентальных окраин.

I — тренд океанических базальтов; II — тренд базальтов островных дуг и активных континентальных окраин; L<sub>1</sub> и L<sub>2</sub> — тренды морских и континентальных базальтов Луны. 1, 2, 3, 4 — ультраосновные лавы толеиты, известково-щелочные и щелочные базальты островных дуг и активных континентальных окраин. 5, 6 — морские и континентальные базальты Луны

ная кривая сдвигается от океанической влево вверх, в область повышенных содержаний рублидия. Аналогично земным различаются лунные морские и континентальные базальты. На диаграмме они также формируют два тренда с таким же взаимным расположением. Таким образом, геохимические отличия океанических и континентальных базальтов повторяются и на Земле и на Луне, поскольку эти различия здесь и там связаны с разными механизмами генерации базальтовых магм.

Обратимся к элементам группы железа V, Cr, Co, Ni. Мы знаем, что элементы группы железа малочувствительны к петрологическим процессам выплавления и кристаллизационной дифференциации. Некоторые зависимости, которые удается уловить, нечетки и расплывчаты. Нередко точки разных пород оказываются взаимно перемешаны. Однако некоторые среднестатистические различия могут быть установлены. Общим правилом будет то обстоятельство, что при выплавлении из ультраосновного мантийного вещества в базальтах количество относительно легкоплавкого ванадия несколько увеличивается, а тугоплавких хрома, никеля, снижается.

На диаграмме Cr — V (рис. 23) нанесены данные по содержаниям ванадия и хрома в островодужных базальтах. Определенно можно сказать, что они отличаются от океанических базальтов гораздо меньшим содержанием и ванадия и хрома. В океанических толентах содержание хрома обычно превышает 200 г/т, тогда как в толентах островных дуг количество хрома всегда меньше 100 г/т. В океанических базальтах намечалась отчетливая тенденция — увеличение ванадия и уменьшение хрома от толентов к щелочным оливиновым базальтам и щелочным калиевым базальтам. Для базальтов островных дуг намечается обратная зависимость: от толентов к известково-щелочным и щелочным базальтам происходит увеличение содержания хрома и снижение количества ванадия. Для кислых вулканитов характерно прогрессивное уменьшение и хрома и ванадия, и тем больше, чем кислее порода.

Закономерности поведения ванадия и хрома хорошо видны на схематической диаграмме V/Cr — Rb/K (рис. 24), построенной по средним данным. В базальтах океанов и островных дуг от толентов к известково-щелочным и щелочным базальтам с увеличением глубины генерации магмы рубидий-калиевое отношение увеличивается, увеличивается контрастность экстракции наиболее щелочного рубидия. В то же время характер изменения ванадий-хромового отношения существенно различается, в океанических базальтах с глубиной выплавления ванадий-хромовое отношение увеличивается, а в континентальных геосинклинальных сериях ванадий-хромовое отношение уменьшается. Соответственно и тренды океанический и геосинклинальный имеют в первом случае положительный, во втором — отрицательный наклон.

Известно, что титан очень похож на ванадий по своему геохимическому поведению, и тот и другой являются когерентными относительно легкоплавкими элементами. Поэтому интересно в па-

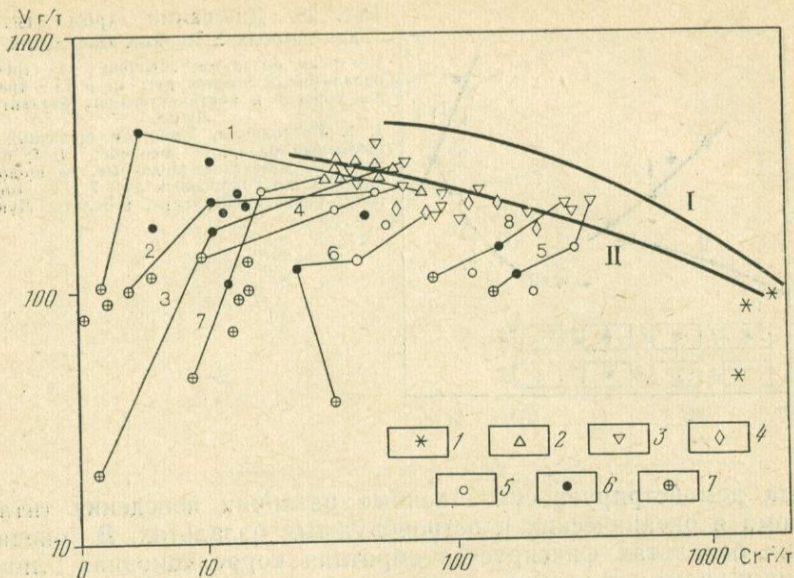


Рис. 23. Диаграмма хром — ванадий для вулканических пород островных дуг и активных континентальных окраин.

I — тренд океанических базальтов; II — тренд базальтов островных дуг и активных континентальных окраин. Вулканические серии: 1 — островной дуги Тонга [Bryan et al., 1972]; 2 — вулкана Кейп Хоскин [Blake, Ewart, 1970]; 3 — средние составы пород толентовой серии [Jakes, 1973]; 4 — о. Адак, Алеутская дуга [Marsh, 1976]; 5 — известково-щелочная серия Папуа Новая Гвинея [Jakes, Smith, 1970]; 6 — щелочная серия Липарских островов [Keller, 1977]; 7 и 8 — толентовая и известково-щелочная серии о-вов Сент-Китс и Гренада, Антильская дуга [Brown et al., 1977].  
 1 — ультраосновные лавы; 2 — толенты; 3 — известково-щелочные базальты; 4 — щелочные базальты; 5 — андезито-базальты; 6 — андезиты; 7 — дациты

ре с хромом заменить ванадий на титан и посмотреть корреляционные соотношения титана с хромом. На диаграмме Cr/Ti (рис. 25) по средним данным показано распределение титана и хрома в базальтах островных дуг и океанических базальтах. Диаг-

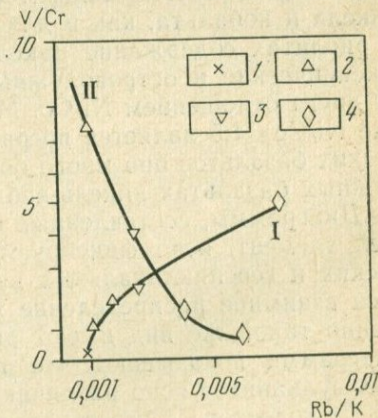


Рис. 24. Диаграмма корреляционных соотношений V/Cr и Rb/K, построенная по средним данным.

I — тренд океанических базальтов; II — тренд базальтов островных дуг и активных континентальных окраин. 1 — эвкрит, 2 — толенты, 3 — известково-щелочные базальты, 4 — щелочные базальты

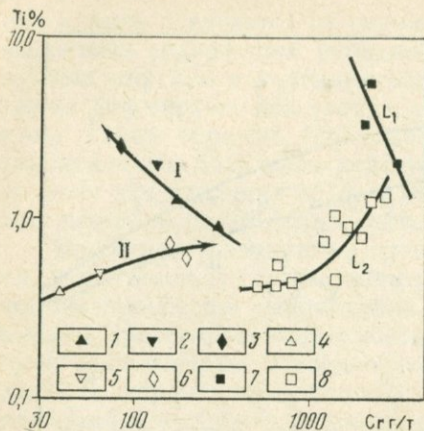


Рис. 25. Диаграмма хром — титан для земных и лунных базальтов.

I — тренд базальтов океанов; II — тренд базальтов островных дуг; L<sub>1</sub> и L<sub>2</sub> — тренды морских и континентальных базальтов Луны.

1, 2, 3 — толеиты, известково-щелочные и щелочные базальты океанов; 4, 5, 6 — толеиты, известково-щелочные и щелочные базальты островных дуг; 7 и 8 — морские и континентальные базальты Луны

рамма демонстрирует существенные различия поведения титана и хрома в океанических и островодужных базальтах. В океанических базальтах фиксируется обратная корреляционная линия титана и хрома; от толеитов к щелочным базальтам количество титана увеличивается, а хрома падает. Базальты островных дуг укладываются в другую кривую с прямой корреляцией титана и хрома, от толеитов к известково-щелочным и щелочным базальтам происходит увеличение содержания и титана и хрома. Замечательно, что такие же корреляционные закономерности устанавливаются для морских и континентальных базальтов Луны: прямой тренд для континентальных и обратный для морских базальтов.

Диаграмма Ni—Co (рис. 26) показывает, что все базальты островных дуг содержат гораздо меньше кобальта и никеля, чем океанические базальты. Поля тех и других оказываются разобщены. Базальты островных дуг содержат примерно на порядок меньше никеля и в два раза меньше кобальта, чем океанические базальты. Для многих андезитов характерны такие же содержания никеля и кобальта, как и для базальтов. В более кислых дацитах и риолитах содержание никеля и кобальта прогрессивно падает. Океанические и островодужные базальты резко отличаются друг от друга отношением Ni/Co. Можно прийти к выводу, что отношение Ni/Co = 1,5 является пограничной величиной, для всех океанических базальтов оно много больше 1,5, тогда как во всех островодужных базальтах никель-кобальтовое отношение меньше 1,5.

Диаграммы, составленные на парах когерентный и некогерентный элемент, ясно фиксируют геохимическую разницу океанических и геосинклиальных вулканитов. На рис. 27 рассматривается взаимное распределение хрома с калием и рубидием (совершенно такой же вид имеют диаграммы Cr—Ba и Cr—Sr). Все диаграммы показывают, что поля океанических и геосинклиальных вулканитов ясно различаются. На фоне повышения K, Rb, Sr, Ba от толеитов к известково-щелочным и щелочным разностям

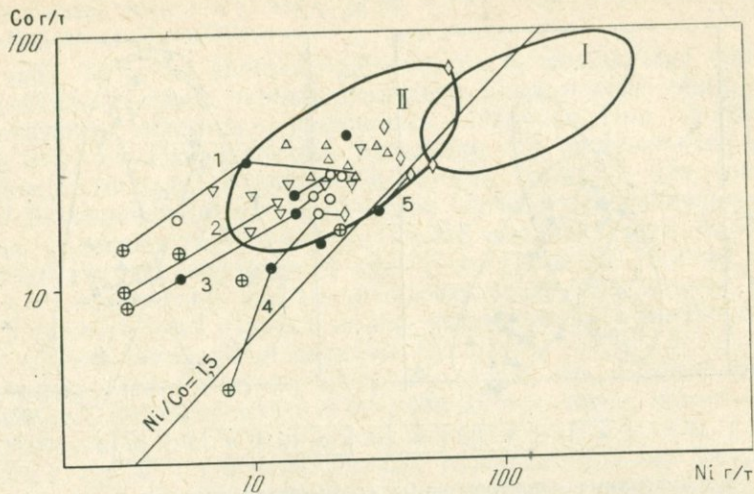


Рис. 26. Диаграмма никель — кобальт для вулканических пород островных дуг.

1 — поле базальтов океанов, II — поле базальтов островных дуг. 1, 2, 3, 4, 5 — вулканические серии отдельных островов и вулканов. Условные обозначения см. рис. 23

базальтов в океанических сериях хром уменьшается, а в геосинклинальных — увеличивается.

На диаграмме (рис. 28) аналогичным образом прослеживается соотношение ванадия с K, Rb, Sr, Ba. Здесь также устанавливаются совершенно различные тенденции поведения ванадия в океанических и геосинклинальных базальтах. При увеличении содержания K, Rb, Sr, Ba от толеитов к щелочным базальтам в океанических сериях происходит увеличение количества ванадия, а в геосинклинальных — снижение.

Помимо уже рассмотренных V, Cr, Co, Ni группа элементов железа включает в себя еще и такие элементы, как Fe, Mn, Mg. В предыдущей работе (Лутц, 1975) мы вывели ряд относительной легкоплавкости и тугоплавкости расплавных силикатных соединений элементов группы железа, которые располагаются в следующий ряд: V, Fe, Mn, Co, Mg, Cr, Ni.

В табл. 16 элементы группы железа поставлены нами в ряд сверху вниз от относительно легкоплавких к тугоплавким. Здесь же приведены средние содержания этих элементов для толеитов, известково-щелочных и щелочных базальтов современных геосинклинальных вулканитов. Намечаются ясные закономерности. С глубиной генерации магм от известковистых к известково-щелочным и щелочным базальтам содержание относительно легкоплавкого ванадия и железа уменьшается, марганец ведет себя индифферентно, он занимает промежуточное положение между легкоплавкими и тугоплавкими элементами. А содержание тугоплавких магния, хрома и никеля в этом же ряду увеличивается. Отноше-

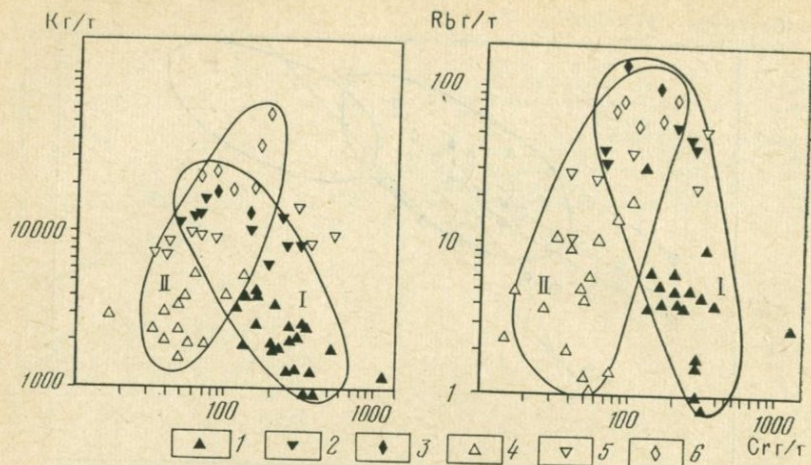


Рис. 27. Диаграмма корреляционных соотношений хрома с калием и рубидием в океанических и островодужных базальтах. I — поля базальтов океанов, II — поля базальтов островных дуг. 1, 2, 3 — толеиты, известково-щелочные и щелочные базальты океанов; 4, 5, 6 — толеиты, известково-щелочные и щелочные базальты островных дуг

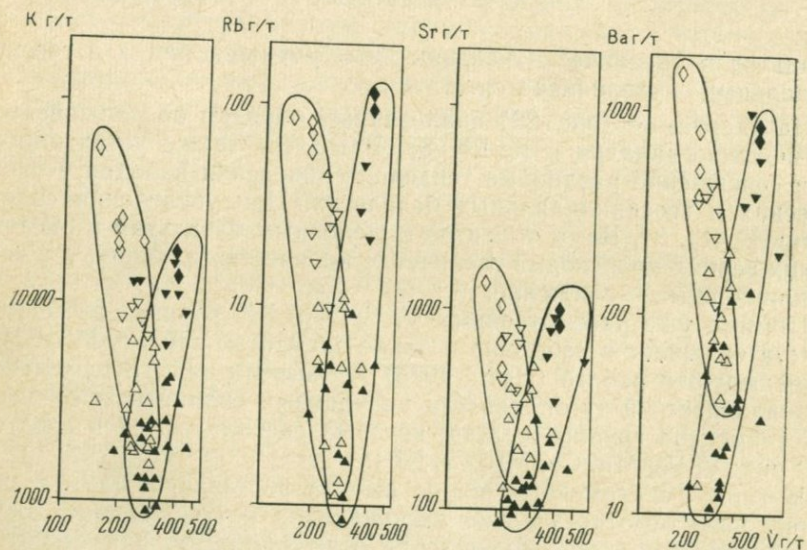


Рис. 28. Диаграмма корреляционных соотношений ванадия с калием, рубидием, стронцием и барием. Условные обозначения см. рис. 27

ние  $Fe/Mg$ ,  $V/Cr$ ,  $Co/Ni$  уменьшается, т. е. селективность выплавления легкоплавких и тугоплавких с глубиной снижается.

Полученные закономерности поведения элементов группы железа в ряду разноглубинных базальтов не являются случайными. Такие же закономерности можно проследить и на материалах

других исследователей (Jakes, 1973; Kuno, 1960; Miyashiro, Shido, 1975; Brown et al., 1977).

В табл. 16 кроме данных по базальтам островных дуг и активных континентальных окраин приведены аналогичные данные для океанических толеитов и щелочных базальтов. При сравнении видно, что для океанических базальтов все отмеченные выше особенности поведения элементов группы железа оказываются прямо противоположными. Количество железа увеличивается, а магния уменьшается, отношение Fe/Mg увеличивается, содержание ванадия увеличивается, а хрома уменьшается. Таким образом, в геохимическом поведении элементов группы железа намечается существенная разница между океанической и континентальными геосинклинальными сериями базальтов.

Следует сказать несколько слов о парадоксе высокой щелочности и высокой окисленности глубинных базальтов, которые прослеживаются в табл. 16 по соотношению  $Fe_2O_3/FeO$ . Как в океанических, так и в континентальных геосинклинальных базальтах мы намечаем серии увеличивающейся глубины базальтовых магм от малоглубинных толеитов к известково-щелочным и, наконец, самым глубинным щелочным базальтам. С глубиной генерации базальтовых магм их щелочность определенно возрастает, а отношения близких некогерентных элементов K/Rb, Ba/Sr, La/Yb всегда смещаются в пользу более щелочного элемента. Казалось бы в этих рядах с увеличением глубины выплавления должна падать окисленность магматических продуктов, увеличиваться их восстановленность, соответственно должно снижаться отношение  $Fe_2O_3/(FeO + Fe_2O_3)$ . В этом же направлении должно снижаться количество воды, увеличиваться количество водорода и возрастать отношение  $H_2/H_2O$ . Однако прямые оценки этих параметров приводят к совершенно обратным результатам. Так, в серии океанических базальтов от малокалиевых толеитов срединно-океанических хребтов к толеитам океанических островов и к щелочным оливиновым базальтам отношение  $Fe_2O_3/(FeO)$  увеличивается параллельно с увеличением щелочности базальтов. В этом же ряду количество воды не уменьшается, а увеличивается. Островодужные базальты в целом более щелочные, чем океанические и соответственно отношение  $Fe_2O_3/FeO$  в них выше, и с увеличением их щелочности это отношение также увеличивается. В работе Ф. А. Летникова и др. [1977] показано, что по сравнению с малоглубинными толеитами срединно-океанических хребтов в более глубинных щелочных базальтах континентальных рифтов увеличивается содержание не водорода, а воды и соответственно увеличивается показатель окисленности  $H_2O/H_2$ .

В целом тот факт, что наиболее щелочные породы характеризуются и наиболее сильной окисленностью, хорошо известен. Но каким образом наиболее щелочные и наиболее глубинные магматические продукты, формирующиеся в резко восстановительной среде верхней мантии, оказываются наиболее сильно окисленными?

Средние содержания элементов группы железа  
в базальтовых сериях островных дуг и океанов

Компоненты	Геосинклиальная серия					Океаническая серия				
	Толенты	Известково-щелочные базальты	Щелочные базальты	Высококалиевые базальты	Тенденция изменения компонента с глубиной выплавления	Толенты хребтов	Толенты островов	Щелочные оливиновые базальты	Щелочные калиевые базальты	Тенденция изменения компонента с глубиной выплавления
K	2000	10000	20000	60000	↑	900	2500	11000	18500	↑
V	300	250	200	160	↓	290	320	350	400	↑
Fe	79200	70100	66700	60300	↓	78900	80400	82900	92900	↑
MnO	0,18	0,18	0,18	0,18	—	0,18	0,17	0,17	0,17	—
Co	30	30	30	—	—	60	50	40	35	↓
Mg	38100	45600	49200	23400	↑	46300	45600	44000	41000	↓
Cr	40	60	160	200	↑	280	170	150	90	↓
Ni	25	30	40	—	↑	120	100	80	55	↓
Fe/Mg	2,07	1,53	1,35	1,54	↓	1,70	1,76	1,88	2,26	↑
V/Cr	7,50	4,17	1,25	0,80	↓	1,03	1,88	2,33	8,22	↑
Co/Ni	1,2	1,0	0,75	—	↓	0,5	0,5	0,5	0,6	↑
$\frac{Fe_2O_3}{FeO+Fe_2O_3}$	0,34	0,42	0,46	0,42	↑	0,21	0,23	0,23	0,37	↑

Здесь следует обратить внимание на то, что первичные минеральные парагенезисы глубинных пород не свидетельствуют об их высокой окисленности. Если обратиться к петрографии островодужных вулканитов толеитовой и известково-щелочной серии, то для толеитов в качестве первичного минерала характерен магнетит, тогда как в известково-щелочных вулканитах магнетит отсутствует, а железо фиксируется в закисной форме в виде ортосиликата (гиперстена), т. е. первичные минеральные ассоциации известково-щелочных вулканитов формируются в более восстановительной среде, чем толеитов. Несомненно, что более высокое отношение  $Fe_2O_3/FeO$  в известково-щелочных базальтах — это результат более поздних процессов окисления. Окисленность глубинных пород — это вторичный процесс и совершается он уже в близповерхностных условиях. Даже незначительное возрастание фугитивности кислорода в верхах мантии и нижних частях коры приводит к резкому возрастанию воды за счет окисления водорода. Создается впечатление, что чем более глубоинной и более восстановленной была порода первоначально, тем более энергично она окисляется в близповерхностных условиях, при этом все показатели восстановленности — окисленности ( $Fe_2O_3/FeO$ ,  $H_2O/H_2$ ) резко меняются на прямо противоположные. Самые щелочные и самые глубинные породы, возникающие в наиболее восстановительных условиях, в конечном итоге оказываются и самыми окисленными. По-видимому, здесь действует правило: чем более восстановлена порода первично, тем сильнее и энергичнее она «сгорает» в близповерхностных условиях.

Отсюда становится понятным, как осторожно и критически надо использовать показатели окисленности — восстановленности и соотношения газовых компонентов, определяемых по анализам газовой фазы, извлеченной из холодных пород или отобранных при извержениях. Содержания и соотношения исследуемых газов будут очень далеки от первичных. В отношении газовых компонентов силикатная система магматической породы открыта. Очень небольшие изменения окислительного потенциала окружающей среды самым решительным образом могут сказаться на газовых равновесиях, и тем больше, чем контрастнее близповерхностные условия к условиям первичного образования силикатной магмы.

## ВЫВОДЫ

После рассмотрения геохимических особенностей геосинклинальных вулканитов можно подсчитать средний состав главных типов пород (табл. 17) и сделать общие выводы относительно магматизма современных геосинклинальных систем.

Без сомнения весь геосинклинальный вулканизм обладает целым рядом индивидуальных геологических и геохимических особенностей, которые обусловлены особым механизмом генерации магмы в потоке трансмагматических газовых растворов глубокой дегазации мантии.

Средний состав вулканических пород островных дуг и активных континентальных окраин

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
<i>n</i>	37	50	43	24	49	70	31	12	32	15	5	24
SiO <sub>2</sub>	40,30	49,70	57,49	69,67	50,40	59,82	64,70	48,87	53,78	59,82	66,83	48,9
TiO <sub>2</sub>	0,27	0,75	0,81	0,50	0,82	0,74	0,55	0,82	0,87	0,60	0,39	0,75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,80	17,28	15,71	13,04	16,69	17,10	16,07	15,16	16,88	16,73	15,25	18,1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,30	3,64	3,55	0,99	4,02	2,62	1,98	4,20	3,65	3,09	2,11	3,5
FeO	4,81	7,02	5,82	3,78	5,50	2,88	2,00	4,90	4,45	2,79	1,13	4,7
MnO	0,16	0,18	0,18	0,18	0,18	0,12	0,08	0,18	0,15	0,11	0,08	0,15
MgO	29,44	6,35	3,35	1,07	7,60	3,79	1,82	8,19	4,45	2,95	1,45	3,9
CaO	5,17	11,52	7,94	4,42	10,29	6,90	4,42	9,14	8,24	5,05	3,03	8,6
Na <sub>2</sub> O	0,22	1,97	3,00	3,45	2,92	3,60	3,98	3,20	3,26	3,45	3,82	2,6
K <sub>2</sub> O	0,22	0,24	0,72	1,21	1,20	1,83	2,69	2,42	2,96	3,90	4,80	7,5
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,12	0,11	0,17	0,24	0,21	0,16	0,47	0,47	0,33	0,14	0,6
Rb	1,0	2,0	6	15	25	40	60	60	70	80	85	300
Sr	130	180	300	300	400	400	300	700	800	500	250	1400
Ba	30	60	200	400	250	300	350	400	600	1000	1100	2000
Zr	20	25	35	50	60	100	150	150	200	250	300	400
V	80	300	200	100	250	150	20	200	150	40	30	160
Cr	1500	40	60	5	60	20	5	160	40	20	20	200
Co	100	30	25	10	30	20	10	30	20	5	4	—
Ni	1500	25	16	3	30	15	10	40	30	10	8	—

1 — ультраосновная лава; 2, 3, 4 — базальт, андезит, дацит толеитовой серии; 5, 6, 7 — базальт, андезит, дацит известково-щелочной серии; 8, 9, 10, 11 — абсарокит, шошонит, латит, тосканиит щелочной серии, 12 — высококальциевый базальт.

Различия океанического рифтового и геосинклинального островодужного вулканизма проявились прежде всего в преимущественно эффузивном характере океанических извержений и в исключительно эксплозивном, пересыщенном газовыми составляющими, характере геосинклинального вулканизма. В геосинклинальном механизме генерация магмы стимулируется потоком газово-флюидной составляющей и этот флюидный поток привносит в магматические продукты в значительных количествах некогерентные щелочные и кислотные компоненты.

Нашим впечатлениям о минимальном участии газовой фазы в океаническом магматизме и исключительной газонасыщенности континентальных и особенно островодужных магм мы нашли подтверждение у А. Ритмана [1964]. По его мнению, современный вулканизм представляется смешанным, он проявлен в эффузивной форме в океанах и в эксплозивной на островных дугах и краевых частях континентов. При описании вулканических областей А. Ритман вводит коэффициент эксплозивности — число  $E$ , которое показывает процентное содержание эксплозивных вулканических продуктов среди всех прочих.

Вулканизм внутренних частей Тихого океана почти чисто эффузивный,  $E=1-3\%$ . Яркий пример — Гавайские острова с их спокойными озерами очень жидкой лавы. Многочисленные подводные извержения носят тоже чисто эффузивный характер. На островах Атлантического океана среди преобладающих эффузивных излияний появляются продукты и эксплозивной деятельности, для Канарских островов  $E=20\%$ , для Исландии  $E=30\%$ . Вулканическая деятельность островных дуг носит исключительно эксплозивный характер. Подсчеты для разных островных дуг показывают, что коэффициент эксплозивности колеблется от 85 до 99%, с преобладающей цифрой 95%. Вулканизм Анд и американских Кордильер также сильно эксплозивный ( $E=90\%$ ), достигая максимума ( $E=99\%$ ) в Центральной Америке. На континентальных плато вулканизм также преимущественно эффузивный или относится к смешанному типу. А. Ритман приходит к следующему выводу: вулканизм океанический всегда эффузивный, вулканизм континентов смешанный, а вулканизм континентальных окраин и островных дуг сильно эксплозивный.

Геосинклинальный вулканизм представлен тремя сериями вулканитов: известковистым (толеитовым), известково-щелочным и щелочным. Особенности состава каждой магматической серии определяются глубиной генерации магмы, которая для толеитовой магмы минимальна, а для щелочной высококальциевой магмы максимальна. В типичных островных дугах основной объем магматических продуктов приходится на вулканиты толеитовой серии. Для вулканических поясов активных континентальных окраин характерно преобладание известково-щелочных вулканитов. Объемы наиболее глубоководных щелочных вулканитов в целом ничтожны.

Для геосинклинального вулканизма характерно наличие больших объемов вулканитов среднего андезитового состава. Если в

океаническом магматизме все кислые породы являются прямыми дифференциатами базальтовых магм, то для геосинклинальных андезитов такой вывод неприемлем. Геохимический анализ показывает, что их никак нельзя считать прямыми дифференциатами базальтовых магм, хотя некоторые их геохимические связи с базальтами и сохраняются. В вопросе происхождения андезитов оказывается неприемлемой ни кристаллизационная их дифференциация из базальтовой магмы, ни происхождение в результате ассимиляции базальтовой магмой кислого корового материала. Следует говорить о самостоятельности андезитовой магмы, которая получается из базальтового расплава при существенной флюидной добавке щелочных и кислотных составляющих. Происхождение малых объемов кислых вулканитов — дацитов и риолитов — может быть объяснено процессами кристаллизационной дифференциации, их связи с андезитами согласуются с геохимическими особенностями механизма кристаллизационной дифференциации.

Главное химическое отличие океанических рифтовых и островодужных геосинклинальных вулканитов заключается в разном соотношении двух групп элементов — когерентных и некогерентных, т. е. тех, которые переходят в расплав в результате простого селективного выплавления, и тех, экстракция которых из ультраосновного мантийного субстрата осуществляется с помощью газожидких флюидов, привнесенных или мобилизованных на месте. В океанических базальтах всегда достаточно велико содержание всех когерентных элементов: Ti, Zr, Nb, Ta, V, Cr, Ni. В геосинклинальных базальтах содержание всех перечисленных когерентных элементов заметно снижено, но гораздо выше доля некогерентных щелочных, щелочноземельных, редкоземельных и радиоактивных компонентов. На всех диаграммах, где на осях фигурируют некогерентный и когерентный элементы, тренды океанических и геосинклинальных вулканитов оказываются разобщенными, причем геосинклинальный тренд всегда смещен от океанического в сторону увеличения содержания некогерентного элемента и снижения когерентного.

Отличия океанических и континентальных геосинклинальных базальтов Земли имеет свои аналоги в различиях континентальных и морских базальтов Луны. Можно предполагать, что на Луне, как и на Земле, существуют два различных механизма генерации базальтовой магмы: океанический — рифтовый и континентальный — геосинклинальный. Для первого характерно простое селективное плавление мантийного вещества при минимальной доле летучих составляющих, которые мобилизуются в процессе самого селективного плавления. Для второго — геосинклинального механизма магмообразования характерно выплавление магм в фильтрующемся потоке газовых флюидов, продуктов глубокой дегазации земного вещества с широким развитием эксплозивных форм наземного вулканизма и исключительно обильным выносом газовой составляющей, которая осуществляет перенос больших количеств растворенных щелочных и кислотных компонентов.

Во многих описаниях островодужных систем фигурирует стандартная модель погружающейся океанической плиты по зоне Беньофа под континентальную плиту, плавление погружающейся океанической плиты обуславливает весь островодужный вулканизм. Следующие геологические соображения никак не позволяют согласиться с такой схемой.

1. Из геологической практики известно, что поддвиг слоистых комплексов всегда сопровождался бы сгуживанием и скучиванием огромных масс пород перед поддвигом, а перед тем как быть втиснутой под континентальную плиту, океаническая пластина обязательно была бы собрана в «гармошку», а ее осадочный слой был бы сгужен, чего не наблюдается.

2. Гидростатическое сопротивление заталкиванию легких силикатических пород в тяжелую ультрамафическую мантию требует исключительных сил и, как следствие, должны развиваться колоссальные напряжения, однако такое исключительное поле напряжений никак не фиксируется геологическими структурными формами.

3. При большой тепловой инерции и огромном времени релаксации, погружающаяся холодная пластина переохладила бы всю зону Беньофа на многие миллионы лет и никакого повышенного теплового потока и никакого магматизма здесь не могло бы быть.

По-видимому, все противоречия можно снять, если считать зону Беньофа не зоной поддвига океанической плиты под континентальную, а каналом проницаемости для потоков интрателлурических флюидов дегазации очень глубоких горизонтов мантии. Именно потоки дегазации могли бы объяснить скоротечность и катастрофичность процессов, высокий тепловой поток, особый магматизм, обилие газов и пирокластики и обильный кислый вулканизм, свойственный только геосинклинальным зонам и почти не проявленный ни в каких других структурах — океанических или континентальных.

Представляются бесспорно справедливыми взгляды Ю. М. Шейнманна [1968, 1976] о геосинклинали как верхнем этапе возникающей на огромных глубинах структурной единицы, которую он предлагал называть тектонофером. Сама геосинклинальная область является как бы надстройкой на тектонофере. В целом же геосинклинальная область оказывается приповерхностным выражением идущего из глубин мантии, особенно мощного и концентрированного в узкой зоне, потока энергии и вещества.

### ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЕ ПОЯСА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОШЛОГО

Описав современный геосинклинальный вулканизм островных дуг и активных континентальных окраин, следует остановиться на примерах эвгеосинклинальных комплексов геологического прошлого и показать с использованием геохимических данных, что они являются аналогами современных геосинклинальных систем.

Уже в раннем докембрии обнаруживаются характернейшие эвгеосинклинальные зеленокаменные пояса. Такие же зеленокаменные пояса вулканитов устанавливаются и в палеозое и в мезозое. По-видимому, механизм геосинклинального магматизма работал достаточно однообразно и однотипно на протяжении всей геологической истории.

В настоящее время имеется много детальных геологических и геохимических материалов по зеленокаменным поясам. Ряд авторов уверенно параллелизует породы таких поясов с островодужными вулканитами. Однако имеются и другие работы, где зеленокаменные пояса рассматриваются как древнейшие зеленокаменные ядра первичной протокры или реликты древнейшей лунной стадии развития Земли с первичной базальтовой корой. Наконец, зеленокаменные пояса трактуется как раздвиговые зоны с корой океанического типа, в результате сжатия и надвинутой на сиалические континентальные массы. В таких случаях считается, что зеленокаменные пояса сформированы в троговых прогибах и являются древними рифтовыми образованиями. Поскольку мы выявили геохимическую специфику океанических рифтовых и геосинклинальных вулканических пород, то интересно вовлечь в сравнительный анализ и вулканиты древних подвижных поясов с целью уточнения их первичной формационной природы.

### Магнитогорская эвгеосинклиналь Южного Урала

Обращаясь к палеозойским эвгеосинклинальным зеленокаменным поясам, интересно привлечь материал по Магнитогорскому синклинирию Южного Урала. Большой петрохимический материал по этой геосинклинальной структуре опубликован в монографии Т. И. Фроловой и И. А. Буриковой [1977], определения малых элементов для тех же серий пород выполнены В. С. Гладких, те и другие данные сведены в табл. 18.

Магнитогорский синклинирий — это крупная геосинклинальная структура восточного склона южной части уральского складчатого пояса. Сформирована она палеозойскими осадочными, вулканогенными и интрузивными образованиями. Развитие отдельных структурных зон эвгеосинклинальной области в течение длительного времени носило унаследованный характер, а расположенные рядом структурные зоны оказывались сопряженными друг с другом. Поступательный ход геосинклинального процесса осложнялся повторяемостью и неоднократным появлением однотипных вулканических продуктов. Выделяется целый ряд отдельных вулканических свит толеитового ряда, в которых собственно базальты и сопровождающие их средние и кислые вулканиты сочетаются различным образом.

В геосинклинальном развитии Магнитогорского синклинирия выделяются два крупных этапа разной степени внутренней сложности: 1) собственно геосинклинальный (от ордовика до среднего девона по Н. П. Хераскову, А. С. Перфильеву [1963]; или от ор-

Средний химический состав базальтов Магнитогорского синклиория

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
n	17	9	40	34	18	40	91	8
SiO <sub>2</sub>	49,21	50,01	49,52	49,49	49,34	49,43	48,32	50,05
TiO <sub>2</sub>	1,30	0,49	0,58	0,95	0,78	0,76	1,71	1,59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,81	14,86	15,07	16,15	17,78	16,07	16,98	17,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,61	3,06	3,22	3,42	3,27	4,17	5,14	5,10
FeO	8,18	6,55	6,84	7,54	6,06	6,14	5,21	4,53
MnO	0,17	0,19	0,16	0,15	0,13	0,14	0,18	0,16
MgO	6,96	8,86	8,10	5,99	5,77	6,89	6,35	5,23
CaO	8,93	7,13	9,86	8,25	8,85	9,45	8,11	8,03
Na <sub>2</sub> O	2,88	3,36	2,35	3,02	2,62	2,75	3,94	3,78
K <sub>2</sub> O	0,68	0,54	0,54	0,48	0,85	1,09	0,86	1,16
Li	10	10,02	10	9,1	11,3	9,5	10	10,6
Rb	25	4,9	17	13,6	22	15	18	27
Zr	140	62	134	95	145	128	370	342
V	180	—	225	130	180	205	100	77
Cr	20	—	65	10	15	75	88	120
Co	58	44	48	38	38	40	48	29
Ni	89	48	53	52	33	62	60	29

Свиты: 1 — поляковская; 2 — баймак-бурбаевская; 3 — ирландская; 4 — карамалы-ташская; 5 — улутауская; 6 — колтубацкая; 7 — березовская; 8 — кизильская. Для каждой свиты имеются также анализы андезито-базальтов, андезитов, дацитов и липаритов.

довика до раннего карбона, по Г. Ф. Яковлеву [1968]); 2) орогенный, протекавший вплоть до триаса. Однако в последнее время появились работы, в которых высказывается идея о начальной океанической стадии развития Магнитогорского синклиория, которая сменяется переходной островодужной и, наконец, континентальной стадией [Пейве и др., 1972]; причем считается, что конец океанической стадии и начало переходной в западной и восточной частях синклиория относятся к позднему силуру — раннему девону, а в центральной части — к среднему и позднему девону. В уже упоминавшейся работе Т. И. Фроловой и И. А. Буриковой [1977] отрицается наличие здесь базальтов срединно-океанических хребтов, одновременно отмечается бесспорное сходство магматических формаций с вулканитами активных континентальных окраин. Однако и здесь имеются оговорки о силурийском этапе вулканизма, связанном с рифтоподобными зонами проницаемости. Самые первые однородные толеитовые формации, ассоциирующие с офиолитами, принимаются как рифтогенные, похожие на океанические базальты, хотя авторы монографии говорят и о существенных различиях магматизма срединно-океанических хребтов и начального вулканизма уральской геосинклинали.

Мы знаем, что океанический рифтовый и геосинклиальный вулканизм активных континентальных окраин и островных дуг глубоко различаются по механизму магмообразования, составу

вулканических продуктов и даже территориально такие магмогенерирующие структуры глубоко антагонистичны и разобщены [Шейнманн, 1964; 1965]. Всякое смешение и непоследовательность в отнесении магматических формаций одновременно к рифтовому и геосинклинальному типу совершенно недопустимы. Так как для Магнитогорского синклинория вопросы тектоно-магматической типизации, в том числе и актуалистические параллели очень дискуссионны, то здесь особенно интересно применить геохимические критерии формационной принадлежности вулканитов.

Обратившись к аналитическим данным (см. табл. 18), можно прийти к выводу, что нет никаких оснований выделять среди вулканических комплексов Магнитогорского синклинория океанические породы и, соответственно, океаническую стадию развития. Все ее вулканиты так же, как и интрузивные образования, являются прямыми аналогами островодужных, т. е. собственно геосинклинальных образований. Для самых начальных базальтов поляковской, баймак-бурыбаевской и ирендинской свит характерны геохимические параметры, типичные именно для островодужных, а не для океанических базальтов. Так, отношение  $Ti/Zr$  оказывается низким (15—60), тогда как в океанических базальтах то же отношение близко к 100. Отношение  $Ni/Co = 1,0—1,5$ , т. е. очень низкое и типично островодужное, для океанических толеитов это отношение должно быть намного больше. Содержание элементов группы железа  $V, Cr, Co, Ni$  оказывается заниженным, таким же, как в базальтах островных дуг. В случае океанических базальтов мы вправе ожидать гораздо более высоких содержаний всех элементов группы железа. На диаграммах  $Ti—K, Cr—V, Ni—Co$  (рис. 29, 30, 31) точки базальтов и андезито-базальтов попадают на островодужные, а не на океанические тренды и поля.

Другие, более поздние вулканические свиты: карамалыташская, улутауская, колтубанская, березовская, кизилловская имеют аналогичные геохимические параметры, на геохимических диаграммах они также попадают на геосинклинальные тренды. Одновременно по геохимическим особенностям можно проследить и определенную временную эволюцию магматизма. От силурийских к девонским и раннекаменноугольным базальтам возрастает содержание калия и рубидия, снижается калий-рубидиевое отношение, возрастает в базальтах содержание титана и циркония, кварцосодержащие толеиты сменяются оливинсодержащими толеитами и, наконец, известково-щелочными базальтами. Все это говорит о том, что со временем увеличивается глубина выплавления базальтов и если сначала плавлению подвергалась верхняя часть мантии, то позже очаги плавления мигрировали вглубь, давая более щелочную и менее обильную магму. Одновременно можно видеть, что содержания элементов группы железа —  $V, Cr, Co, Ni$  — мало меняются, оставаясь на низком уровне, характерном для геосинклинальных вулканитов. Не меняется и никель-кобальтовое отношение, оставаясь равным 1,0—1,5. При переходе от толеитов к известково-щелочным базальтам березовской и кизилловской свит

Рис. 29. Диаграмма титан — калий для вулканических серий Магнитогорского синклинория.

I — океанический тренд; II — геосинклинальный тренд. 1 — толеиты; 2 — известково-щелочные базальты; 3 — андезитовые базальты; 4 — андезиты; 5 — дациты; 6 — риолиты

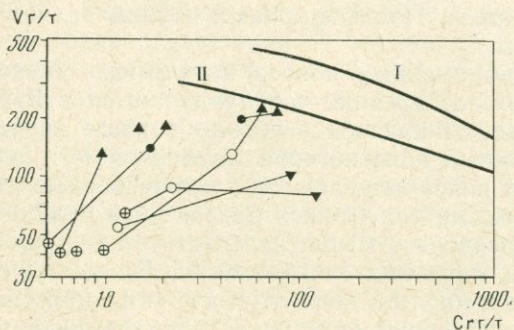
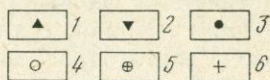
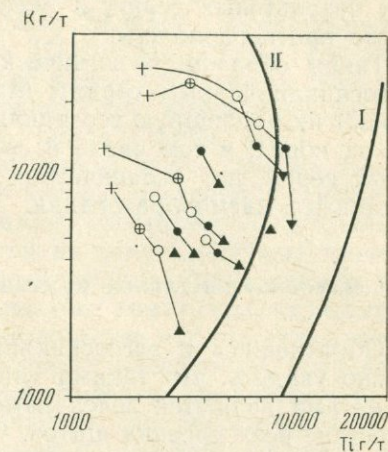
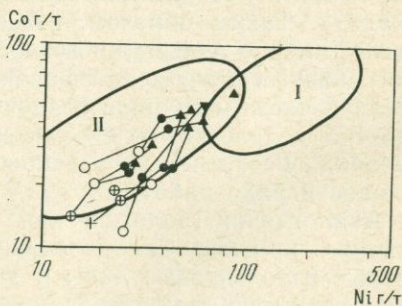


Рис. 30. Диаграмма хром — ванадий для вулканических серий Магнитогорского синклинория. Условные обозначения см. рис. 29

Рис. 31. Диаграмма никель — кобальт для вулканических серий Магнитогорского синклинория. Условные обозначения см. рис. 29



можно заметить, что содержание ванадия несколько снижается, а хрома увеличивается, что характерно именно для островодужных базальтовых серий, в океанических сериях эти тенденции прямо противоположны.

Таким образом, геохимические материалы по вулканическим эвгеосинклинальным сериям Магнитогорского синклинория показывают их бесспорную геосинклинальную природу. Среди вулканических пород, в том числе и среди начальных однородных толетовых серий, нет океанических образцов — продуктов рифтового механизма магмообразования.

### Эвгеосинклинальные вулканические комплексы докембрия

Обратившись к эвгеосинклинальным комплексам докембрия, можно увидеть, что такими типичными и ясными геологическими объектами являются зеленокаменные пояса, которые выделяются в составе всех древних щитов. Собственно с них и начинается актуалистическая геология классических подвижных зон. И вся последующая история, если не в деталях, то в общем виде прослеживается достаточно хорошо. Так, например, на Балтийском щите зеленокаменные пояса ранних и поздних карелид отражают соответственно геосинклинальный и орогенный этапы развития протерозойского подвижного пояса. Платформенный ятулий является здесь завершающим звеном.

Время заложения зеленокаменных поясов на разных щитах не было одинаковым. Наиболее древние устанавливаются в Южной Африке. На Каапвальском кратоне особенно хорошо изучен свазилендский зеленосланцевый пояс нагорья Барбертон [Viljoen, Viljoen, 1969]. В основании пояса выделяются ультраосновные лавы в сочетании с пиллоу-лавами толетитовых базальтов и силикатными осадками (серия «оверчоч»). Выше залегает толща, включающая туфоконгломераты, туфолавы и граувакки. Кроме пород основного состава имеются и кислые лавы, т. е. это типичная спилит-кератофировая формация (серия «фиг три»). Перекрывающий ее осадочный комплекс сложен метапесчаниками, метаграувакками, кварц-полевошпатовыми сланцами и джеспилитами (серия «мади»). Таким образом, свазилендский зеленокаменный пояс имеет типично геосинклинальное строение с ультрамафитовой группой внизу, спилит-кератофировой зеленосланцевой формацией в средней части и группой осадочных пород с джеспилитами в верхней части. Залегает зеленокаменный пояс на гранито-гнейсовом основании. Геохимические данные по составу вулканитов опубликованы в ряде работ.

Аналогичная геологическая обстановка характерна для Родезийского кратона. Зеленосланцевый пояс включает: 1) ультраосновные и толетовые лавы и диабазы себаквийской серии; 2) зеленосланцевую серию вулканических пород спилит-кератофировой формации булавайской серии и 3) граувакки, филлиты, извест-

няки и железистые кварциты шамвайской серии. Подстиляется зеленокаменный пояс гранито-гнейсами, среди которых выделяются натровые гранодиориты и тоналиты основания и более молодые граниты нормального калиевого ряда. Возраст зеленокаменных пород оценивается в 3250 млн. лет [Oosthyzen, 1970]. Тоналиты основания имеют еще более древний возраст. Геохимические данные по составу вулканитов зеленокаменного пояса приводятся в ряде работ [Condie, Harrison, 1976; Davis, Condie, 1977].

В Западной Австралии зеленокаменные пояса заложены на рубеже 3,0 млрд. лет. В наиболее хорошо изученной провинции Калгурли гранито-гнейсовый фундамент составляет 70 % площади, остальные 30% площади приходятся на узкие линейные зеленокаменные пояса меридионального простирания. Они содержат ультрабазиты, высокомагниевого базальтовые коматиты, низкоглиноземистые толеиты, в подчиненном количестве кислые вулканиты и переслаивающиеся их осадки, в том числе джеспилиты, граувакки, песчаники, внутрiformационные конгломераты. Весь комплекс метаморфизован в фации зеленых сланцев. Зеленокаменные пояса подстилаются трондjemитами, натровыми плагиогранитами с возрастом 3,2 млрд. лет. В основании комплекса имеются метаконгломераты, в которых гальки натровых плагиогранитов имеют возраст 3,0—3,1 млрд. лет. Они описаны [Glikson, Sheraton, 1972] под названием догеосинклинальных.

На Канадском щите зеленокаменные пояса пользуются широким распространением. В провинции Суперитор зеленосланцевая серия киватин заложилась на рубеже 2,8 млрд. лет и представлена очень мощной толщей вулканогенных пород толеитового состава, туфов и кислых эффузивов. Перекрывающая ее серия тимискаминг сложена преимущественно осадочными породами. В зеленосланцевых поясах других провинций имеются стратиграфические аналоги киватина и тимискаминга. Конгломераты из основания киватина имеют гальку натровых плагиогранитов, диоритов, редко гранулитов. В целом ряде мест Канадского щита описаны гнейсы, являющиеся основанием и подстилающие зеленокаменные пояса. Они именуется «серыми гнейсами», гранодиоритами, трондjemитами, натровыми гранитами, тоналитовыми гранито-гнейсами — это докеноранские образования.

По вулканическим породам зеленокаменных поясов Канадского щита имеется большой обработанный материал А. М. Гудвина [1977]; им описаны вулканические породы провинции Суперитор, представленные мафическими и фельзическими вулканитами. Автор выделяет пять классов вулканических пород при следующем их количественном соотношении (в %): ультрабазиты 0,7; базальты 54,9; андезиты 30,5; дациты 9,4; риолиты 4,5. Провинция Суперитор объединяет три района: Абитиби, Киватин, Ухи. Изотопное датирование по цирконам указывает на следующую возрастную последовательность: самое древнее поле Ухи на севере имеет возраст 2950 млн. лет, промежуточный Киватин — 2800 млн. лет и Абитиби — 2750 млн. лет. А. М. Гудвин параллелизует вулкани-

ческие породы провинции Супернор с вулканитами типичных островных дуг. Для зеленосланцевого пояса Абитиби имеются также аналитические данные Жолли [Jolly, 1975]. Нижний горизонт зеленосланцевого пояса сложен вулканитами магнезиального типа, среднюю часть разреза слагают основные и средние вулканиты толентовой серии, верхнюю часть — базальты, андезиты и дациты известково-щелочной серии. При таком разделении толенты не объединяются с пикритами и обособляются от известково-щелочных вулканитов. Бесспорно для сопоставлений такой вариант представляется предпочтительнее. Здесь более ясно виден островодужный характер вулканитов. Характерно, что от толентовых базальтов и андезито-базальтов к известково-щелочным количество железа уменьшается, а магния, никеля и хрома увеличивается. Именно такой характер изменения элементов группы железа характерен для островодужных вулканических ассоциаций. В океанических сериях эти элементы ведут себя противоположным образом.

Целый ряд главных закономерностей строения докембрийских зеленокаменных поясов повторяется на разных щитах и в различных геологических источниках. Все зеленокаменные пояса с большим стратиграфическим несогласием залегают на синклинальном гранито-гнейсовом основании. Поскольку поздние граниты, прорывающие зеленосланцевую толщу, ремобилизуют гранито-гнейсовое основание, то не всегда это несогласие выражено ясно. Нередко создается впечатление, что низы зеленокаменного пояса тонут в ремобилизованном гранито-гнейсовом субстрате. В самой зеленокаменной толще выделяются следующие стратиграфические и вещественные уровни.

1. Нижняя часть выступает как ультрамафическая группа вулканических пород, представленная вулканическими потоками и субвулканическими телами ультраосновных коматитовых лав и высокомагнезиальных базальтов; здесь же могут присутствовать субвулканические интрузии габбро и прослои осадочных пород — графитовых сланцев и кварцитов. Эта часть разреза часто отсутствует.

2. Выше залегает толща толентовых вулканитов, по составу отвечающих базальтам, андезито-базальтам и андезитам толентовой серии. Вулканические породы переслаиваются с осадочными породами известково-силикатного, карбонатного, грауваккового состава.

3. Более верхняя группа пород представлена вулканитами известково-щелочной серии с базальтами, андезитами и дацитами и подчиненными дацитами и риолитами. Это так называемая фельзическая группа, также переслаивающаяся с кремнисто-известковистыми осадками.

4. Самая верхняя часть разреза представлена осадочной группой, в которой вулканические породы присутствуют в подчиненном количестве. Осадочные породы довольно разнообразны и не выдержаны по простиранию и по разрезу. Это кремнистые извест-

няки, граувакки, джеспилиты, кварциты, внутриформационные конгломераты.

В разрезах зеленокаменных поясов присутствуют не только эффузивные и интрузивные формы базальтов и андезитов. По-видимому, обильно представлены и экструзивные и пирокластические фации — туфы, агломераты, туфобрекчии. По сравнению с современными геосинклинальными сериями бросается в глаза достаточно широкое распространение ультраосновных, мафических лав, которые в современных островодужных вулканических ассоциациях описываются не часто. С другой стороны, в докембрийских зеленокаменных поясах нет высококальциевых щелочных вулканических пород. Следует заметить, что ультраосновные мафические лавы стали известны совсем недавно, но поскольку к ним был проявлен исключительный интерес, то они сейчас действительно описаны во многих зеленокаменных поясах. Однако в современных островодужных сериях ультраосновные лавы также известны. Высококальциевые вулканиты характерны далеко не для всех современных островодужных систем. Наиболее стандартная ситуация представлена только толеитовыми и известково-щелочными сериями, т. е. докембрийские зеленокаменные пояса подобны наиболее типичным современным островодужным системам. Некоторые средние составы пород приведены в табл. 19, 20.

Таблица 19

Средний состав вулканических пород докембрийских зеленокаменных поясов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>n</i>	13	83	337	—	—	—	—	—	—	—
SiO <sub>2</sub>	51,9	51,2	51,3	50,5	51,0	56,6	59,7	49,1	56,9	75,3
TiO <sub>2</sub>	1,01	0,96	0,96	0,65	0,64	0,58	0,69	0,69	0,93	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,1	15,2	14,8	14,0	15,0	15,1	15,8	13,4	14,1	13,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,3	1,4	—	11,5	10,1	7,81	5,76	12,7	9,4	2,28
FeO	8,9	9,4	10,5	—	—	—	—	—	—	—
MgO	7,1	6,4	6,7	7,34	8,57	6,15	3,42	8,25	5,45	0,89
CaO	10,3	10,7	10,8	11,6	8,97	6,96	3,61	11,3	6,59	1,19
Na <sub>2</sub> O	2,3	2,8	2,7	2,05	3,29	2,86	5,46	1,68	3,37	3,46
K <sub>2</sub> O	0,14	0,20	0,18	0,06	0,15	0,85	1,62	0,29	0,79	3,53
Rb	3	10	9	1,5	2,4	24	48	2,9	24	65
Sr	97	102	105	82	202	241	291	106	358	23
Ba	—	—	—	110	79	228	310	104	237	954
Zr	53	57	61	100	80	75	65	45	177	357
V	309	323	320	—	—	—	—	—	—	—
Cr	407	400	367	338	100	74	54	410	154	—
Co	54	60	—	50	35	29	22	44	24	1,3
Ni	150	116	170	122	75	50	35	101	73	23

1, 2, 3 — метабазальты толеитовой серии Австралийского щита провинций Калгурли, Норсеман, Голдфильд [Hallberg, 1972]; 4, 5, 6, 7 — вулканические породы булавайской серии родезийского зеленокаменного пояса Южной Африки [Condie, Harrison, 1976]; 8, 9, 10 — толеитовые, андезитовые и риолитовые вулканиты архейского зеленокаменного пояса западной Кении, Южной Африки [Davies, Condie, 1977].

Средний состав вулканических пород докембрийских зеленокаменных поясов Канадского щита, по данным А. М. Гудвина [1977]

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
<i>n</i>	14	530	374	88	75	7	175	152	68	25	2	63	30	19	12
SiO <sub>2</sub>	40,2	49,2	55,3	66,8	74,6	33,8	49,4	57,7	66,7	73,0	37,6	49,4	57,9	66,2	73,0
TiO <sub>2</sub>	0,30	1,23	1,03	0,58	0,31	0,81	1,03	0,83	0,43	0,24	0,17	0,96	0,76	0,60	0,38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,1	15,0	16,0	15,2	13,0	3,9	14,7	15,1	15,0	14,8	5,0	15,0	14,9	13,8	13,0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,44	2,62	1,97	0,99	0,84	8,08	2,73	2,08	1,20	0,93	4,42	2,92	1,99	1,69	0,87
FeO	5,64	8,39	6,03	3,60	2,34	7,94	9,17	5,96	2,86	1,18	5,94	8,49	5,82	3,69	2,12
MnO	0,15	0,21	0,18	0,11	0,07	0,22	0,21	0,14	0,08	0,04	0,14	0,19	0,14	0,10	0,06
MgO	28,11	5,94	4,15	1,67	0,79	27,28	6,17	3,59	1,78	0,83	32,83	5,80	3,69	1,87	0,63
CaO	3,92	8,80	5,83	2,62	0,85	4,16	8,93	5,78	3,22	1,02	1,32	8,43	5,19	3,22	1,20
Na <sub>2</sub> O	1,04	2,78	3,88	4,25	3,58	0,16	2,31	3,35	3,99	4,13	0,36	2,42	3,10	3,77	4,45
K <sub>2</sub> O	0,06	0,45	0,88	1,28	2,15	0,03	0,36	1,05	1,68	2,37	—	0,40	1,27	1,34	1,72
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,15	0,20	0,13	0,07	0,17	0,26	0,31	0,24	0,15	—	0,12	0,22	0,17	0,20
Sr	72	157	167	111	79	100	174	285	327	191	—	214	316	223	200
Ba	21	142	259	256	406	11	126	358	402	619	21	109	351	342	419
Zr	57	97	118	158	217	102	128	187	158	124	—	156	343	449	353
V	163	371	242	91	69	2514	332	222	116	119	132	386	248	117	57
Cr	1942	195	113	79	78	6500	235	134	100	407	5732	225	102	58	26
Co	86	58	54	57	57	100	53	45	57	59	113	40	24	21	—
Ni	1399	142	121	109	102	1070	159	120	113	154	1672	108	46	38	22

1, 2, 3, 4, 5 — ультрабазит, базальт, андезит, дацит, риолит района Абитиби Канадского щита; 6, 7, 8, 9, 10 — то же, для района Киватин; 11, 12, 13, 14, 15 — то же, для района Ухи.

Мы использовали ряд сравнительных диаграмм с различающимися трендами океанических и островодужных базальтов, куда нанесли точки средних составов вулканических пород архейских зеленокаменных поясов.

На диаграмме Ti—K (рис. 32) видно, что большинство точек, особенно известково-щелочных серий вулканитов уверенно попадают на островодужный тренд. На островодужный же тренд попадают и точки архейских ультраосновных и мафических лав. Некоторые точки попадают в промежуточное пространство между океаническим и геосинклинальным трендами, объясняется это заниженными количествами калия.

На диаграмме K—P (рис. 33) разброс точек довольно велик, но большинство точек все же тяготеют именно к островодужному тренду и никак не попадают на океанический тренд. Диаграмма Rb—Zr (рис. 34) показывает, что большинство средних анализов базальтов зеленокаменных поясов определенно относятся к островодужному, а не к океаническому тренду. Совершенно такие же выводы можно сделать из диаграммы Ti—Zr (рис. 35). Таким образом, рассмотрев геохимические особенности вулканических пород архейских зеленокаменных вулканических пород, можно прийти к выводу, что они не имеют отношения к океаническим вулканитам, их геохимические особенности определенно параллелизуют их с геосинклинальными вулканитами островных дуг.

Обратившись к элементам группы железа, можно увидеть, что имеются и некоторые отличия архейских вулканитов от их современных эквивалентов в островных дугах. Если рассматривать усредненные данные, то в архейских анализах содержания элементов группы железа (V, Cr, Co, Ni) несколько выше, чем в современных базальтах островных дуг, а отношение Ni/Co повышено, на фоне несколько сниженных содержаний калия. Возможно, что на такие особенности средних анализов влияет включение большого числа ультрамафических и мафических лав из нижних частей хорошо эродированных докембрийских разрезов. Заниженное же количество калия можно объяснить также процессами зелено-

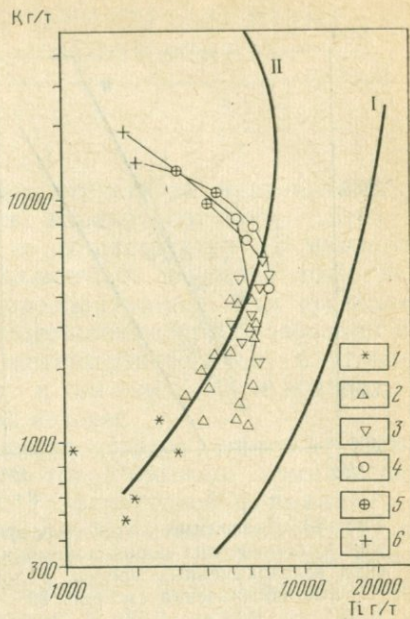


Рис. 32. Диаграмма титан — калий для вулканических пород докембрийских зеленокаменных поясов.

I — океанический тренд; II — геосинклинальный тренд. 1 — ультраосновные лавы; 2 — толенты; 3 — известково-щелочные базальты; 4 — андезиты; 5 — дациты; 6 — риолиты

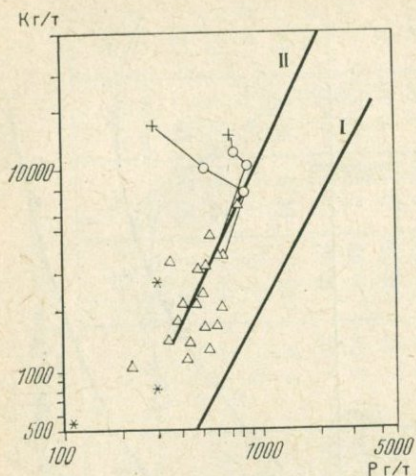


Рис. 33. Диаграмма калий — фосфор для вулканических пород докембрийских зеленокаменных поясов. Условные обозначения см. рис. 32

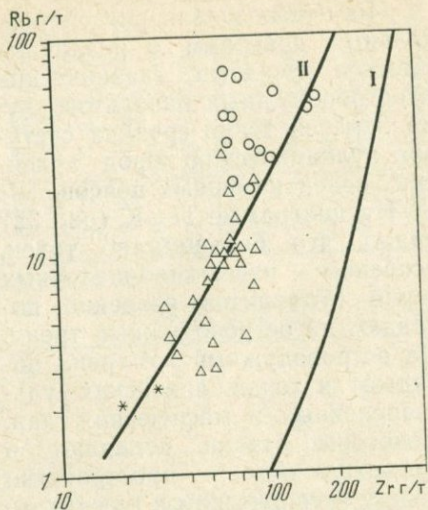


Рис. 34. Диаграмма цирконий — рубидий для вулканических пород докембрийских зеленокаменных поясов. Условные обозначения см. рис. 32

каменного изменения толщ. Несмотря на приведенные оговорки, вулканические породы докембрийских зеленокаменных поясов достаточно уверенно определяются как химические аналоги геосинклинальных (островодужных) вулканитов. Их геохимические особенности никак не позволяют рассматривать вулканиты в качестве продуктов рифтового океанического вулканизма.

Таким образом, в этой главе мы установили четкие геохимические различия вулканических пород таких основных геотектонических режимов, как рифтовый океанов и геосинклинальный континентальных подвижных поясов. Обратившись к палеозойским и докембрийским эвгеосинклинальным комплексам, мы установили, что в их составе отсутствуют океанические породы, базальты эвгеосинклинальных зеленокаменных поясов параллелизуются по составу с островодужными вулканитами и являются геосинклинальными.

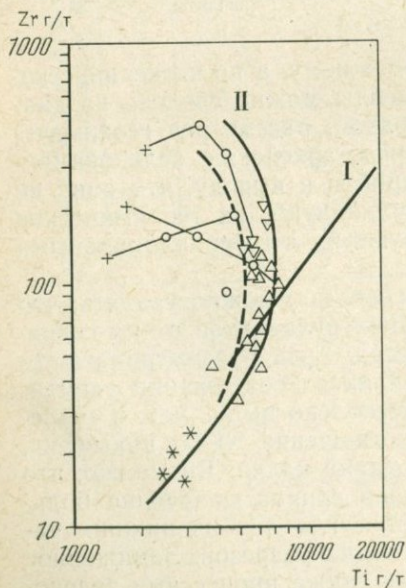


Рис. 35. Диаграмма титан — цирконий для вулканических пород докембрийских зеленокаменных поясов. Условные обозначения см. рис. 32

## ОФИОЛИТОВЫЕ БАЗИТ-ГАББРО-ГИПЕРБАЗИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ОКЕАНОВ И КОНТИНЕНТОВ

В океанических и континентальных структурах вулканические продукты, изливаясь на поверхность, наращивают кору сверху, формируя верхний этаж коры, или ее супраструктуру. В нижнем этаже, или инфраструктуре, кристаллическое вещество тоже не остается безучастным к процессу корообразования. Там происходят существенные структурные и вещественные преобразования с формированием новых комплексов метаморфических и плутонических пород. Бесспорно, фундамент и океанической и континентальной коры представляет огромный интерес.

Предполагается, что наиболее просто устроен нижний этаж океанической коры, «третий» слой которой сложен комплексом ультраосновных и габброидных пород офиолитовой формации.

Офиолитовый габбро-гипербазитовый комплекс имеется и в фундаменте континентальных подвижных поясов, но в целом нижний кристаллический этаж континентальных подвижных поясов может быть очень сложным и включает в свой состав разновозрастные комплексы метаморфических и плутонических пород. Достаточно индивидуально и сложно построена также глубокая кора и верхняя мантия континентальных платформ.

В настоящее время мы можем судить о строении и составе всей литосферы до глубин порядка 100—200 км. Имеется два прямых источника наших сведений: 1) геофизические (главным образом сейсмические) данные о строении коры и верхней мантии и 2) данные аналитического изучения земных основных и ультраосновных пород мантийного происхождения. Можно прийти к выводу, что оба эти источника свидетельствуют о том, что земная кора и верхняя мантия, т. е. вся литосфера под океанами и континентами различна. В океанах верхняя мантия залегает очень неглубоко, в океанической мантии скорости сейсмических волн сразу и резко увеличиваются, уже на 10-м км появляется мантийная скорость 8,2 км/с, глубже скорости быстро и прогрессивно возрастают до 9 км/с и больше (см. рис. 2). Такие высокие скорости сохраняются в океанической мантии даже несмотря на ясно выраженный широкий волновод; он обособляется по продольным волнам в интервале 100—150 км и по поперечным в более широком варианте 100—250 км. Зона волновода выделяется на фоне граничных высоких скоростей, но опять-таки скорости в океаническом волноводе гораздо больше, чем в континентальных волноводах. При пересчете скоростных характеристик в плотностные получается, что океаническая мантия имеет более высокую плотность пород, чем континентальная.

В зоне перехода к континенту за глубоководными желобами в области островных дуг и окраинных морей или шельфового скло-

на мощность коры резко возрастает, а геофизические характеристики коры и подстилающей мантии оказываются существенно другими (см. рис. 2). Под островными дугами залегает менее скоростная мантия. Продольные волны имеют здесь скорость 8,0—8,05 км/с, а в интервале глубин 100—200 км она снижается до 7,7 км/с — это область волновода; наконец, скорость 8,2 км/с, которая появляется в океанической мантии на глубине 10 км, под островными дугами отмечается на глубине 200 км. Это значит, что вся литосфера под островными дугами имеет совершенно иной, континентальный характер и резко отличается от океанической литосферы. Под современными геосинклинальными зонами и под более древними складчатыми системами залегает относительно легкая, низкоскоростная верхняя мантия (рис. 36). Это, по-видимому, характерная особенность всех складчатых областей — низкоскоростная, разуплотненная мантия при наличии ясно выраженного астеносферного слоя.

Все древние платформы, в отличие от складчатых областей, характеризуются более скоростной и плотной верхней мантией. Под Балтийским, Канадским щитами и Северо-Американской плитой сразу от поверхности  $M$  скорость продольных сейсмических волн превышает 8,0 км/с (см. рис. 36). Хотя под древними платформами, как и под океанами, мы имеем плотную высокоскоростную мантию, но их разрезы существенно отличаются. Так под древними платформами скорость 8,4—8,5 км/с долго выдерживается до глубин 200—300 км и только потом начинает резко и скачкообразно увеличиваться. Под океанами же до глубины 200 км ско-

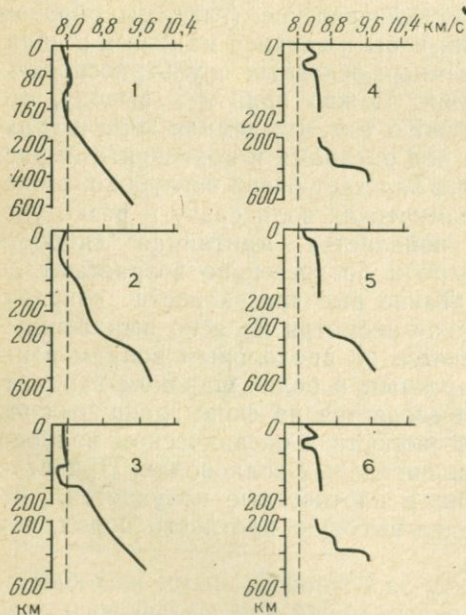


Рис. 36. Типичные скоростные сейсмические разрезы, по А. С. Алексееву [1976].

Подвижные пояса: 1 — Японии, 2 — Кордильер, 3 — Памиро-Гиндукушской области; древние щиты: 4 — Канадский, 5 — Северо-Американский, 6 — Балтийский

рости сейсмических волн быстро и прогрессивно увеличиваются от 8,2 до 9,0 км/с. Другая особенность заключается в том, что если в океанической мантии всегда фиксируется широкая зона волновода, то под континентальными платформенными областями астеносферный слой не прощупывается. Одна или несколько очень узких зон пониженной скорости иногда устанавливаются в самых верхих мантии на глубине 60—80 км, что связано возможно с местными и локальными неоднородностями вещественного состава.

Сейчас наиболее исследован вещественный состав мантийных пород под древними платформами в связи с весьма тщательным изучением глубинных включений в кимберлитовых трубках взрыва. В упрощенном варианте следует говорить о следующем грубо слоистом строении верхней мантии под древними платформами. Под метаморфическим гранулитовым доколом глубокой коры через переходный слой эклогитоподобных пород залегает верхний мантийный слой шпинелевых перидотитов. Глубже он сменяется слоем гранатовых перидотитов, включающих в себя линзы и прослои мантийных эклогитов. Еще ниже залегает слой порфиробластовых гранатовых перидотитов с прослоями алмазсодержащих и рутиловых эклогитов. От вышележащих гранатовых перидотитов этот слой отличает повышенная титанистость, щелочность и ряд других геохимических особенностей. Шпинелевые, гранатовые полнокристаллические и порфиробластовые перидотиты трех слоев отличаются не только своим минеральным, но и химическим составом, причем вглубь к исчезнувшему астеносферному слою в перидотитах увеличивается содержание литофильных элементов. Химический состав главных подразделений платформенной коры и мантии обсужден нами в предыдущих работах [Лутц, 1975; 1977].

Как можно судить по сборам глубинных ксенолитов в кимберлитовых и базальтовых трубках взрыва, кора и верхняя мантия всех древних платформ — Сибирской, Южно-Африканской, Австралийской, Северо-Американской — имеют одинаковое строение и одинаковый состав.

Если взять другие континентальные геотектонические единицы, то и глубокая кора и верхняя мантия под ними оказываются другими. Так под срединными массивами складчатых областей (например, Богемский массив) лежит несколько более плотная мантия, чем в соседних складчатых сооружениях. В метаморфическом доколе этих массивов оказываются тектонически завальцованы многочисленные линзы и тела гранатовых и шпинелевых перидотитов и эклогитов. Ксенолиты таких перидотитов и эклогитов выносятся также в трубках взрыва щелочных базальтов. По геохимическим особенностям они отличаются от мантийных гранатовых перидотитов и эклогитов из-под древних платформ. Одновременно и геофизические разрезы срединных массивов и древних платформ не одинаковы.

Имеются пока еще фрагментарные сведения о мантийных породах других областей — Тянь-Шаня, Памира, Монголии, Камчат-

ки. Эти данные свидетельствуют, что для крупных геологически единых структур следует предполагать индивидуальное строение и вещественный состав коро-мантийных разрезов. Таким образом, на основании геофизических данных и данных по мантийным породам можно прийти к выводу, что состав литосферы крупных геологических подразделений имеет закономерное, фиксированное строение, одинаковое для одинаковых геотектонических элементов и разное для разных.

Как в океаническом фундаменте, так и в основаниях геосинклинальных подвижных поясов большое значение имеют так называемые офиолитовые комплексы, представленные закономерными сочетаниями гипербазитов, габбро и базальтов. Для современной геологии имеет принципиальное значение вопрос: являются ли офиолитовые комплексы океанов и континентов одинаковыми, идентичными, или они не одинаковы по составу и имеют различное происхождение.

Одна из широко известных геотектонических концепций исходит из идеи идентичности базит-гипербазитовых офиолитовых комплексов океанов и эвгеосинклинальных зон подвижных поясов. Отсюда постулируется, что разрезы офиолитовой ассоциации горных пород в континентальных складчатых областях представляют собой океаническую кору геологического прошлого, так или иначе скученную и надвинутую на континентальные сиалические массы и в них сохраненные. Одновременно существуют работы [Vinogradov et al., 1971; Wenner, Taylor, 1973; Шейнманн, Лутц, 1974], где подчеркиваются геохимические отличия океанических и континентальных альпинотипных гипербазитов.

Поскольку вопрос сходства или различия офиолитовых комплексов океанов и континентальных подвижных поясов чрезвычайно важен, то это и заставило обратить особое внимание на проблему офиолитов и посвятить их сравнительному анализу эту главу.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ ОФИОЛИТАХ

Термин офиолитовый комплекс в настоящее время относят к ультрабазит-базитовым массам грубо слоистого или псевдостратифицированного строения. В нижней части залегают метаморфизованные и многократно деформированные гипербазиты, в средней части — слоистые габброиды, верхние части офиолитовых разрезов представлены базальтовыми вулканитами, переслаивающимися сверху с глубоководными или флишевыми осадками.

Офиолитовые комплексы континентов обнаруживают ряд общих черт, но есть и целый ряд различий, которые требуют какой-то упорядоченности. Необходимость классификации офиолитов назрела, и о некоторых попытках такого рода следует упомянуть.

Так представления о типах альпинотипных ультрамафических пород были высказаны Мурсом и Макгрегором [Moors, Mac

Gregor, 1972], которые выделяют: 1) горячие диапироподобные массы с термальным ореолом, подтверждающим идею интрузивного происхождения ультраосновных альпинотипных пород; 2) нарушенные или нарушенные пластины мантийного вещества, включенные в меланж; 3) согласные тела гипербазитов в регионально-метаморфизованных образованиях, представляющие собой перекристаллизованные и деформированные проявления первого и второго типа. Авторы настаивают на необходимости различать два явления при становлении альпинотипных ультрамафических пород: интрузию горячего мантийного вещества и не связанные с ней явления механического холодного внедрения ультрабазитов.

Итальянскими и французскими исследователями [Rocci et al., 1975; Nicolas, Jackson, 1972] было обращено внимание на существенные различия ультрабазитов офиолитовых комплексов Альп, которые представлены в наиболее типичных случаях гарцбургитами и дунитами, а в других случаях лерцолитами (например, массив Ланцо). Ассоциирующие породы также различаются, в первом случае это пироксениты, во втором — троктолиты. Соответственно эти исследователи выделяют два типа офиолитов: лерцолитовый и дунит-гарцбургитовый.

Миасиро [Miyashiro, 1975] обратил внимание на различный состав базальтовых серий, сопровождающих офиолиты. Возможно присутствие вулканитов трех типов: толеитового, известково-щелочного и щелочного, отсюда три типа офиолитовых ассоциаций. По Миасиро, для офиолитов первого класса типично сочетание толеитового и известково-щелочного вулканизма, что наблюдается в островных дугах и на континентах. Офиолиты второго класса сопровождаются толеитовыми сериями и могут рассматриваться как фрагменты океанической коры, возникшей в срединно-океанических хребтах. Офиолиты третьего класса с толеитовыми и щелочными породами характерны для зон глаукофанового метаморфизма. Предполагается и четвертый класс офиолитов с сочетанием толеитовых, известково-щелочных и щелочных пород.

Н. Л. Добрецов [1974, 1977], кроме различий в составе гипербазитов и базальтов обращает внимание также на процессы регионального метаморфизма. В его классификации трех типов офиолитов сделана попытка одновременно учесть различия ультрабазитов по Рокси, различия базальтов по Миасиро и различия степени метаморфизма. Поскольку все три группы изменяющихся признаков независимы, то желание их совместить на простой схеме приводит к спорности классификации. Так, в первоначальном варианте лерцолитовый тип эволюционно следовал за дунит-гарцбургитовым, что кажется странным, так как дуниты и гарцбургиты являются остаточными реститами после выплавления базальтов из лерцолитов. В последнем варианте первый и третий типы по своей тектонической позиции отнесены соответственно к фундаменту островной дуги и к фундаменту глубоководного желоба. Непонятно, почему промежуточный второй тип по своей тектонической позиции отнесен к фундаменту окраинных морей, ведь окраинные

моря никогда не располагаются между глубоководным желобом и островной дугой.

В последнее время появились работы, в которых обращается внимание на разную степень дифференцированности офиолитовых серий. Так, М. С. Марков и др. [1977] по характеру дифференцированности выделяют четыре типа офиолитов, причем отмечается, что характер развития офиолитовых комплексов оказывается более сложным, чем представлялось ранее. Помимо доминирующей толеитовой серии во всех разрезах офиолитов в той или иной степени проявлены тенденции развития пород щелочного и щелочно-земельного рядов. Л. П. Зоненшайн и М. И. Кузьмин [1978] выделяют два типа офиолитов — слабо и сильно дифференцированные. По их мнению, первый тип отвечает геотектонической обстановке срединно-океанических хребтов, второй — свойствен границам скопления литосферных плит.

Можно указать на следующие, по-видимому, независимые признаки, по которым офиолитовые ассоциации континентов могут отличаться друг от друга: различия в составе пород нижней гипербазитовой, средней габбровой и верхней вулканической частей; различия в литологии перекрывающих осадков (могут присутствовать пелагические глины или терригенный флиш); может отсутствовать тот или иной член разреза, например, очень часто отсутствует комплекс параллельных даек; могут присутствовать дополнительные толщи амфиболитов, глаукофановых сланцев, плагиогранитов и древних гранулитов; могут быть существенные различия в степени метаморфизма офиолитовых толщ, кроме того, метаморфизм может быть неоднократным. Существенные различия офиолитовых толщ могут быть связаны с их тектоническим перемещением и последующей переработкой, нередко с полным нарушением первичных соотношений пород, особенно в областях, испытавших неоднократные тектонические напряжения с внедрением гранитов. В таких местах восстановление первичного строения разрезов и решение вопросов генезиса офиолитов становится особенно затруднительным.

Несмотря на различия континентальных офиолитовых комплексов следует во всех случаях искать и пытаться выделить следующие основные компоненты офиолитового разреза:

I. Метаморфизованные гипербазиты аподунит-гарцбургитового или апоперидотитового состава.

II. Слоистый комплекс габброидов, который в полном виде должен включать зоны: а) пироксенитов или дунит-пироксенитов с верлитами, б) слоистых габбро, в) верхнего лейкократового габбро с прослоями анортозитов, ферро-габбро и г) венчающий слоистый комплекс тоналитов и плагиогранитов.

III. Гипабиссальные вулканы с зонами параллельных даек, пиллоу-лав и осадочных пород.

Поскольку сейчас нет четкой классификации офиолитовых комплексов, а общие соображения позволяют предполагать, что подвижные пояса могут закладываться на различном основании, то

при описании офиолитов следует придерживаться геотектонического подхода. Сначала остановимся на базит-гипербазитовых ассоциациях океанов, потом островных дугах, далее на типичных офиолитовых сериях крупных материковых островов Тихоокеанского подвижного пояса, наконец, следует обратиться к офиолитам внутриконтинентальных подвижных поясов — Альпийского и более древних Урало-Монгольскому и Аппалачскому.

### Гипербазиты и габбро океанов

Гипербазиты, драгированные в областях срединно-океанических хребтов и трансформных разломов, описаны в целом ряде работ. В 1969 г. Миасиро с соавторами [Miyashiro et al., 1969] сделали обзорную работу по серпентинизированным перидотитам из срединно-океанических хребтов. Позже химический состав океанических гипербазитов описывался и обсуждался в многочисленных публикациях. Наконец самый обширный материал был обобщен Л. В. Дмитриевым с сотрудниками [1973, 1976]. По этим данным гипербазиты срединно-океанических хребтов представлены только двумя разновидностями — лерцолитами и гарцбургитами, разбитыми примерно в равных долях. Типичные дуниты и пироксениты почти не встречаются. Заметим, что в континентальных офиолитах как раз, наоборот, преобладают дуниты и пироксениты вместе с гарцбургитами. Гипербазиты обычно частично серпентинизированы, но первичный минеральный состав в большинстве случаев может быть реконструирован. Породы претерпели воздействие динамометаморфических процессов, они, как правило, деформированы, причем этот процесс динамометаморфизма был длительным, начинаясь от момента начала кристаллизации до деформации серпентинизированных разностей.

Силикатный состав океанических гипербазитов дан в табл. 21, он включает выборку из 69 анализов лерцолитов и 71 анализа гарцбургитов [Дмитриев, 1973]. Средние содержания малых элементов вычислены с учетом данных ряда исследователей.

Габброидные породы в коллекциях пород срединно-океанических хребтов относительно редки. Принято считать, что ассоциируют они с гипербазитами и вместе с последними составляют третий слой океанической коры. Объединяет габбро с гипербазитами то, что в отличие от свежих массивных базальтов габброидные образцы иногда несут следы динамических напряжений, деформаций в виде катаклаза и некоторого расщепления.

Средние составы габброидов срединно-океанических хребтов приведены в табл. 21. Многие авторы приходят к выводу, что средний состав океанических габбро весьма близок к среднему составу базальтов срединно-океанических хребтов. Следует думать, что, даже если родоначальная магма этих пород была одинакова, тем не менее гипабиссальные и абиссальные фации родственных магматических пород обычно различаются. На глубине шире возможности для кристаллизационной дифференци-

Средний состав океанических гипербазитов и габбро

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7
<i>n</i>	69	71	37	12	8	8	—
SiO <sub>2</sub>	45,9	45,0	50,6	44,47	48,09	50,69	44,04
TiO <sub>2</sub>	0,16	0,1	0,66	0,06	0,07	0,42	0,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,47	1,7	16,14	4,90	10,14	16,22	2,12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,12	6,8	2,17	—	—	—	3,32
FeO	3,81	2,2	4,85	9,10	6,76	7,28	4,19
MnO	0,15	0,1	0,13	0,14	0,13	0,14	0,10
MgO	38,63	42,6	10,87	37,19	22,80	9,81	41,58
CaO	2,26	0,7	11,76	3,04	11,10	13,43	1,87
Na <sub>2</sub> O	0,34	0,2	2,68	0,12	0,32	1,39	0,68
K <sub>2</sub> O	0,07	0,01	0,14	0,03	0,04	0,11	0,10
Rb	0,5	0,5	0,7	2,1	2,3	2,0	3,4
Sr	—	13,6	135	5	10	14	43
Ba	8	7,6	30	29	38	22	33
Zr	40	30	60	7	56	59	50
V	47	45	255	110	123	131	90
Cr	3000	3900	360	2170	1700	1031	3000
Co	117	120	65	96	62	66	112
Ni	2100	2500	160	1844	820	380	2500

1 — средний лерцолит; 2 — средний гарцбургит; 3 — среднее габбро; 4, 5, 6 — плагиоклазовый лерцолит, троктолит и габбро скв. 334 в Атлантическом океане [Dmitriev, 1977; Blanchard et al., 1976]; 7 — средний гранатовый перидотит [Лутц, 1976].

ции, обособления и удаления части вещества магматического расплава, поэтому глубинные породы более разнообразны и их химический состав шире варьирует. Так наблюдается и в данном случае. Океанические габброиды варьируют по своему минеральному составу. Среди образцов преобладают нормальные оливиновые габбро, меньше распространены габбро-нориты и нориты, редко встречаются роговообманковые габбро и мономинеральные плагиоклазовые разновидности. В некоторых случаях обнаружены высокожелезистые феррогаббро, а также кварцсодержащие и щелочные разновидности, в частности нефелиновое габбро [Bonatti et al., 1971].

Химический состав габброидов варьирует в более широких пределах, чем океанических толеитов. Тем не менее средний состав океанических габбро действительно оказывается близким к составу океанических толеитов. Миасиро и др. [Miyashiro et al., 1969] указывает, что у океанических габброидов обнаруживается заметная дифференциация, соответствующая тренду дифференциации толеитовой магмы, что обусловлено кристаллизационным фракционированием оливина или плагиоклаза. На целом ряде диаграмм (например, АФМ) точки океанических габбро оказываются перемешанными с точками океанических толеитов и попадают явно на океанические тренды [Miyashiro et al., 1970]. Для океанических габбро, так же как и для океанических толеитов, харак-

терно низкое содержание щелочных, щелочноземельных, редкоземельных и радиоактивных элементов. По мнению Л. В. Дмитриева и А. Я. Шараськина [1976], рассчитанный средний состав океанического габбро оказывается весьма близким к среднему составу базальтов срединных океанических хребтов.

Имеются данные по распределению редких земель в гипербазитах и габбро срединно-океанических хребтов (табл. 22). Содержания редких земель в океанических лерцолитах и гарцбургитах практически одинаковы и примерно в два раза превышают средние содержания в хондритах, т. е. близки к хондритовому распределению. Данные по содержанию редких земель в габброидах [Masuda et al., 1971; Schubert, 1972] показывают, что по распределению редких земель габброиды оказываются полными аналогами толентов срединно-океанических хребтов. Отсюда можно сделать вывод, что в гипербазит-габбровой ассоциации срединно-океанических хребтов мы имеем дело с недифференцированным материалом верхней мантии, а габброидные породы являются глубоководной полнокристаллической фацией толентов базальтов.

Помимо драгировок океанические гипербазиты и габбро обнаружены в колонках керна глубоководного бурения. Так, в 37-м рейсе НИС «Гломар Челленджер» при разбуривании океанического дна вблизи Азорских островов был получен офиолитовый разрез океанического дна с плагиоклазовым лерцолитом внизу, сменяющимся вверху троктолитами, габбро и базальтами. Их химический состав приведен в табл. 21.

В океанах имеются также образцы габбро, которые представляют собой гипабиссальные аналоги океанических щелочных оливиновых базальтов. Поскольку щелочные оливиновые базальты встречаются главным образом на океанических островах, то и их габброидные аналоги известны тоже на океанических островах. Так, гипабиссальные габброидные дайки описаны, например на о. Оаху [Bunch and Keil, 1971]. Химические анализы обнаружи-

Таблица 22

Среднее содержание редких земель в океанических гипербазитах и габбро

Компо- ненты					Компо- ненты				
	1	2	3	4		1	2	3	4
<i>n</i>	5	6	7	—	Tb	0,16	0,12	1,19	1,4
La	0,70	1,02	3,73	4,3	Dy	0,62	0,56	3,60	—
Ce	1,73	2,48	11,46	15,0	Ho	0,14	0,13	1,42	1,7
Pr	0,26	0,38	2,67	2,5	Er	0,44	0,38	2,00	4,8
Nd	1,08	1,51	11,84	14,0	Tm	—	—	0,38	0,8
Sm	0,37	0,48	4,89	4,7	Yb	0,39	0,47	2,80	4,0
Eu	0,12	0,12	1,84	1,8	Lu	0,06	0,10	0,50	0,7
Gd	0,61	0,63	5,8	7,1	Y	3,8	3,1	38,13	40,0

1, 2 — океанические лерцолит и гарцбургит [Балашов, Дмитриев, Шараськин, 1972]; 3 — габбро Срединно-Атлантического хребта [Masuda et al., 1971; Schubert, 1972]; 4 — средний океанический базальт.

вают их полное тождество со щелочными базальтами Гавайских островов. Как и базальты, дайковые габбро содержат много титана — 3,3—5,7%, и много щелочей  $K_2O=1,4—2,5\%$ . На о. Фуэн-вентура (Канарские острова) перидотиты, пироксениты и габбро трактуются как кумулятивные прослои стратиформного комплекса щелочных базальтов и базанитоидов. Данные по распределению радиоактивных, щелочных и редкоземельных элементов [Раере, Gijbeld, Hertogen, 1974] подтверждают такую точку зрения на генезис полнокристаллических пород. Включения амфиболсодержащих габбро описаны в щелочных базальтах о. Тристан да Кунья [Le Maitre, 1969].

Тектонические обломки слоистых перидотитов и габбро описаны в лавах и базальтовых агломератах о. Реюньон [Urton, Wordsworth, 1972]. Отмечаются разности дунитов, перидотитов, клинопироксенитов, полевошпатовых верлитов, оливиновых габбро. Авторы полагают, что все эти породы являются гипабиссальными производными магмы щелочных оливиновых базальтов, слоенность объясняется кумулятивной отсадкой кристаллов. Химические анализы (табл. 23) показывают, что габбро действительно являются химическим эквивалентом щелочных оливиновых базальтов. Характерно высокое содержание титана, циркония, щелочных и щелочноземельных элементов. Эти же особенности резко отличают такие габбро от габброидов геосинклинальных офиолитовых ассоциаций.

Следует также выделить древние гипербазиты и габброидные породы и амфиболиты. Широко известны и хорошо изучены полнокристаллические включения ультраосновных и основных пород в лавах щелочных базальтов Гавайских островов. Ультраосновные включения представлены дунитами, лерцолитами, клинопироксенитами, вебстеритами. Они представляют собой древнее вещество верхней мантии, их возраст по изотопным данным оценивается в 3,5 млрд. лет [Morioka, Kigoshi, 1975]. Столь же древним океаническим материалом представляются гипербазит-габброидные породы о. Св. Павла [Wright, 1965].

Скалы о. Св. Павла сложены милонитизированными перидотитами и габброидами, богатыми коричневой роговой обманкой. Они были описаны в ранних работах и, наконец, подробные петрохимические и геохимические данные опубликованы Мелсоном с соавторами [Melson et al., 1972]. Подгруппа перидотитов включает разности роговообманкового паргаситового перидотита, плагиоклазового перидотита и разности с высокоглиноземистым пироксеном. Согласно составам породообразующих минералов максимум температуры и давления для первичных минеральных ассоциаций находится около  $1100^\circ\text{C}$  и  $15 \cdot 10^8$  Па. Милонитизация — это поздний процесс и проходила она при температуре меньше  $500^\circ$ . Перидотиты являются древними породами, но из-за сильной измененности образцов цифры абсолютного возраста очень противоречивы. Возраст роговой обманки по калий-аргоновому методу составляет 835 млн. лет. Средний состав перидотитов

## Гипербазиты и габбро океанических островов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	40,48	42,27	48,21	48,21	49,84	49,19	46,77	43,55	40,0	37,1
TiO <sub>2</sub>	0,24	0,40	1,66	2,27	2,38	2,86	3,34	0,28	3,98	4,7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,16	5,07	13,07	12,43	15,25	15,13	16,34	3,69	15,8	16,0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,47	3,46	3,44	3,88	5,44	4,81	9,22	1,45	2,3	11,7
FeO	11,93	11,65	7,44	8,06	5,45	7,30	4,91	6,64	6,6	4,3
MnO	0,20	0,23	0,17	0,20	0,15	0,19	0,22	0,14	0,1	0,2
MgO	38,91	29,26	10,77	10,24	5,49	5,05	4,64	38,45	9,9	8,0
CaO	2,12	5,81	11,80	10,97	11,47	10,85	9,43	2,61	12,4	14,8
Na <sub>2</sub> O	0,32	0,68	2,62	2,51	3,01	3,12	3,33	0,33	3,15	1,8
K <sub>2</sub> O	0,09	0,05	0,70	0,74	0,94	1,01	1,08	0,10	1,00	0,62
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,01	0,44	0,37	0,30	0,38	0,38	—	1,05	—
Rb	5	5	15	17	25	27	30	—	—	—
Sr	55	160	370	380	465	450	545	33	1200	65
Ba	120	160	310	345	315	400	455	13	1940	—
Zr	7	5	120	145	190	215	190	13	80	100
V	95	110	200	215	220	245	250	50	400	450
Cr	2880	1220	430	370	55	15	5	3350	15	35
Co	—	—	—	—	—	—	—	115	75	70
Ni	1650	1650	270	250	100	60	10	2070	500	40

11 1—7 — гипербазиты и габбро о. Реуньон [Upton and Wodsworth, 1972]; 8, 9 — гипербазиты ( $n=5$ ) и габбро ( $n=5$ ) о. Св. Павла [Melson et al., 1972]; 10 — габбро ( $n=2$ ) о. Тристан да Кунья [Le Maitre, 1969].

о. Св. Павла, вычисленный с учетом площадного распространения разностей, приведен в табл. 23.

Габброиды о. Св. Павла также милонитизированы, они сложены плагиоклазом, клинопироксеном, керсутитовой роговой обманкой и титаномагнетитом. Химические анализы показывают высокую титанистость и щелочность габбро. Как на острове, так и на его подводных склонах известны щелочные базальты обычного океанического типа. Милонитизированное габбро отличается от базальтов повышенными содержаниями Ti, Sr, Ba и относительно низким содержанием циркония [Melson, 1967].

Таким образом, среди гипербазитов и габброидов — полнокристаллических пород океанов — существуют геологически разные группы пород.

1. Молодая гипербазит-габбро-базальтовая офиолитовая ассоциация срединно-океанических хребтов, которая слагает, по-видимому, океаническую кору под всей акваторией современных океанов за границей шельфовых склонов и глубоководных желобов.

2. Гипербазиты с габброидами — глубинные аналоги толентов и щелочных оливиновых базальтов, которые слагают океанические острова. Это породы относительно молодые и несмотря на некоторые вариации своего состава представляют химические аналоги толентов и щелочных оливиновых базальтов.

3. Древние габбро и гипербазиты, включенные как ксенолиты в щелочные оливиновые базальты, например на Гавайях, или формирующие древние останцы о. Св. Павла. Это породы гораздо более древние, чем вулканы, слагающие основное тело океанических островов. Такие гипербазиты и габбро представляют собой реликты древнего океанического субстрата, существовавшего до развития молодой кайнозойской океанической коры. По-видимому, к группе древних пород следует отнести и амфиболиты. Однако изучены они слабо и данные по ним разрознены и фрагментарны.

### Гипербазиты и габбро из фундамента островных дуг

Кристаллическое основание островных дуг, наиболее выдвинутых в океан, сложено породами основного и ультраосновного состава, которые часто метаморфизованы. Во всех отношениях интересно изучить такие породы. Данных для суждения о составе меланократового фундамента островных дуг немного. Это материалы драгировок приостровных склонов глубоководных впадин, примыкающих к островным дугам. Здесь известна работа Р. Фишера и О. Энгеля [Fisher, Engel, 1969] по драгировке гипербазитов и базальтов из желоба Тонга. Имеется работа И. С. Скорняковой и М. И. Липкиной [1975] о драгировках гипербазитов из Марианского желоба. Проведены также драгировки офиолитовой серии пород из Марианского и Япского желобов в 17-м рейсе НИС «Дм. Менделеев», описанные в монографии «Геология Фи-

липпинского моря» [1979]. В этом рейсе автор принимал участие, посетил о-ва Яп, Папуа Новая Гвинея и собрал каменный материал по офиолитовому комплексу. Наконец, имеются работы, где описываются глубинные ксенолиты в вулканических породах островных дуг.

В статье Р. Фишера и О. Энгеля указывается, что в глубоководном желобе Тонга с глубины 9150—9400 м были подняты обломки серпентинизированных перидотитов и дунитов, а с меньшей глубины (7000 м) — базальты, туфы и туфовые агломераты. Первичные минералы перидотитов представлены оливином, энстатитом, шпинелью. Приводится химический состав ультрабазита (см. табл. 24) с определениями малых элементов. Судя по химическому анализу — это дунит. Поражает очень низкое, часто за пределами чувствительности содержание литофильных элементов Ca, Na, K, Ba, Sr, а также легкоплавких амфотеров Al, Zr. Ванадия и титана очень мало, соответственно 28 и 61 г/т. Таким образом, образец представляет собой предельный ультраосновной остаток после изъятия почти всех литофильных составляющих.

В 17-м рейсе НИС «Дм. Менделеев» было проведено драгирование островного склона Марианского желоба к югу от о. Гуам. Здесь с глубины 8100—8400 м (станция 1403) было поднято 80 кг образцов, 60% которых составляли образцы офиолитовой ассоциации и 40% осадочные породы, которые интерпретировались как фрагменты олистостромы или дикого флиша с обломками и детритусом тех же офиолитовых пород. Среди офиолитовых пород выделяются группы: серпентинизированных гипербазитов, габброидных пород и базальтов.

Гипербазиты представлены главным образом серпентинизированными и деформированными гарцбургитами; первоначальная минеральная ассоциация представлена оливином, энстатитом и хромовой шпинелью. Кроме того, имеется плагиоклазовый лерцолит, который состоит из 70—80% оливина, 2—3% энстатита, 10—15% диопсида, 5% сосюритизированного плагиоклаза и 1—2% шпинели.

Среди образцов габбро выделяются разности троктолитов, сложенные плагиоклазом и оливином, клинопироксен-оливиновое габбро и оливиновые нориты. Все они содержат основной плагиоклаз (№ 80—95) и более железистый оливин, чем перидотиты. Следующую группу составляют родингиты и родингитизированные габбро и диабазы. Это переменчивые по минеральному составу породы, состоящие из диопсида, цоизита, хлорита, пренита, актинолита, по которым развиваются поздние цеолиты и карбонаты. Представляется, что первичная ассоциация плагиоклаза и авгита нацело замещена поздней ассоциацией хлорита, пренита и альбита.

Около 30% драгированного материала представлено диабазами, которые интерпретируются как представители дайкового комплекса. Диабазы представляют собой полнокристаллические породы, состоящие из плагиоклаза, клинопироксена, рудных минералов и иногда оливина.

Кроме того, присутствуют фрагменты пиллоу-лав базальтового состава, которые относятся к оливиновым толеитам. Химический состав пород офиолитовой ассоциации представлен в табл. 24. Экспедиция пришла к выводу о наличии в приостровном склоне Марианского желоба типичной офиолитовой ассоциации, представленной как массивными, так и перемятыми разностями перидотитов, серпентинитов и разнообразных габбро. В породах габбрового состава широко проявлена родингитизация (кальциевый метасоматоз). Вверх по разрезу габбро-гипербазитовый комплекс сменяется диабазами и пиллоу-лавами. По-видимому, следует говорить о ясной асимметричности Марианской впадины: опущенности океанского склона и приподнятости островного склона. Океанический склон сложен пиллоу-лавами, долеритами, диабазами и гналокластитами — продуктами близповерхностного излияния, которые были позже опущены. Приостровой склон, наоборот, приподнят и на нем обнажается офиолитовый гипербазит-габбровый комплекс, который выше сменяется диабазами и пиллоу-лавами, частично перекрытыми сползающими островодужными известково-щелочными вулканитами и эффузивно-осадочными образованиями.

Аналогичным образом были драгированы склоны глубоководного желоба Яп и подняты следующие породы: 1) толеитовые базальты; 2) известково-щелочные базальты и андезитовые породы островной дуги, включая кварцевые трондземиты и кератофиры; 3) комплекс пород мафического основания Япской островной дуги, представленной амфиболитами, серпентинитами и габбро. Ультраосновные породы являются апоперидотитовыми и аподунитовыми серпентинитами. Габброидные породы имеют ясно выраженную кумулятивную структуру и разнообразны по составу. Плагноклаз основной (№ 70—80), не зональный, клинопироксен свежий или замещается роговой обманкой. В некоторых образцах отмечается оливин и ортопироксен. Светлое лейкократовое габбро имеет кислый андезитовый плагноклаз и содержит очень мало рудных минералов. Амфиболиты нескольких типов: один из них представлен актинолитовыми сланцами, сложенными актинолитом, плагноклазом с небольшим количеством хлорита, эпидота, рутила и рудного минерала; другой тип — милонитизированными разностями. Средние химические составы драгированных пород даны в табл. 24.

При посещении автором о. Яп были собраны образцы метаморфических пород япской офиолитовой серии. Следует сказать, что на острове развита очень мощная кора тропического выветривания и во многих обнажениях метаморфические породы и ультрабазиты оказываются химически разложенными, особенно это относится к серпентинитам. Их наличие в эруптивной брекчии и отдельных обнажениях несомненно, однако исследовать их из-за крайней выветрелости образцов не представляется возможным. Те свежие образцы, которые удалось собрать, были проанализированы.

Средний состав пород офиолитовой ассоциации,  
драгированных в глубоководных желобах

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>n</i>	1	1	9	4	4	4	6	8	5	2
SiO <sub>2</sub>	44,62	38,55	38,55	35,37	46,73	47,99	39,29	46,98	48,80	68,12
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,08	<0,04	0,20	0,86	2,27	0,05	0,62	1,08	0,61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,16	1,99	0,42	14,07	15,08	17,47	0,49	17,17	16,23	12,59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,51	8,92	6,80	3,49	4,97	7,79	7,45	3,98	4,72	1,56
FeO	7,31	1,16	2,08	2,36	5,40	4,85	1,07	6,07	5,69	3,97
MnO	—	0,14	0,10	0,10	0,15	0,17	0,12	0,16	0,22	0,14
MgO	46,35	36,96	38,85	21,92	7,91	2,72	37,21	9,47	7,28	2,06
CaO	0,09	1,10	0,24	8,63	12,50	9,97	0,16	11,39	10,34	2,51
Na <sub>2</sub> O	0,10	0,20	0,22	0,47	2,20	3,08	0,23	1,96	2,96	4,42
K <sub>2</sub> O	<0,02	0,09	0,06	0,06	0,10	1,70	0,06	0,10	0,30	0,90
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	сл.	сл.	0,02	0,03	0,46	сл.	0,02	0,12	0,16
Rb	—	—	—	11	—	50	—	12	10	20
Zr	<20	—	—	30	—	160	—	23	100	110
V	28	80	40	160	360	180	90	130	170	65
Cr	3700	3000	2500	1000	180	80	2900	500	200	5
Co	130	130	94	30	—	23	94	40	34	10
Ni	3000	1880	2000	800	65	35	1950	200	60	5

1 — дунит из желоба Тонга [Fisher, Engel, 1969]; 2, 3, 4, 5, 6 — дерцолит, гарцбургит, меланократовое и лейкократовое габбро, базальт Марианского желоба (17-й рейс НИС «Дм. Менделеев»); 7, 8, 9, 10 — гарцбургит, габбро, базальт, андезит Япского желоба (17-й рейс НИС «Дм. Менделеев»).

В основании метаморфического разреза о. Яп залегают меланократовые метаморфические породы формации Яп, которая сложена амфиболитами, зелеными сланцами, габброидами, небольшими телами серпентинитов и перидотитов. Широко распространены пятнистые горнблендиты и амфиболиты. Кроме амфиболитов и габброидов широко представлены хлорит-амфиболовые и хлорит-амфибол-эпидотовые зеленые сланцы. Породы разнообразны по текстуре, встречаются разности с пятнистой, миндалекаменной структурой, есть разности с реликтами обломочных структур. Амфиболиты сложены средним плагиоклазом, роговой обманкой, эпидотом, присутствует акцессорный магнетит, апатит, сфен. Хлорит-амфиболовые и хлорит-амфибол-эпидотовые сланцы представлены темно- и светло-зелеными сланцеватыми разностями. Выше по разрезу основные метаморфические породы несогласно перекрываются отложениями формации Мэп, с тектоническими и осадочными брекчиями, конгломератами и прослоями песчаников и аргиллитов. В составе обломков брекчий и в конгломератах преобладают породы нижележащей формации Яп — габбро, пироксениты, амфиболиты и амфиболовые сланцы. Еще выше по разрезу с несогласием залегают породы формации Томил, представленные андезитами, базальтами, вулканическими брекчиями и туфами миоценового возраста. Самые верхние части разреза представлены рифовыми известняками, аллювием и корой выветривания. Рифовый комплекс содержит плейстоценовую фауну. С тектонической точки зрения остров Яп представляет собой систему небольших горстов и грабенов, вытянутых в северо-восточном направлении.

В табл. 25 приведены наши данные по химическому составу метаморфических пород о. Яп. Кроме того, в литературе имеются силикатные анализы трех амфиболитов и шести зеленых сланцев о. Яп, в которых определены также содержания хрома [Shiraki, 1971].

Как будет показано ниже, в геохимическом анализе, метаморфические сланцы и амфиболиты о. Яп являются химическими аналогами океанических толентов и на всех геохимических диаграммах попадают на океанические тренды.

На островных дугах гипербазит-габбровые комплексы основания сильно перекрыты плащом вулканических и терригенных пород. Однако вулканы иногда выносят ксенолиты полнокристаллических пород фундамента. Ксенолиты в лавах Курильских островов описаны в монографии В. И. Федорченко и Р. И. Родионова [1975]. Это комплекс разнообразных пород, среди которых преобладают оливниновые и пироксеновые габброиды, имеются также ксенолиты серпентинитов, пироксенитов, амфиболитов. Некоторые данные по глубинным ксенолитам Камчатки приведены в монографии «Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги» [1978].

Таким образом, судя по приведенным материалам, в основании типичных островных дуг выделяется офиолитовый гипербазит-

## Химический состав метаморфических пород о. Яп

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	46,34	45,64	43,40	47,10	46,84	45,86	44,78	46,58	40,26	43,87
TiO <sub>2</sub>	1,47	1,71	2,11	1,87	2,02	1,84	1,87	1,52	2,21	1,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,83	10,16	10,44	12,59	11,79	10,76	12,34	10,06	12,74	11,71
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,47	4,75	8,01	5,22	3,97	4,88	6,21	4,90	3,45	4,85
FeO	8,76	6,87	5,79	7,06	7,31	7,16	5,97	5,97	8,17	6,70
MnO	0,21	0,23	0,24	0,19	0,19	0,21	0,22	0,22	0,20	0,21
MgO	17,16	18,22	17,14	11,08	13,42	15,40	14,35	17,16	12,22	14,58
CaO	8,76	8,41	7,45	9,50	8,76	8,58	9,88	9,50	9,32	9,57
Na <sub>2</sub> O	1,13	1,16	0,70	2,48	2,00	1,49	1,86	1,00	2,56	1,81
K <sub>2</sub> O	0,12	0,12	0,07	0,17	0,17	0,13	0,14	0,09	0,22	0,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,18	0,11	0,14	0,19	0,15	0,19	0,20	0,26	0,22
П. п. п.	3,97	2,26	4,42	1,52	2,91	3,00	2,00	2,02	1,67	1,90
K	1000	1100	600	1400	1400	1100	1200	800	1800	1250
Li	3,4	3,9	5,0	2,5	3,5	3,7	3,9	1,5	2,0	2,4
Rb	0,7	1,0	—	0,7	0,6	0,7	1,3	1,0	0,7	1,0
Zr	90	140	180	160	180	150	140	120	160	140
V	130	130	150	230	140	155	180	140	190	170
Cr	1100	1400	1500	900	1000	1200	1300	1400	1100	1300
Co	152	57	56	49	50	53	50	56	48	51
Ni	920	1300	950	600	600	870	780	1000	590	800

1—5 — зеленые сланцы (образцы Л—10, 11, 13, 14, 16); 6 — средний зеленый сланец; 7—9 — амфиболиты (образцы Л—12, 15, 17); 10 — средний амфиболит.

габбро-базальтовый комплекс. Среди гипербазитов присутствуют дуниты и гарцбургиты, редко лерцолиты. Габброидный слоистый комплекс довольно разнообразен по составу, присутствуют пироксениты, меланократовое и лейкократовое габбро, а также большое количество метаморфизованных пород — амфиболитов, родингитов, диабазов и зеленых сланцев.

### Мезозойские офиолиты Тихоокеанского подвижного пояса

В 17-м рейсе НИС «Дм. Менделеев» при осмотре офиолитового пояса Папуа Новая Гвинея в составе экскурсии Международного геологического конгресса под руководством Х. Л. Девиса были выполнены: 1) маршрут у д. Буансинг вдоль ручья и осмотр береговых обнажений с полным комплексом пород офиолитовой формации — ультрабазитами, габбро, базальтами, 2) маршрут по р. Сайя с осмотром габбро-перидотитового контакта и сбором наиболее свежих и типичных ультраосновных и габброидных пород. Личные полевые впечатления и опубликованные материалы [Davies, 1971; Coleman, 1977] позволяют охарактеризовать этот офиолитовый пояс. В геологическом строении восточной части Папуа Новая Гвинея могут быть выделены три главных элемента.

1. Мезозойский (юра — мел) комплекс сиалических метаморфизованных пород, которые протягиваются по осевой части этого пояса и формируют горный хребет Стенли. Этот комплекс пород протягивается на 900 км, при средней ширине 60 км. Слагают его слюдяные кварц-полевошпатовые сланцы с графитом, с прослоями мраморов, основных сланцев, изредка конгломератов.

2. С востока на этот сиалический комплекс надвинута мезозойская мафическая толща ново-гвинейского офиолитового пояса, который протягивается между хребтом Стенли и береговой линией на 400 км при ширине 40 км. Этот ультрамафический пояс имеет грубослоистое строение, в нем могут быть выделены (снизу вверх) полосы гипербазитов 4—8 км, габбро 4 км, базальтов 4—6 км. Контакт сиалического и мафического комплексов проходит по ясно выраженной тектонической зоне. Ширина контактной тектонической зоны несколько километров, в ней развиты метаморфические породы с глаукофаном и лавсонитом.

3. Наконец, третий крупный геологический элемент Папуа Новая Гвинея — это молодые вулканы и магматические комплексы, связанные с островодужным вулканизмом палеоген-неогенового и четвертичного возраста. Это эоценовые базальты, олигоценовые и ранне-среднемиоценовые туфы и лавы базальтового и андезитового состава; наконец, олигоценовые и четвертичные вулканические породы от базальтов до риолитов, включая и богатые калием породы. Сопутствующая интрузивная серия представлена тоналитами, гранодиоритами и андезитовыми порфирами.

Офиолитовый пояс Папуа Новая Гвинея подразделяется на три зоны: ультрабазитовую, габбровую и базальтовую. Ультрабазито-

вая часть включает в себя: а) нижние тектонически переработанные, перемятые ультрабазиты, степень деформации которых сильно варьирует от милонитизированных и катаклазированных до массивных разностей; б) средние — относительно мало переработанные ультрабазиты; в) верхнюю переходную зону (0,5 км) кумулятивных ультрамафических пород, тесно связанную с вышележащим габбро. Ультрабазитовая часть разреза представлена главным образом гарцбургитами. Дуниты формируют согласные прослои и жилы в гарцбургитах, иногда наблюдаются в виде секущих жил. Присутствуют также секущие жилы ортопироксенитов. Кумулятивные перидотиты составляют узкую зону (100—500 м) между тектонизированными перидотитами и габбро. Это более мелкозернистые породы с кумулятивным оливинам, ортопироксенном, клинопироксенном, но без плагиоклаза. Вышележащую габбровую зону Х. Л. Девис делит на три части: а) кумулятивное габбро, содержащее прослои кумулятивных перидотитов (3 км); б) гранулярное габбро, сложенное гомогенными массами с небольшим количеством кумулятивных габбро и габбро-пегматитов (3 км); в) верхнее покровное габбро (1 км). Кумулятивное габбро содержит ритмичные прослои, обогащенные феррическими минералами, его слагают оливин, клинопироксен, ортопироксен, плагиоклаз. Гранулярное габбро содержит 5% оливина, 35% клинопироксена, 10% ортопироксена и 50% плагиоклаза. Покровное габбро имеет офитовую структуру и зональный плагиоклаз. Оно сложено авгитом, гиперстеном, плагиоклазом, иногда присутствует роговая обманка, гранофировый кварц и калишпат с аксессуарным титаномagnetитом. В офиолитовом поясе Папуа Новая Гвинея нет комплекса параллельных даек. Базальтовую зону слагают массивные базальты, пиллоу-лавы, кератофиры и дацитовый пирокластический материал. Вулканыт переслаиваются с известковистыми осадками мелового возраста. Нижняя часть базальтовой зоны содержит массивные диабазы, выше пиллоу-лавы переслаиваются с агломератами, автобрекчиями и гналокластитами. Базальты подвержены спилитизации с развитием альбита, эпидота, хлорита, пренита и пумпеллита.

Имеются следующие данные по определению возраста. Фораминиферы в осадках базальтовой части разреза датированы поздним мелом. Калий-аргоновый возраст пироксена из базальта 116 млн. лет (верхний мел). Ультрабазиты и габбро рвутся тоналитами с возрастом 55 млн. лет (ранний эоцен). Это минимальный возраст офиолитового пояса. Неясно внедрились тоналиты до или позже надвигания офиолитового пояса, но тоналитов нет в метаморфической толще хребта Стенли и они не пересекают тектоническую зону надвига. По составу они относятся к известково-щелочной островодужной серии. Геологические и геофизические данные свидетельствуют об аллохтонном залегании офиолитового пояса, который оказывается надвинут на сиалический материковый комплекс хребта Стенли. Предполагается, что надвиг происходил в нижнем эоцене (55 млн. лет), одновременно с началом развития

островодужного магматизма. На о. Папуа Новая Гвинея автором была собрана большая коллекция пород, часть их была проанализирована, в том числе и на малые элементы. Средние составы пород приводятся в табл. 26.

Офиолитовые комплексы, подобные новогвинейскому, имеются и на других материковых островах Тихого океана, таких, как Япония, Новая Зеландия, Новая Каледония, Филиппины, а также на п-ове Камчатка. Обратимся к другим примерам.

На Южном острове Новой Зеландии офиолитовый пояс прослеживается на 1100 км. Наиболее полные разрезы горы Дун (откуда пошел термин дунит) и горы Ред Маунтин представлены гарцбургитами, дунитами, верлитами и габброндами, сменяющимися вверх диабазами и спилитами, переслаивающимися с метасадками и вулканитами [Coombs et al., 1976]. Частные офиолитовые разрезы несколько отличаются друг от друга. Так на горе Дун габбро вверх по разрезу сменяется недифференцированными основными вулканитами, а комплекс параллельных даек отсутствует. В офиолитовом разрезе горы Ред Маунтин слой габбродов несколько сокращен, слабо дифференцирован, но имеется дайковая серия диабазов. Новозеландские альпинотипные гипербазиты несут явные следы своего высокотемпературного магматическо-

Таблица 26  
Средний состав пород офиолитового комплекса Папуа Новая Гвинея

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
<i>n</i>	2	6	4	3	3	5	3
SiO <sub>2</sub>	38,53	39,42	47,29	54,55	46,83	45,90	55,39
TiO <sub>2</sub>	0,14	0,05	0,08	0,10	0,10	0,14	0,93
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,29	0,91	2,06	4,58	13,46	22,53	13,11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,85	3,34	4,60	1,45	1,32	0,83	5,73
FeO	5,21	4,16	4,45	3,43	4,78	3,00	7,01
MnO	0,21	0,15	0,20	0,23	0,12	0,10	0,20
MgO	34,85	43,25	34,42	31,95	17,31	6,73	4,76
CaO	2,73	0,40	1,07	1,85	12,61	16,92	5,19
Na <sub>2</sub> O	0,30	0,10	0,15	0,10	0,42	1,00	3,85
K <sub>2</sub> O	0,025	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,018	0,01	0,02	0,02	0,02	0,018	0,11
Na	2800	1400	2000	1100	3000	7000	—
K	600	230	400	280	600	2100	1400
Rb	0,9	0,5	0,8	0,5	1,0	3	6
K/Rb	600	460	570	560	600	700	230
Zr	15	10	20	30	40	40	50
V	40	20	30	50	70	65	250
Cr	2400	4300	3000	2900	1200	250	40
Co	80	85	80	70	55	40	30
Ni	2800	3700	1100	750	260	150	40

1 — перидотиты; 2 — дуниты; 3 — гарцбургиты; 4 — ортопироксениты; 5 — мафическое габбро; 6 — лейкократовое габбро; 7 — базальты.

го происхождения. Фиксируется высокотемпературное контактное воздействие гипербазитов на вмещающие породы [Challis, 1965], а в дунитах горы Дун [Lauder, 1974] с помощью микроанализатора установлены явные магматические структуры, представленные крупными выделениями однородного оливина, погруженного в массу мелких зональных зерен оливина, что свидетельствует о двух стадиях кристаллизации магмы: глубинной с образованием однородных оливиновых кристаллов и менее глубинной, в которую образуется масса зональных зерен оливина.

Офиолитовый пояс Новой Каледонии [Rodgers, 1976] столь же огромен. Гипербазиты представлены гарцбургитами и дунитами, в которых располагаются многочисленные залежи хромитовых руд. Прослойки габброидов довольно однообразны, эвкритового (плагноклаз-диопсидового) состава. Внедрение субщелочных кварцсодержащих базальтов и штоковых тел гранодиоритов происходило намного позже становления офиолитов, во время и после аллохтонного перемещения гипербазит-габбрового комплекса, и отвечает уже этапам известково-щелочного вулканизма, перекрывающего офиолитовый комплекс.

Меланократовый фундамент Камчатского мыса описан в монографии М. Ю. Хотина [1976], геохимические данные по породам опубликованы Э. И. Пополитовым [1977]. В основании разреза здесь обнажаются оливин-пироксеновые габброиды с многочисленными линзами серпентинизированных дунитов и перидотитов. Видимая мощность этой части разреза 300—500 м. Вверх по разрезу эти породы сменяются разнозернистыми диалагговыми габбро, иногда пегматоидного облика с обособленными прослоями и линзами меланократовых оливиновых габбро, мощность этой части разреза 4000—5000 м. По слоистой части разреза нигде не наблюдается секущих интрузивных контактов, напротив, взаимоотношения пород свидетельствуют о постепенной смене одних пород другими. Еще выше располагаются амфиболизированные габбро-диабазы, диабазы и шаровые лавы оливиновых базальтов с прослоями брекчированных пород и терригенно-кремнистых осадков.

Офиолитовый разрез Камчатского мыса слабо дифференцирован. В слоистом комплексе оливиновое габбро вверх сменяется диалагговым габбро и, наконец, диабазами, причем смена одних пород другими осуществляется весьма постепенно, из-за чего нельзя провести четкую границу между нижними и верхними частями комплекса. В отличие от сильно дифференцированных офиолитовых комплексов здесь отсутствуют такие члены, как лейкогаббро, феррогаббро, диориты, плагнограниты. Отсутствует также ясно проявленный комплекс параллельных даек, хотя в верхах разреза отмечаются дайки и силлы диабазов. Средний состав пород офиолитового комплекса Камчатского мыса приведен в табл. 27, по данным Э. И. Пополитова [1977].

Западнее Камчатского мыса, в системе хребта Кумроч выделяется Кротонский массив с офиолитовой серией основных и ультраосновных пород. Предполагается, что ультрабазиты выходят в

Средний состав пород офиолитового комплекса Камчатского мыса, по данным Э. И. Пополитова [1977]

Компоненты	1	2	3	4	5
<i>n</i>	1	4	4	2	3
SiO <sub>2</sub>	42,12	42,26	48,51	48,10	47,09
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,16	0,35	0,61	1,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	18,15	15,81	15,25	17,42
Fe	8,72	6,59	6,60	8,60	9,13
MnO	0,12	0,09	0,11	0,13	0,14
MgO	45,64	15,65	10,21	9,85	7,20
CaO	1,52	10,54	13,75	13,33	9,66
Na <sub>2</sub> O	0,04	1,21	1,87	1,71	3,65
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,02	0,03	0,07	0,10
Li	7,0	2,9	1,0	0,5	5,1
K	40	440	360	750	2020
Rb	0,3	0,7	0,4	0,8	1,9
K/Rb	133	628	900	940	1060
Ba	5	10	9	8	15
Sr	7,7	80	81	85	133
Co	85	54	22	35	25
Ni	2000	360	92	145	78

1 — дунит; 2 — нижнее оливиновое габбро; 3 — верхнее диаллаговое габбро; 4 — диабаз; 5 — пиллоу-лава.

висячем крыле аллохтонной пластины, надвинутой на складчатые вулканогенно-терригенные палеогеновые породы. Офиолитовую ассоциацию слагают гипербазиты, представленные главным образом гарцбургитами с некоторой долей дунитов, пироксенитов и перидотитов. Слоистый комплекс представлен нижним мафическим габбро, более верхним обычным габбро, переходящим в габбро-диориты и диабазы, выделяется также большая серия амфиболитов. По-видимому, степень дифференциации этого офиолитового комплекса более высокая, так как в верхах слоистого комплекса появляются кварцсодержащие диориты. Одновременно можно полагать, что глубинность формирования офиолитов на Кумроче больше, чем на Камчатском мысу, так как в одноименных породах K/Rb отношение здесь гораздо меньше. В табл. 28 приведены средние составы главных составляющих офиолитового разреза.

Еще западнее, во внешней части Тихоокеанского подвижного пояса, примыкающего к древнедокембрийскому Яно-Колымскому и Чукотскому блокам, располагается Тайгонос-Западно-Корякская складчатая система, которая заложилась в раннем палеозое и длительно развивалась до конца мезозоя по типу островной дуги, обрамляющей с востока охотско-чукотский вулканогенный пояс. В ее составе имеется целый ряд офиолитовых комплексов: тайгоносский, пенжинский, усть-бельский, пекульнейский, которые де-

Средний состав пород офиолитового комплекса  
хребта Кумроч на Камчатке,  
по данным Э. И. Пополитова [1977]

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6
<i>n</i>	6	2	3	8	4	6
SiO <sub>2</sub>	39,38	43,96	41,73	50,46	56,47	51,66
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,42	0,96	0,88	0,60	0,85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	3,84	17,89	17,37	18,12	16,92
Fe	7,30	8,75	10,04	10,21	8,15	10,78
MnO	0,10	0,16	0,14	0,16	0,14	0,16
MgO	40,40	15,50	9,84	5,64	3,43	5,45
CaO	0,16	16,58	11,64	8,62	6,93	8,10
Na <sub>2</sub> O	0,17	0,41	1,41	3,78	4,17	3,95
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	0,04	0,06	0,08	0,07
Li	3,1	9,3	4,3	7,0	7,3	2,8
K	50	1680	1770	6840	8700	7340
Rb	—	2,2	7,2	8,7	18	12,1
K/Rb	—	760	—	786	485	606
Ba	24	61	173	340	420	313
Sr	10	165	350	540	420	360
V	50	340	500	350	255	417
Co	96	52	35	33	18	27
Ni	2800	350	137	65	28	64

1 — гарцбургит; 2 — верлит; 3 — мафическое габбро; 4 — габбро; 5 — диорит; 6 — амфиболит.

тально изучены Г. Е. Некрасовым [1976, 1978]. В офиолитах этого региона Г. Е. Некрасов выделяет два типа. Офиолиты первого типа выведены на поверхность в покровно-чешуйчатых элементах древних островных дуг и характеризуют собой фундамент островных дуг. Офиолиты второго типа формируются в зонах вторичного растяжения земной коры континентального типа. Гранулит-базитовый слой такой коры вскрывается в фундаменте Пекульнейского хребта и представлен комплексом метаморфических пород гранулитовой фации. Среди офиолитов первого типа выделяются комплексы относительно неглубокие, представленные гарцбургитами и дунитами, чередующимися с оливин-пироксеновыми габбро (Усть-Бельский массив), и комплексы более глубокого уровня, сложенные дунитами, гарцбургитами, верлитами, лерцолитами с линзами эклогитов и апоэклогитовых амфиболитов (Тайгоносский массив). Офиолиты разрывных зон в дорифейской кристаллической коре хорошо изучены в Пекульнейском хребте. Их разрез начинается линзовидно-полосчатыми лерцолитами, верлитами и дунитами, содержащими горизонты полосчатых гранат-шпинелевых вебстеритов, над ними располагается горизонт гранат-шпинелевых верлитов с линзами эклогитов. Вышележащая часть разреза состоит из чередующихся дунитов, гарцбургитов, верлитов, перекрытых полосчатым комплексом габбро. Усть-Бельский офиолитовый массив был осмотрен нами в 1970 г., а также

проанализированы образцы пород Усть-Бельского и Пекульнейского массивов из коллекции Г. Е. Некрасова. Средний состав пород представлен в табл. 29 и 30.

Таблица 29

Средний состав пород офиолитового комплекса  
Усть-Бельского массива (р. Анадырь)

Компо- ненты	1	2	3	4	5
<i>n</i>	1	3	7	3	1
SiO <sub>2</sub>	46,70	36,61	40,56	45,89	44,75
TiO <sub>2</sub>	0,18	0,10	0,9	0,26	0,27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,24	2,13	1,93	20,75	28,04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,46	5,39	1,59	1,27	0,98
FeO	6,96	6,13	6,34	4,01	1,81
MnO	0,26	0,22	0,23	0,10	0,04
MgO	27,83	38,44	41,87	9,88	7,49
CaO	5,73	0,15	0,80	12,68	12,94
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,034	0,035	0,028	0,026	0,026
K	160	70	100	340	2600
Na	900	280	620	11540	11300
Rb	0,3	0,2	0,3	0,5	3,0
Li	1,2	0,3	0,9	3	0,6
K/Rb	530	350	330	680	870
Sr	16	<10	<10	180	160
Ba	21	18	17	28	18
V	48	23	20	40	50
Cr	2000	2000	2200	230	160
Co	90	120	100	34	28
Ni	460	1000	1500	200	200

1 — лерцолит; 2 — дунит; 3 — гарцбургит; 4 — габбро; 5 — лейкократовые габбро.

Таблица 30

Средний состав пород офиолитового комплекса  
хребта Пекульней (р. Анадырь)

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6
<i>n</i>	4	5	3	4	2	2
SiO <sub>2</sub>	36,76	45,11	39,43	43,88	44,76	43,30
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,19	0,23	0,30	0,20	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,86	4,01	6,87	11,10	18,08	30,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,62	2,52	4,09	2,21	1,78	0,65
FeO	6,41	5,22	7,24	7,00	5,51	2,65
MnO	0,22	0,18	0,23	0,19	0,15	0,05
MgO	42,24	26,04	28,80	19,54	13,24	6,07
CaO	0,81	12,66	6,07	9,78	13,78	15,34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,032	0,032	0,040	0,044	0,037	0,018
K	60	120	220	530	290	200
Na	300	1000	1600	2800	3400	4100
Rb	0,2	0,3	0,5	0,9	0,4	0,2

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6
Li	0,6	0,8	0,8	1,2	0,5	0,2
K/Rb	300	400	440	550	700	1000
Sr	<10	18	12	115	240	260
Ba	18	16	20	28	25	22
V	15	90	38	100	110	130
Cr	2500	1800	2000	600	340	130
Co	130	100	100	90	57	30
Ni	1100	450	1000	210	100	60

1 — дунит; 2 — верлит; 3 — мафическое габбро; 4 — меланократовое габбро; 5 — среднее габбро; 6 — лейкократовое габбро.

### Офиолиты Альпийского подвижного пояса

Для Средиземноморского подвижного пояса хорошим примером офиолитового комплекса является массив Троодос на Кипре. Э. Л. Мурс и Ф. Дж. Вайн [1973] описали его как пример древней океанической коры. Миасиро [Miyashiro, 1973] обратил внимание на состав перекрывающих его вулканитов, которые ничего общего не имеют с океаническими базальтами, а являются островодужной известково-щелочной вулканической ассоциацией. В развернувшейся дискуссии возникли два альтернативных мнения: 1) массив Троодос как реликт океанической коры срединно-океанического хребта; 2) массив Троодос — это основание развитой островной дуги.

В составе массива Троодос выделяются следующие элементы: 1) плутонический комплекс, представленный гарцбургитами, дунитами, оливиновыми пироксенитами, габбро, уралитизированными габбро и амфиболитизированными кварцевыми диоритами; 2) между нижним плутоническим и верхним вулканическим находится дайковый комплекс, расположенный как в верхах (в диоритах) слоистого габбрового комплекса, так и в низах вулканических подушечных лав; 3) вулканический комплекс подушечных лав, разделяется на две свиты: нижнюю, которая представлена андезито-базальтами, кератофирами, андезитами, и верхнюю — базальтами, оливиновыми базальтами, ультраосновными подушечными лавами.

Сейчас имеется большой геохимический материал по офиолитовому комплексу массива Троодос [Kay, Schnehal, 1976]. Он показывает, что гипербазит-габбровая часть разреза чрезвычайно дифференцирована, крайние члены нижней и верхней части разреза различаются по содержаниям ряда элементов на 2—3 порядка (в 1000 раз). Самые верхние диабазы параллельных даек и пиллоу-лавы логически не продолжают гипербазит-габбровый разрез, они оторваны от верхних диоритов и химически и по времени образования. Геохимические особенности вулканической серии ясно

определяют ее как известково-щелочную серию зрелой островной дуги. Средние химические анализы по офиолитовому комплексу массива Троодос приведены в табл. 31

Офиолитовый разрез о. Пиндос (Греция) близок разрезу массива Троодос [Montigny et al., 1973]. В табл. 32 приведены данные по составу типичных пород офиолитового разреза серпентинитов и дунитов, габброидов от мафических к лейкократовым разностям, альбитофиров (диоритов), венчающих слоистый комплекс, и, наконец, спилитизированных пиллоу-лав верхней базальтовой части разреза. В работе имеются также сведения о содержании редких земель в офиолитовых породах. Диаграмма распределения редких земель демонстрирует зеркальное соответствие кривых для гипербазитов, с одной стороны, и габброидов слоистого комплекса — с другой. Такая комплементарность состава гипербазитов и габброидов в отношении редких земель согласуется с остаточной природой гипербазитов и выплавлением габброидного материала из гипербазитового.

Для Средиземноморского подвижного пояса имеются хорошие геохимические материалы по офиолитовому комплексу. о. Корсика [Beccaluva et al., 1977]. Здесь выделяются: 1) плутонический комплекс гипербазитов и габбро, среди последних снизу вверх выделяются троктолиты, эфотиды (диоксид-плаггиоклазовое габбро), промежуточное габбро, феррогаббро, плаггиограниты; 2) гиабис-

Таблица 31

Средний состав пород офиолитового комплекса массива Троодос  
[Kay, Senechal, 1976; Coleman, 1977; Pearce, 1975]

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
<i>n</i>	4	2	4	5	6	—	—
SiO <sub>2</sub>	38,12	45,35	51,6	67,7	59,7	56,36	52,65
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,06	0,20	0,60	0,9	1,03	0,42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,62	9,70	16,53	14,0	14,9	16,49	15,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,37	9,00	7,0	6,3	8,4	—	—
FeO	3,33	—	—	—	—	10,37	9,56
MgO	35,67	28,5	7,6	1,3	5,8	7,07	8,13
CaO	0,65	7,2	13,9	4,8	6,4	4,63	9,36
Na <sub>2</sub> O	0,04	0,20	0,80	3,0	3,5	3,65	1,73
K <sub>2</sub> O	0,02	0,05	0,11	0,30	0,33	0,39	2,45
P <sub>2</sub> O	0,03	—	0,03	0,12	—	—	—
Rb	1	1,1	1,6	2,3	4,9	7	29
Ba	0,8	1,1	7,2	17	22	—	—
Sr	7	27	82	125	119	100	110
Zr	—	—	8,0	68	47	66	20
V	—	—	420	30	—	—	—
Cr	1230	—	150	—	—	95	380
Co	—	—	20	7	—	—	—
Ni	1100	850	61	10	48	—	—

1 — дуниты и гарцбургиты; 2 — мафическое габбро; 3 — уралитовое габбро; 4 — кварцевый диорит; 5 — параллельные дайки; 6 — нижняя пиллоу-лава; 7 — верхняя пиллоу-лава.

Средний состав пород офиолитового комплекса о. Пиндос, Греция  
[Montigny et al., 1973]

Компо- ненты	1	2	3	4	5
<i>n</i>	2	2	2	2	2
SiO <sub>2</sub>	40,20	43,29	48,57	58,74	54,30
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,14	1,15	1,08	0,62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,71	14,92	16,38	13,87	15,29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,60	6,42	9,67	10,45	10,03
MnO	0,12	0,13	0,11	—	0,12
MgO	34,28	15,44	7,24	3,69	5,86
CaO	1,52	12,64	11,77	2,85	4,29
Na <sub>2</sub> O	0,10	1,06	2,99	4,65	4,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,03	0,13	0,10	0,07
K	60	121	740	5750	8880
Rb	0,21	0,18	0,47	5,87	14,4
K/Rb	300	672	1500	980	617
Ba	2,6	3,2	5,7	51,5	80,5
Sr	2,8	55,3	151	94	138
V	38	88	250	—	265
Cr	2140	1000	185	—	68
Co	60	62	50	—	51
Ni	1700	625	105	—	40

1 — гипербазит; 2 — мафическое габбро; 3 — лейкократовое габбро; 4 — альбитофир; 5 — спилит.

сальный вулканический комплекс, в котором снизу вверх обособляются силлы и дайки недифференцированных долеритов и пиллоу-лавы. По-видимому, речь идет о сильно дифференцированном офиолитовом разрезе, так как слоистый комплекс включает в себя многочисленные и контрастные по составу члены (табл. 33).

Из Альпийского подвижного пояса хорошо известны верхнемезозойские офиолиты Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. Автор осмотрел их в 1977 г. в составе международной экскурсии, проводимой А. Л. Книппером. Следует заметить, что геология офиолитов Малого Кавказа чрезвычайно сложна, изучается она многие десятки лет большим числом геологов, но многие вопросы геологической интерпретации имеющихся данных до сих пор спорны.

Собственно традиционным взглядам интрузивного происхождения гипербазитов и габбро, внедрившихся в геосинклинальные отложения на позднегеосинклинальном этапе (в конце сантонского или в начале эоценового времени), противопоставлена другая точка зрения об океаническом происхождении офиолитов, о холодном перемещении офиолитовых пластин в допозднемеловое доальбское время с формированием специфических образований тектонического и осадочного генезиса — меланжа, олистостром и олистолитов. Поскольку рассмотрение спорных геологических вопросов выходит за рамки настоящей работы, то в отношении геоло-

Средние составы пород офиолитового комплекса о. Корсика  
[Beccaluva et al., 1977]

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7
<i>n</i>	6	4	3	3	3	4	4
SiO <sub>2</sub>	40,98	45,59	49,00	46,88	69,61	51,58	48,66
TiO <sub>2</sub>	0,08	0,10	0,50	3,74	0,38	2,00	1,94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,15	17,82	15,66	12,77	15,20	14,41	15,22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,44	4,70	5,44	16,70	1,54	9,98	10,89
MnO	0,10	0,08	0,09	0,20	0,02	0,15	0,19
MgO	35,75	13,85	9,85	6,18	1,25	6,64	8,20
CaO	2,25	9,92	12,61	5,01	0,63	7,22	6,44
Na <sub>2</sub> O	—	2,05	3,21	5,63	8,57	4,72	4,56
K <sub>2</sub> O	—	<0,01	<0,01	0,05	<0,07	0,36	0,37
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,02	0,02	0,19	0,07	0,20	0,20
Li	—	2	8	22	11	8	16
Sr	—	125	138	52	20	92	88
Zr	—	18	34	276	950	172	148
V	73	41	136	371	—	264	262
Cr	3545	695	707	45	—	207	98
Co	104	50	56	48	10	42	44
Ni	2560	535	179	83	42	95	96

1 — гипербазит; 2 — троктолит; 3 — габбро; 4 — феррогаббро; 5 — плагиогранит; 6 — базальт даек; 7 — долерит.

гических данных следует отослать читателя к оригинальным работам Э. Ш. Шикалибейли, С. Б. Абовяна, С. Д. Соколова, А. Л. Книппера, М. Г. Ломизе.

Не касаясь геологических особенностей Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа, можно полагать, что мы имеем здесь дело с типичными членами офиолитового разреза. Гипербазитовая часть представлена серпентинитами, дунитами и гарцбургитами. Среди хорошо представленного слоистого комплекса выделяются верлитовые и пироксенитовые члены, троктолиты, габбро-норигы, анортозиты, амфиболовое габбро. Имеются также небольшие рвущие тела плагиогранитов. Наконец, хорошо и обильно представлены верхние пиллоу-лавы. Следует сказать, что собственно гипербазитовая часть представлена на Малом Кавказе плохо. Это или полуразложившиеся серпентиниты в составе тектонического меланжа или свежие дуниты и гарцбургиты, но в составе слоистого комплекса, т. е. они могут относиться к кумулятам габброидной магмы, а не к древнему гипербазитовому субстрату. Нет здесь и хорошо выраженного комплекса параллельных даек.

Следует добавить также, что в слоистом габбровом комплексе отмечаются ксенолиты древних метаморфических пород. Так остроугольные глыбы рассланцованного амфиболита были найдены в массивном слоистом габбро по р. Тертер. В габброидах около оз. Севан наблюдались очень крупные глыбы (типа плавающих

Средние составы пород офиолитового комплекса Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>n</i>	7	2	3	1	4	4	4	4	5
SiO <sub>2</sub>	36,50	41,02	39,20	50,40	42,69	41,65	47,86	54,36	50,63
TiO <sub>2</sub>	—	—	0,03	0,03	0,08	0,10	0,23	1,75	1,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,80	0,55	5,23	2,51	9,38	19,76	16,23	14,14	15,25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,55	6,30	3,39	1,93	2,39	1,34	2,01	5,91	5,81
FeO	3,07	1,43	4,79	3,62	5,39	3,00	4,18	5,61	4,24
MnO	0,12	0,07	0,13	0,10	0,11	0,07	0,09	0,16	0,15
MgO	39,00	35,62	32,81	21,41	24,48	15,37	7,67	4,05	4,70
CaO	0,42	1,59	5,01	15,85	6,12	10,67	13,60	4,56	7,40
Li	0,5	3	2	3	3	3	6	7	9
Na	1260	1600	2600	4600	7500	12700	17300	40000	35000
K	260	230	380	450	1250	1450	1750	4700	4600
Rb	0,35	0,3	0,45	0,54	1,5	1,6	1,8	4,1	4,6
K/Rb	740	770	840	830	840	900	970	1150	1000
Sr	3	3	20	110	340	400	520	150	160
Ba	10	10	30	36	40	55	60	20	30
V	54	44	50	80	150	160	150	260	200
Cr	3700	2000	3000	2200	900	400	200	500	150
Co	190	100	70	60	80	40	25	25	20
Ni	3500	3000	3500	350	200	200	200	48	50

1 — дунит; 2 — гарцбургит; 3 — перидотит; 4 — клинопироксенит; 5 — меланократовое габбро; 6 — мезократовое габбро; 7 — лейкократовое габбро; 8 — диабаз даек; 9 — пиллоу-базальты.

Примечание. Все ультраосновные породы из слонского комплекса; дайковый комплекс из окрестностей д. Кылыкчи.

рифов) амфиболитов и амфиболовых гнейсов. В глыбах метаморфических пород фиксируется не менее трех этапов деформации, тогда как вмещающий слоистый комплекс характеризуется массивной текстурой. Все это позволяет предположить, что имеется комплекс основных и кислых метаморфических пород, более древний, чем офиолитовый, отдельные глыбы древних метаморфических пород из кристаллического основания были захвачены габброидной магмой и подняты в верхние горизонты. Геохимические данные по офиолитам Севано-Акеринской зоны приведены в табл. 34.

### Палеозойские офиолиты Урало-Монгольского и Аппалачского подвижных поясов

Относительно древние, раннепалеозойские офиолитовые комплексы известны в Урало-Монгольском складчатом поясе и в Аппалачском поясе Северной Америки. По тем и другим имеется ряд геохимических материалов.

Офиолитовые комплексы Урала приурочиваются к Главному Уральскому глубинному разлому, который разграничивает мио- и эвгеосинклинальные области уральской складчатой системы. Наиболее полный типовой разрез офиолитового комплекса ордовикского возраста обнажается в пределах крупнейшего Войкар-Сыньинского массива, детально описанного Г. Н. Савельевой и А. А. Савельевым [1977].

В Войкар-Сыньинском массиве с запада на восток прослеживается субслоистый офиолитовый разрез. Нижняя часть его выделяется в дунит-гарцбургитовую формацию, в составе сетчато-полосчатых, многократно деформированных гарцбургитов, дунитов, в редких случаях лерцолитов. Выше разрез надстраивается дунит-клинопироксенит-габбровой формацией, соотношения которой с нижележащей дунит-гарцбургитовой формацией в общем несогласны. В этой формации преобладают клинопироксениты, обычные габбро эвкритового типа (диопсид-анортитовые), троктолиты, анортзиты. В верхах габброидного комплекса широкое распространение получают габбро-амфиболиты и амфиболиты, а непосредственно выше прослеживается широкая полоса диорит-тоналит-плагиогранитной ассоциации. Имеется и комплекс диабазов параллельных даек, однако Г. Н. и А. А. Савельевы полагают, что дайковый комплекс предшествовал плагиогранит-тоналитовому, последний развивался не как член слоистого комплекса, а много позже как самостоятельная формация в стадии глубинного шарьирования и скучивания. Средние составы типичных членов офиолитовой серии Войкаро-Сыньинского массива приведены в табл. 35.

В противоположном конце Урало-Монгольского складчатого пояса, в центральной Монголии хорошо описан раннепалеозойский офиолитовый комплекс хребта Хан-Тайшир [Зоненшайн, Кузьмин, 1978], который состоит из сильно дифференцированных гипербази-

Средний состав пород офиолитового комплекса Полярного Урала,  
по данным Г. Н. Савельевой [1978] и Э. И. Пополитова [1977]

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
<i>n</i>	8	4	4	5	3	4	2	4
SiO <sub>2</sub>	36,81	43,27	44,55	50,67	45,93	45,51	59,10	49,10
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,06	0,19	0,22	0,19	0,27	0,28	0,66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,10	1,31	2,37	3,89	10,67	19,50	16,7	16,97
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,43	1,94	2,91	2,31	2,54	3,31	1,6	1,76
FeO	5,64	6,08	5,80	3,08	6,01	7,80	6,4	7,62
MnO	0,17	0,13	0,14	0,14	0,15	0,16	0,1	0,11
MgO	41,08	42,14	30,95	19,87	20,90	8,70	3,3	7,81
CaO	0,55	0,76	7,97	16,59	10,34	12,37	6,4	10,28
Na <sub>2</sub> O	0,14	0,11	0,31	0,61	0,61	1,00	3,48	2,60
K <sub>2</sub> O	0,07	0,06	0,06	0,08	0,08	0,05	1,44	0,11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,08	0,12	0,09	0,08	0,10	0,18	0,01
Li	0,6	0,7	1,0	1,2	0,9	0,9	0,7	—
K	103	45	60	68	180	1480	11 500	—
Rb	0,24	0,27	0,5	0,24	0,6	1,8	1	—
K/Rb	430	116	120	163	300	822	1 100	—
Ba	11,4	2,4	4,6	8,5	9,3	15,5	50	—
Sr	12	13	13	22	95	216	162	—
V	48	47	72	120	133	285	14	240
Cr	2000	2000	1590	2000	1400	64	20	170
Co	158	111	110	77	106	33	15	42
Ni	2015	1950	700	565	530	54	26	110

1 — дунит; 2 — гарцбургит; 3 — верлит; 4 — клинопироксенит; 5 — троктолит; 6 — габбро-норит; 7 — плагиогранит; 8 — диабаз даек.

тов, пироксенитов, габбро, пластинчатой серии параллельных даек, подушечных лав и осадочной толщи. Офиолиты хребта Хан-Тайшир слагают серию тектонических чешуй, в отдельных пластинах наблюдается первичный разрез офиолитов, обладающий отчетливой расслоенностью. Выделяются следующие члены. Гипербазиты, представленные аподунитовыми и апогарцбургитовыми серпентинитами, многократно деформированы. Выше по разрезу появляются пироксениты и пироксеновое габбро. В верхней части габбро наблюдается комплекс параллельных даек. Междайковый материал представлен перетертым и катаклазированным габбро, обогащенным кремнеземом и щелочами и по составу приближающимся к диориту. Верхние подушечные лавы представлены низкокалиевыми кварцсодержащими толеитами и андезито-базальтами, претерпевшими зеленокаменное изменение. Средний состав пород представлен в табл. 36.

Хорошо известны раннепалеозойские (раннеордовикские) офиолиты о. Ньюфаундленд, относящиеся к Аппалачскому складчатому поясу. Аналогичные офиолиты раннеордовикского возраста описаны и на материковой части Аппалачского пояса в южном Квебеке, где они представлены сложным комплексом дунитов, гарцбургитов, пироксенитов, габбро и диоритов.

На о. Ньюфаундленд наиболее полные разрезы обнажаются в западной части, в заливах Бей-оф-Айлендс и Бетс-Ков [Strong, 1973; Williams, Nalpas, 1972; Малпас и Стевенс, 1977]. Здесь выделены следующие геологические элементы: 1) докембрийский кристаллический фундамент, который является частью гренвилльского фундамента Канадского щита; 2) перекрывающий его осадочный чехол нижнекембрийских песчаников, сланцев и известняков; 3) тектонические покровы с осадочными породами от нижнего кембрия до ордовика; 4) тектонические чешуи с офиолитами и осадочными породами. Офиолиты западного Ньюфаундленда формируют четыре массива разной полноты и сохранности, но все они включают ультраосновные породы и везде сопровождаются динамотермальными ореолами, где метаморфизм достигает амфиболитовой фации. В низах офиолитового разреза залегают шпиделевые лерцолиты. Предполагается, что это близкий к первичному, но все же частично истощенный материал верхней мантии. Выше залегают слои гарцбургитов — это основная часть офиолитового разреза, в котором имеются прослои и линзы дунитов и энстатитов. Дуниты встречаются спорадически по всему разрезу, но имеется и мощная зона в 350 м, залегающая выше гарцбургитов. Переходная серия к габбро представлена дунитами, клинопироксенитами, переслаивающимися с норитами, троктолитами и анортозитами. Сами габброиды слагают равный объем с гипербазитами и обычно слоисты. Анортитовые габбро вверх по разрезу переходят в меланократовые габбро. Диориты, сложенные альбитом или олигоклазом, кварцем, эпидотом, пересекают габброиды и встречаются среди диабазовых даек. Комплекс параллельных даек представлен метавулканическими образованиями, ме-

Средний состав пород офиолитового комплекса Хан-Тайшир в Монголии,  
по данным Л. П. Зоненшайна и М. И. Кузьмина [1978]

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
<i>n</i>	5	8	6	7	4	4	6	9
SiO <sub>2</sub>	42,24	47,27	51,39	49,05	57,81	55,81	54,87	54,44
TiO <sub>2</sub>	—	0,01	0,05	0,12	0,26	0,14	0,17	0,39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,52	0,81	3,00	18,43	13,87	13,95	12,55	14,35
FeO	8,87	9,83	10,43	7,74	6,50	7,51	8,27	10,35
MnO	0,13	0,15	0,24	0,13	0,12	0,12	0,16	0,18
MgO	46,19	38,50	22,79	7,16	7,09	8,83	10,21	6,24
CaO	0,42	3,71	8,98	12,54	6,74	9,60	7,12	5,35
Li	4,0	1,8	1,4	3,2	1,6	2,2	2,3	3,6
Na	220	515	880	8600	27 500	24 400	22 600	32 000
K	170	170	170	415	4 600	840	2 200	1 000
Rb	1,4	0,75	0,56	0,7	4,6	1,2	2,2	1,8
K/Rb	93	187	231	614	1 000	700	1 000	565
Ba	15	17	13	19	92	22	34	38
Sr	6	10	10	19	82	38	64	86
Ti	9	79	368	630	1 812	1 512	920	2346
V	41	86	157	181	172	91	220	208
Cr	3760	3300	1475	183	405	234	750	249
Co	172	144	134	64	51	43	68	31
Ni	1800	1200	520	187	120	125	150	75

1 — гипербазит (низы разреза); 2 — гипербазит (верхи разреза); 3 — пироксениты; 4 — габбро; 5 — диориты; 6 — диабазы из даек в габбро;  
7 — диабазы параллельных даек; 8 — диабазы подушечных лав.

Средний состав пород офиолитовых комплексов Ньюфаундленда

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6
<i>n</i>	19	2	6	3	—	—
SiO <sub>2</sub>	45,05	47,9	49,1	47,1	52,84	54,57
TiO <sub>2</sub>	—	0,65	1,00	1,6	0,64	0,96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,52	18,20	15,0	15,1	16,41	17,42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	1,4	1,6	3,5	2,87	3,04
FeO	7,82	5,3	7,5	5,8	6,58	5,97
MnO	0,11	0,1	0,2	0,1	0,16	0,16
MgO	45,00	7,7	7,5	5,7	7,01	4,74
CaO	0,80	12,7	8,9	9,9	9,77	9,22
Na <sub>2</sub> O	—	2,85	3,6	4,3	3,14	3,86
K <sub>2</sub> O	—	0,3	0,24	0,6	0,36	0,76
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	0,1	0,2	0,18	0,22
Rb	—	5	7,7	7	13	12
Ba	—	48	113	70	64	184
Sr	—	226	210	119	151	237
Zr	—	53	87	167	47	82
V	—	50	66	74	—	—
Cr	2200	144	225	113	84	52
Co	—	46	37	39	—	—
Ni	2400	73	66	41	52	32

1 — перидотит [Irving, Findley, 1972]; 2, 3, 4 — габбро, базальт параллельных даек и пиллоу-лав западного Ньюфаундленда [Williams, Nalpas, 1972]; 5, 6 — базальт параллельных даек и пиллоу-лав центрального Ньюфаундленда [Strong, 1973].

таморфизованными в зеленосланцевой до низких ступеней амфиболитовой фации. Офиолитовый комплекс венчают подушечные лавы и осадочные породы, грубозернистые, плохо отсортированные и совсем не похожие на глубоководные осадки. Некоторые анализы пород офиолитовых комплексов Ньюфаундленда приведены в табл. 37.

### Общие представления о континентальных офиолитовых разрезах

В гипербазитовой части офиолитового разреза фиксируются сильные пластические деформации, а кроме того, гипербазиты часто перекристаллизованы и имеют метаморфический облик. По составу различаются дунит-гарцбургитовый тип и менее распространенный лерцолитовый подтип. Дунит-гарцбургитовый тип офиолитовых комплексов наиболее распространен. В его составе решительно преобладают гарцбургиты со значительной добавкой, редко преобладающим, дунитов. Как правило, это сильно деформированные породы. Следует различать деформированные метаморфические дуниты и гарцбургиты нижней части офиолитового разреза и дуниты и гарцбургиты кумулятивного происхождения

в более верхнем габброидном комплексе. В достаточно мощных гипербазитовых разрезах внизу дунит-гарцбургитового слоя являются шпинелевые лерцолиты, которые трактуются как первичный верхнемантийный материал.

Отсутствие достоверных высокотемпературных контактов вокруг ультраосновных пород, повсеместные тектонические контакты и исключительно высокая деформированность вызывают предположение о протрузивном механизме внедрения и о мантийном происхождении дунит-гарцбургитовой части офиолитового разреза. Одновременно существуют факты, свидетельствующие, что не всегда дунит-гарцбургитовые массы внедрялись холодными. Так, в Новой Зеландии и на Ньюфаундленде вокруг дунит-гарцбургитовых комплексов фиксируется большой термальный ореол во вмещающих осадочно-вулканогенных породах. По химическим данным гарцбургиты и дуниты оказываются предельно остаточными породами (после выплавления габбро) с чрезвычайно низким содержанием литофильных элементов, в том числе и малых литофильных элементов. Прямое приравнивание этого комплекса к веществу континентальной верхней мантии не правомерно, так как этот мантийный материал очень сильно переработан.

Лерцолитовый подтип офиолитов известен в нескольких местах (Альпы, Корсика). Он хорошо описан в массиве Ланцо в западных Альпах на границе альпийской структуры и более древнего кристаллического фундамента зоны Ивреа. Детальное изучение истории деформаций позволило установить, что его становление произошло в горячем состоянии при пластическом течении нагретых масс. Считается, что деформированный диапир лерцолитов Ланцо представляет собой мантийный материал, подстилающий континентальную кору. Очевидно, что лерцолитовый подтип альпинотипных гипербазитов характеризует корневую часть офиолитовых разрезов. Как правило, лерцолитовый подтип не содержит верхних членов офиолитовых разрезов — габбро, диабазов, пиллоу-лав — и характеризуется высокотемпературными метаморфическими ореолами. Петрографически он хорошо отличается повышенным содержанием клинопироксена, иногда плагиоклаза. Соответственно химически он отличается повышенным содержанием глинозема и извести и пониженным отношением  $MgO/(MgO + FeO)$ .

Габброидный слоистый комплекс залегает выше гипербазитового, но тесно с ним связан. По-видимому, время становления габброидного комплекса примерно соответствует последней стадии высокотемпературных процессов в гипербазитах. Существуют две основные точки зрения на происхождение габброидного комплекса. По одной из них предполагается магматический способ их образования с кумулятивной отсадкой кристаллов и образованием отдельных прослоев и частей габброидного комплекса в результате кристаллизационной дифференциации на месте. По другой — утверждается метасоматический способ их образования при метасоматической габбродизации ультрабазитов и серпентинитов.

Этой точке зрения противоречат явные признаки высокотемпературного происхождения габбро, наличие высокотемпературных расплавных включений, высокие температуры образования пироксенов по петрологическим термометрам. Такие факты не позволяют согласиться с метасоматической концепцией формирования габбрового слоя.

В свежих гипербазитах о. Новая Гвинея можно наблюдать многочисленные тонкие и тончайшие протяженные прожилки лейкократового материала, выплавление которого из гипербазита представляется несомненным. Местами такие лейкократовые прожилки сгущаются. Вполне можно допустить, что этот лейкократовый материал может выжиматься в верхние горизонты и давать начало габброидной магме.

Выделившаяся габброидная магма застывает далеко не сразу и испытывает сложный процесс дифференциации с обособлением ультрамафических кумулятивных членов, мафических полосчатых габбро и верхних лейкократовых габбро. В исходной магме происходит кристаллизация оливина, энстатита, клинопироксена, плагиоклаза, хромита. Эти минералы могут осаждаться и формировать слоистые породы кумулятивного происхождения. Ультрамафические и мафические кумуляты отличаются разной примесью хромита и отношением магния к железу, первые имеют  $MgO/(MgO+FeO)=0,7-0,8$ ; вторые  $0,7-0,2$ . Ультрамафические кумуляты дунитового и гарцбургитового состава (особенно дуниты) очень похожи на метаморфические ультрабазиты нижнего слоя. Отличия заключаются лишь в разной магнезиальности, а также в повышенном содержании алюминия и кальция в кумулятивных гипербазитах. Хромит в ультраосновных кумулятах имеет более высокое отношение  $Cr/Al$ , чем в гипербазитах нижнего слоя. Различия ультраосновных пород нижнего и среднего члена офиолитовой ассоциации всегда подчеркивались на Урале с выделением двух формаций: 1) дунит-гарцбургитовой и 2) дунит-пироксенит-габбровой [Соболев, 1965].

Снизу вверх состав слоистого комплекса изменяется. Обычно в зоне перехода от нижележащих гипербазитов наблюдается переслаивание габбро с пироксенитами и верлитами, здесь же много прослоев кумулятных дунитов и гарцбургитов. Выше по разрезу количество и мощность габбровых прослоев увеличивается и верхняя часть слоистого комплекса нередко сложена чистым анортитовым габбро с прослоями мономинеральных анортозитов. В полных разрезах вслед за лейкократовым габбро появляется снова меланократовое габбро, но повышенной железистости. Это или диаллаговые габбро или феррогаббро с обильным титаномagnetитом. В наиболее полных разрезах сверху появляются диориты, рассеянные дайками плагиогранитов, тоналитов и трондьемитов. Это полевошпатовые породы, богатые натрием, но отличные от нормальных гранитоидов. Они располагаются в верхней части габбрового комплекса и ассоциируют с диабазовыми дайками, часто они образуют дайки и жилы среди комплекса параллель-

ных даёк. Геологические наблюдения [Тайер, 1977] показывают, что большинство основных даек моложе, чем плагиограниты, но те и другие несомненно моложе габбро. Диорит-плагиогранитная часть слоистого комплекса обычно невелика по объёму ( $<5\%$ ). Светлые трондьемитовые, тоналитовые и плагиогранитные прослои тесно связаны с габбро, их генетическая связь с габбро прослеживается на петрохимических и геохимических диаграммах.

В ряде районов описаны тектонические деформации с образованием бластомилонитовых структур пластичного течения материала, которым охвачены и габбро и нижний гипербазитовый комплекс. Однако ни параллельные дайки, ни пиллоу-лавы не несут деформаций такого рода. Это заставляет предполагать достаточно тесную связь слоистого комплекса с нижележащими гипербазитами и совершенно другой временной интервал становления вулканического комплекса.

Петрологические материалы свидетельствуют о повсеместной устойчивости ассоциации оливин+плагноклаз, что говорит о малой глубине формирования слоистого комплекса ( $p < 5.7 \times 10^8$  Па), при более высоких давлениях оливин-пироксен-плагноклазовые ассоциации должны смениться парагенезисами оливина и пироксенов со шпинелью, а потом с гранатом. Одновременно наличие плагноклаз-оливин-пироксеновых парагенезисов свидетельствует о высоких температурах кристаллизации, которые даже в мокрых условиях должны приближаться к  $1000^\circ\text{C}$ . На диаграмме  $T-p$  (рис. 37) схематически изображены ступени кристаллизации порообразующих минералов и эвтектических пар минералов в мокрых условиях. Температурная последовательность кристаллизации минеральных ассоциаций совпадает с офиолитовой последовательностью минеральных парагенезисов слоистого комплекса (параллельная колонка) и можно полагать, что офиолитовая расслоенность регулируется главным образом температурным градиентом в верхах разреза.

Как можно судить по рис. 37 офиолитовое расслоение вещества требует определенных и специфических условий, а именно: высокой температуры на относительно малой глубине. Таких условий можно ожидать в рифтовой системе срединно-океанических хребтов. В континентальных областях такие условия могут создаваться в геосинклинальных подвижных поясах. Требование малой глубинности может реализоваться при перемещении ультраосновного материала вверх по зонам разрыва и растяжения, по шовным зонам, разделяющим разновозрастные блоки кристаллического фундамента. Флюидный поток, окисление ювенильного водорода может способствовать разогреву, выплавлению и расслоению габброидного комплекса. Появившаяся в результате окисления водорода вода может снижать температуру плавления и кристаллизации минеральных ассоциаций слоистого комплекса.

Гипабиссальные вулканы слагают верхний этаж офиолитовых разрезов. Преобладают представления о значительном временном отрыве верхнего базальтового комплекса от более древ-

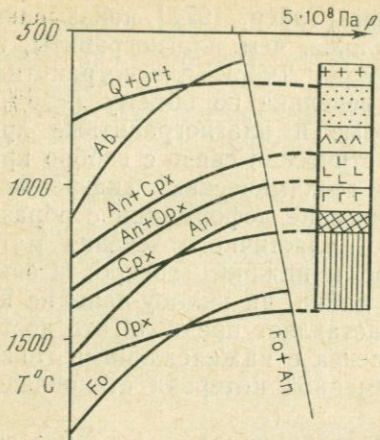


Рис. 37. Диаграмма  $T-p$  ступеней кристаллизации минеральных ассоциаций гипербазит-габбровых комплексов.

1 — диориты; 2 — лейкогаббро; 3 — габбро-диаллагиты; 4 — габбро-нориты; 5 — троктолиты; 6 — клинопироксениты; 7 — дуниты и гарцбургиты

него гипербазит-габбрового. В вулканическом комплексе различаются: 1) нижний комплекс параллельных даек и 2) верхний слой пиллоу-лав, переслаивающихся с осадками. Дайки часто параллельны друг другу и параллельны простиранию всей структуры офиолитового пояса. Нередко дайки очень плотно прилегают друг к другу и почти нацело слагают крупные объемы обнажений. В большинстве случаев дайки располагаются в верхней части габброидного комплекса, рассекают габброиды, но вниз не выходят за пределы габбро. Очень редко дайки рассекают гипербазиты. Нижние части даек иногда как бы растворяются в габбро. Т. П. Тайер [1977] полагает, что комплекс параллельных даек является скорее редким, чем обычным компонентом офиолитового разреза, а его структурные соотношения с основными изверженными породами не могут быть объяснены с позиции концепции спредингга.

Понять геологические соотношения комплекса параллельных даек с вмещающими их породами можно только в том случае, если предположить, что внедрение базальтов идет сквозь полурасплавленную и не застывшую окончательно массу слоистого комплекса. В верхней, уже застывшей корке слоистого комплекса формируется ряд жестких трещин контракционного происхождения и эти трещины заполняются базальтом параллельных даек. Подводящие же каналы пережимаются пластичным материалом габбро слоистого комплекса. В результате в самом габбро и в гипербазитах почти не бывает даек базальтов и долеритов.

Самые верхние слои офиолитовых комплексов представлены покровами и потоками подушечных лав, переслаивающихся с осадочными породами. Мощность слоя гипабиссальных вулканитов варьирует от 0,5 до 5 км. Пиллоу-лавы чаще представлены спиллитами, обогащенными натрием, но встречаются и вполне свежие базальты. Петрографические наблюдения показывают типичную офиолитовую структуру с лейстами плагиоклаза, интерстициальным

клинороксеном и стеклом. Магмы варьируют по составу. Это бывают толеиты с нормативным кварцем и гиперстеном, реже оливиновые толеиты или известково-щелочные базальты и андезиты.

В офиолитовых разрезах нередко вместе с габбро и гипербазитами встречаются и другие основные породы, такие, как амфиболиты, пироксеновые основные кристаллические сланцы, пироксеновые и амфиболовые гнейсы. Происхождение таких пород может быть разным. Иногда явной амфиболитизации подвергаются габброиды слоистого комплекса. В конечном итоге могут получаться амфиболовые габбро, вплоть до настоящих амфиболитов.

В других случаях амфиболиты следует относить к метаморфическим породам более древним, чем сам слоистый комплекс. Так, на Малом Кавказе, в массивных слоистых габбро обнаруживаются ксенолиты малых и больших размеров амфиболитов, амфиболовых и биотитовых гнейсов. Изучение внутренней структуры таких ксенолитов показывает, что они многократно деформированы, тогда как вмещающие их габброиды массивны. Напрашивается вывод, что амфиболиты и амфиболовые гнейсы являются реликтами фундамента, более древнего, чем габбро и весь офиолитовый комплекс.

Отметив типичные примеры офиолитовых комплексов кайнозойского, мезозойского и палеозойского времени следовало бы привести примеры и докембрийских офиолитов. Однако в мировой литературе мы не нашли хорошего примера докембрийских офиолитов, где ясно была бы выражена химически взаимосвязанная серия гипербазитов и слоистого габбро. Теперь, когда наши знания об офиолитах углубились, становится понятным, что нельзя любые сочетания амфиболитов и основных кристаллических сланцев с ультрабазитами огульно именовать офиолитовым комплексом. В докембрийских зеленокаменных поясах часто описывают сочетание ультраосновных коматитовых лав с толеитовыми базальтами. Это, конечно, не расслоенная офиолитовая серия. Кроме того, в пространственных линейных поясах метаморфических пород амфиболитовой и гранулитовой фаций отмечаются многочисленные мелкие тела ультрабазитов, но они не сопровождаются слоистым габбро, в то же время ассоциирующие с ними метаморфические основные породы являются полными химическими аналогами базальтов, а не офиолитовых габбро. Заметим, что офиолитовые габброиды характеризуются особым химическим составом, не соответствующим ни одной интрузивной или вулканической породе.

Помимо довольно многочисленных работ, посвященных докембрийским офиолитам, существуют и другие, в которых утверждается, что в докембрии офиолитов нет вообще. Так А. Гликсон [Glikson, 1977] считает, что во всей мировой геологической истории, в геологических системах, сформированных на отрезке времени 2,6—1,0 млрд. лет назад, офиолиты неизвестны. Как бы то ни было, но проблемы докембрийских офиолитов требуют своего специального исследования, которое должно ответить на массу

вопросов; прежде всего, имеются ли настоящие офиолитовые комплексы в докембрии, и если их нет, то почему процесс фанерозойского офиолитообразования не действовал в докембрии.

Известно, что в докембрийское время (до 1 млрд. лет назад) в зонах тектонических швов и разрывов формировалась другая слоистая серия — анортозитов и мангеритов, которая в своих главных химических закономерностях распределения химических элементов в вертикальных расслоенных разрезах повторяет основные геохимические закономерности офиолитовых слоистых разрезов. Различие заключается только в том, что переплавлению и расслаиванию подвергается не ультраосновное мантийное вещество, а основной материал гранулит-базитового слоя. Однако и в том и другом случае в самом механизме расслоения и основных геохимических закономерностях поведения элементов очень много общего. Любопытно для таких параллелей и взаимосвязей изучить анортозитовые серии, сочетающиеся с ультрабазитами.

Чисто интуитивные предположения позволяют высказать мнение, что в докембрийской пластичной коре не образовывались жесткие и глубокие зоны разрывов, в которые мог бы внедриться мантийный ультраосновной материал. Относительно малоглубинные зоны разрывов в пластичной коре сразу затягивались и заполнялись веществом гранулит-базитового слоя, а переплавление и расслаивание этого основного вещества в потоке ювенильных подкоровых флюидов давало расслоенную серию анортозит-мангеритовой формации.

## ГЕОХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Обращение к химическим данным по офиолитовым разрезам показывает, что их химические параметры, содержания отдельных элементов снизу вверх изменяются последовательно, взаимосвязанно и закономерно. Наиболее тугоплавкими элементами Mg, Cr, Co, Ni обогащены нижние члены разреза, вверх же содержание этих элементов заметно падает. Наоборот, относительно легкоплавкими элементами, такими, как Ca, Ti, V, Fe, обогащены верхние части слоистого комплекса.

Тенденции химических изменений наиболее наглядно можно проследить на вариационных диаграммах (рис. 38—43), где по горизонтальной оси располагаются последовательно члены офиолитовых разрезов, здесь числовой мерой может служить отношение  $\text{SiO}_2/\text{MgO}$ . Это отношение мы используем потому, что абсолютные значения  $\text{SiO}_2$  и  $\text{MgO}$  могут колебаться в связи с позднейшими изменениями (от суммы  $\text{H}_2\text{O}$  и п. п. п.), взяв же отношение  $\text{SiO}_2/\text{MgO}$ , мы уменьшаем влияние фактора позднейшей измененности образцов. По вертикальной оси мы откладываем содержание элементов, нормированных по среднемантийному веществу — среднему гранатовому перидотиту, анализ которого приводится в табл. 21.

Обратимся сначала к океаническим офиолитовым разрезам. На рис. 38, а построена вариационная диаграмма для офиолитового разреза срединно-океанических хребтов по средним значениям океанического лерцолита, гарцбургита, габбро и толеита. Как видно из диаграммы, в остаточном гарцбургите, относительно неистощенного мантийного лерцолита, несколько снижаются содержания легкоплавкого титана и ванадия и несколько увеличиваются содержания тугоплавких Mg, Cr, Co, Ni. В океаническом же габбро, наоборот, содержания титана и ванадия увеличиваются, а тугоплавких элементов уменьшаются. Точки среднего океанического толеита попадают на продолжение вариационных линий и, таким образом, базальт в океаническом офиолитовом разрезе является закономерным завершающим звеном, а все члены офиолитового разреза химически оказываются взаимосвязаны. Замечательно, что на диаграмме вертикальная последовательность элементов — Ca, Ti, V, Fe, Mn, Co, Mg, Cr, Ni — укладывается в точный ряд относительной легкоплавкости — тугоплавкости когерентных элементов, который был выведен нами раньше [Лутц, 1975].

Следующая диаграмма (рис. 38, б) построена на основе данных офиолитового разреза скв. 334 в Атлантическом океане, она повторяет все главные закономерности предыдущей.

В Индийском океане [Engel, Fisher, 1975] были драгированы образцы сложного офиолитового разреза, включающего в свой состав образцы гипербазитов, габбро, аплитов и кварцевых монцитов. Однако, используя химические анализы этих пород, не удается построить вариационную диаграмму — все точки анализов беспорядочно скачут и оказываются химически не связанными. Возможно, что драгированные образцы имеют разный генезис и не являются представителями единого офиолитового разреза.

Если обратиться к гипербазит-габбро-базальтовой серии океанических островов, где габбро относятся уже к субщелочным разностям, то там образцы образуют взаимосвязанную серию пород. На рис. 38, в нанесены данные по гипербазит-габбровому комплексу о. Реюньон, где габброиды близки по составу к щелочным оливиновым базальтам. От гипербазитов к троктолитам и габбро происходит последовательное увеличение относительно легкоплавких элементов Ca, Ti, V, Fe и столь же последовательно снижается количество тугоплавких Mg, Cr, Co, Ni. Точки среднего щелочного оливинового базальта тоже попадают на эти вариационные линии и значит гипербазит-габбро-базальтовый комплекс является геохимически единым, взаимосвязанным и в этом случае.

Таким образом, в океанической ситуации все члены офиолитовых разрезов срединно-океанических хребтов, плато и океанических островов представляют собой химически взаимосвязанную комплементарную серию пород, которая в вертикальном разрезе слагает второй и третий слой океанической коры. Следует сказать, что комплементарность таких членов, как гарцбургит — лерцолит — базальт, была показана Л. В. Дмитриевым [1973]. Здесь

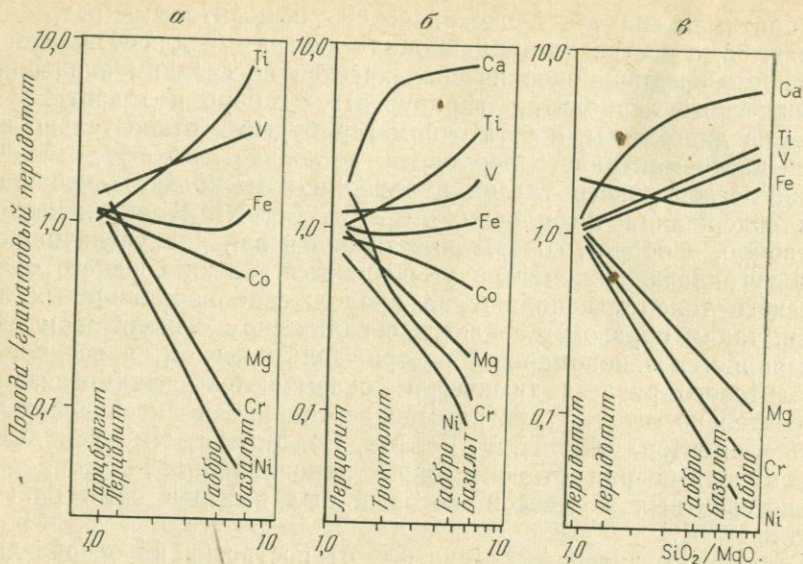


Рис. 38. Вариационная диаграмма распределения элементов в офиолитовых разрезах океанов:

*а* — срединно-океанических хребтов по средним данным; *б* — скв. 334 в Атлантическом океане; *в* — гипербазит-габбрового комплекса о. Реюньон

следует добавить, что и океаническое габбро также является членом этого комплементарного ряда. Химически габбро занимает промежуточное положение между базальтом и гипербазитом, такое же промежуточное положение оно занимает в вертикальном разрезе океанической коры.

В континентальных офиолитовых сериях только гипербазит-габброидная часть разреза представляет собой химически взаимосвязанную комплементарную серию. В отличие от океанического разреза, где базальты, венчающие разрез, являются и химически завершающими членами вариационных линий, в континентальных офиолитовых сериях базальтовая часть резко оторвана от гипербазит-габбровой. На вариационных диаграммах точки дайковых пород и пиллоу-лав не попадают на вариационные линии и базальты не завершают офиолитового разреза. По времени своего образования они также сильно оторваны от времени становления полосчатого комплекса. Поскольку дайки и подущечные лавы по времени своего становления и химически не связаны с гипербазит-габбровой частью офиолитовых континентальных разрезов, то рассмотрим их отдельно.

Теперь остановимся на гипербазит-габбровой части континентальных офиолитов. На рис. 39—43 построены вариационные диаграммы для офиолитовых разрезов: 1) островного склона Марианской впадины, 2) Папуа Новая Гвинея, 3) хребта Кумроч на Камчатке, 4) хребта Пекульной, р. Анадырь, 5) хребта Хан-Тай-

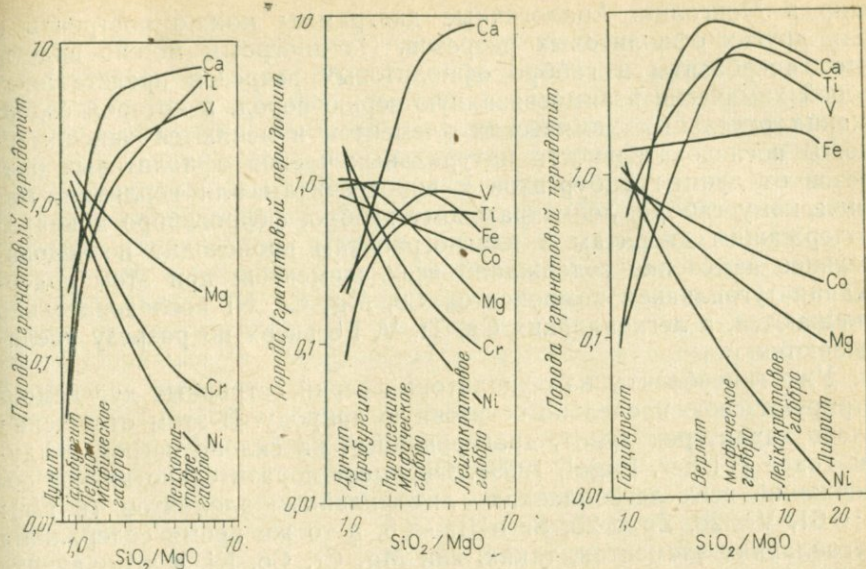


Рис. 39. Вариационная диаграмма распределения элементов в офиолитовом разрезе Марианской глубоководной впадины

Рис. 40. Вариационная диаграмма распределения элементов в офиолитовом разрезе Папуа Новая Гвинея

Рис. 41. Вариационная диаграмма распределения элементов в офиолитовом разрезе хребта Кумрох, Камчатка

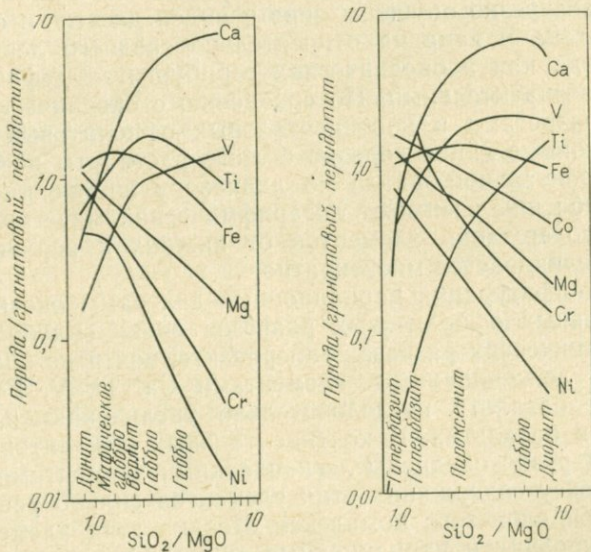


Рис. 42. Вариационная диаграмма распределения элементов в офиолитовом разрезе хребта Пекульней, р. Анадырь

Рис. 43. Вариационная диаграмма распределения элементов в офиолитовом разрезе хребта Хан-Тайшир, Монголия

шир в Монголии. Аналогичные диаграммы можно построить и для других офиолитовых разрезов. Из диаграмм можно видеть, что гипербазиты и габбро офиолитовых разрезов представляют собой химически взаимосвязанную серию пород, в которой содержания отдельных химических элементов изменяются закономерно. В последовательности натуральных членов офиолитовых разрезов от дунит-гарцбургитов к пироксенитам или верлитам, мафическому габбро, лейкократовому габбро, феррогаббро и кварц-содержащим диоритам и плагиогранитам происходит последовательное изменение содержаний всех элементов; при этом содержания тугоплавких компонентов Co, Mg, Cr, Ni последовательно снижаются, а легкоплавких Ca, Ti, V, Fe вверх по разрезу увеличиваются.

Уже гипербазиты из офиолитовых серий островных дуг демонстрируют свою предельно остаточную природу. В этом отношении очень характерен дунит, драгированный на склоне островной дуги Тонга [Fisher, Engel, 1969]. Он имеет поразительно низкое содержание всех легкоплавких литофильных элементов (в г/т):  $Ti=61$ ,  $V=28$ ,  $Zr < 20$ ,  $Sr$  и  $Ba < 5$ , в то же время содержания тугоплавких элементов, таких, как Mg, Cr, Co, Ni, в этом дуните сильно повышены.

При сравнении вариационных диаграмм для континентальных и океанических офиолитовых разрезов можно видеть, что гипербазиты континентальных разрезов отличаются от океанических гипербазитов тем, что они очень сильно обеднены легкоплавкими элементами. На диаграммах концы вариационных линий титана и ванадия очень резко опущены вниз и виден десяти- и стократный дефицит титана и ванадия относительно среднего лерцолитового состава, тогда как в океанических гарцбургитах дефицит титана и ванадия незначительный. По сравнению с океаническими офиолитовыми разрезами в континентальных офиолитовых разрезах все вариационные линии гораздо больше растянуты по вертикальной и горизонтальной шкале по диапазону изменения кремнеземистости. Обе шкалы имеют логарифмический масштаб и значит изменение содержаний элементов от нижних к верхним членам разрезов увеличивается многократно.

Общая конфигурация вариационных диаграмм океанических и континентальных офиолитовых разрезов очень сильно различается. В океанических разрезах гипербазиты почти не обеднены относительно легкоплавкими элементами Ca, Ti, V, Fe, которые к габбро и базальту последовательно увеличиваются, достигая максимума в базальтах. В континентальных офиолитовых сериях гипербазиты резко обеднены легкоплавкими элементами, к слоистому комплексу содержания этих элементов сильно увеличиваются, но внутри слоистого комплекса отсадка этих элементов идет на разных уровнях и вариационные линии имеют другую конфигурацию. Основная часть кальция с глиноземом осаждается на уровне клинопироксенитов или лейкократового габбро, к плагиогранитам и диоритам содержание кальция снова снижается. Глав-

ное выпадение железа идет на двух уровнях — мафического габбро и феррогаббро; аналогично титан и ванадий достигают своего максимума на уровне феррогаббро, а к плагиогранитам содержание их падает. В верхах же разреза происходит основной сброс щелочей и кремнезема, одновременно верхняя часть континентальных офиолитовых разрезов очень сильно обеднена всеми тугоплавкими элементами (Mg, Sr, Co, Ni). Таким образом, океанические офиолитовые разрезы дифференцированы в слабой степени, остаточная природа гарцбургитов едва выражена, а предельным продуктом дифференциации являются океанические толеиты. В континентальных же разрезах ультрабазитовая часть почти стерильна от литофильных элементов, а предельный дифференциат представлен плагиогранитом. В континентальных разрезах гораздо шире диапазон изменения содержания элементов.

Такую же большую разницу в степени дифференциаций океанических и континентальных офиолитов можно видеть на диаграммах распределения щелочных элементов (рис. 44). Океанические гипербазиты содержат довольно много щелочных элементов, такое же, как в хондритах или в неистощенной мантии (гранатовом перидотите). Корреляционные линии океанических офиолитовых серий относительно короткие и все они устремляются к базальтовому тренду, давая короткую линию гипербазит—габбро—базальт. Наоборот, континентальные офиолитовые серии укладываются в очень длинные корреляционные линии. Альпинотипные континентальные гипербазиты по сравнению с океаническими очень сильно обеднены щелочными элементами. Нижнее мафическое габбро также содержит очень мало щелочей и точки габбро оказываются ниже и левее среднего ахондрита и океанического толеита, а это значит, что таким габбро нет среди магматических пород никаких вулканических аналогов.

Обратимся к диаграмме распределения калия и рубидия (рис. 45). На диаграмме нанесен океанический офиолитовый разрез, разбуренный в 37-м рейсе НИС «Гломар Челленджер». Мы видим, что этот офиолитовый разрез дифференцирован минимально. Гипербазиты содержат почти в десять раз больше калия и рубидия, чем гипербазиты континентальных офиолитовых комплексов. Габброиды содержат рубидия столько же сколько и гипербазиты, и только несколько обогащены калием. На диаграмме этот океанический офиолитовый разрез занимает верхнее положение, степень его дифференциации минимальна.

Еще выше располагается офиолитовый разрез о. Реюньон. Оказывается, что его гипербазиты совершенно не обеднены щелочами, а габброиды укладываются на тренд океанических базальтов и фактически являются гипабиссальными, полнокристаллическими аналогами щелочных оливиновых базальтов.

Континентальные гипербазиты характеризуются очень низкими содержаниями щелочных элементов, на порядок ниже, чем в каменных метеоритах и в гранатовых перидотитах, которые наиболее близки к среднему веществу верхней мантии. Офиолитовые

К г/т

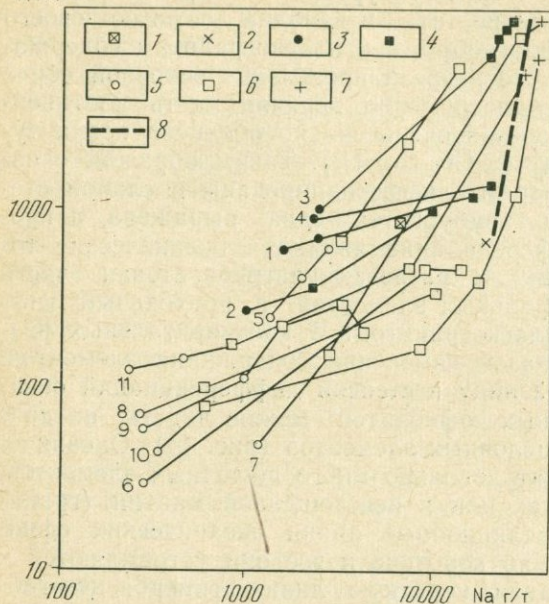
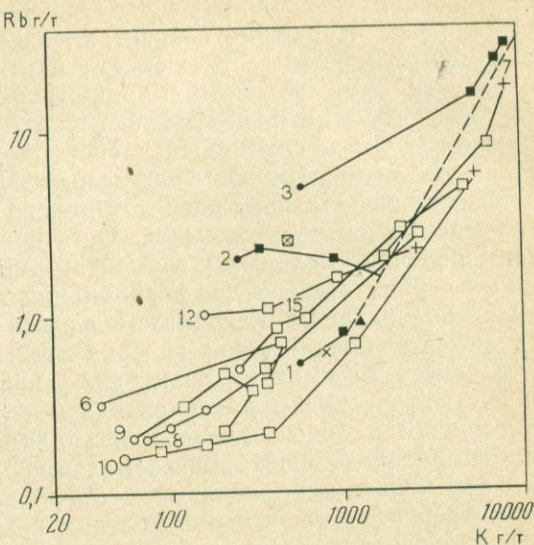


Рис. 44. Диаграмма калий — рубидий для офиолитовых гипербазит-габбровых серий пород.

Океанические разрезы: 1 — средне-океанических хребтов по средним данным; 2 — скв. 334 в Атлантическом океане; 3 — о. Реюньон; 4 — о. Св. Павла. Континентальные офиолитовые разрезы: 5 — Папуа Новая Гвинея; 6 — Камчатского мыса; 7 — хребта Кумроч; 8 — Усть-Бельского массива на р. Анадырь; 9 — хребта Пекульней на р. Анадырь; 10 — о. Пиндос; 11 — хребта Хан-Тайшир, Монголия; 12 — массива Троодос. 1 — хондрит, 2 — эвкрит, 3, 4 — гипербазиты и габбро континентальные, 7 — диориты, 8 — базальтовый тренд

габброиды также содержат очень мало калия и рубидия, многие точки габброидов оказываются ниже и левее среднего ахондрита и океанических толеитов, а это значит, что по столь низкому содержанию калия и рубидия офиолитовым габброидам нет среди основных пород никаких вулканических аналогов. Далее вверх по разрезу к лейкократовым габбро и диоритам содержание калия и рубидия в слоином комплексе несколько увеличивается, но отношение  $K/Rb$  при этом не уменьшается, а увеличивается и для диоритов и плагиогранитов оно оказывается наибольшим ( $> 1000$ ). Следует отметить, что это уникальное качество офиолитовых диоритов. Все другие земные породы среднего состава, такие, как обычные диориты, андезиты, граниты имеют  $K/Rb$  отношение много ниже, порядка 200—400. Таким образом, все члены офиолитового разреза имеют специфический геохимический состав. Кроме того, члены офиолитового слоиного комплекса отличаются особым соотношением калия и калий-рубидиевого отношения. Мы знаем, что при выплавлении магм с глубиной усиливается экстракция сильных щелочей из мантийного субстрата, поэтому на фоне увеличивающегося содержания калия, еще более щелочной рубидий экстрагируется сильнее, и отношение  $K/Rb$  при этом уменьшается. Такая связь калия и калий-рубидиевого отношения является законом при выплавлении базальтовых магм. В процессе кристаллизационной дифференциации в средних по калиевости породах с ростом калия калий-рубидиевое отношение меняется мало или в полном согласии с главным трендом со-

Рис. 45. Диаграмма калий — рубидий для офиолитовых гипербазит-габбровых серий пород. Условные обозначения см. рис. 44



отношения калия и рубидия для основных и средних пород. В дифференцированных высококальциевых сериях с ростом калия калий-рубидиевое отношение уменьшается. Но в малокальциевых дифференцированных сериях картина обратная — с ростом калия калий-рубидиевое отношение увеличивается. Офиолитовый габброидный комплекс относится к существенно натровым малокальциевым сериям, для такой дифференцированной серии характерно, что с ростом калия, калий-рубидиевое отношение увеличивается. Поэтому можно считать, что слоистый габбровый комплекс представляет собой дифференцированный комплекс, но специфической натровой серии дифференциации, когда к более кислым и более щелочным породам калий-рубидиевое отношение не уменьшается, а увеличивается. Можно полагать, что дифференциация этого комплекса протекает на малых глубинах, коль скоро для самых низкоплавких членов характерно очень большое калий-рубидиевое отношение. Одновременно относительная величина  $K/Rb$  отношения по-прежнему является указателем относительной глубинности пород, так как для самых верхних малоглубинных членов калий-рубидиевое отношение максимально, а для нижних, более глубинных, снижается, т. е. калий-рубидиевое отношение является указателем глубинности пород.

Если обратиться к данным по распределению стронция и бария в офиолитовых разрезах, можно прийти к следующим выводам. Поведение щелочноземельных элементов такое же, как и в щелочных. Офиолитовые гипербазиты содержат минимальное количество стронция и бария. Вверх по разрезу в слоистом комплексе количество стронция и бария возрастает, а барий-стронциевое отношение уменьшается. Как известно, в обычных сериях

базальтов с увеличением щелочноземельных элементов барий-стронциевое отношение возрастает, здесь так же, как и в случае с калий-рубидиевым отношением, картина обратная. Однако по-прежнему сама величина барий-стронциевого отношения может служить мерой относительной глубинности пород, так как для нижних и более глубоких членов разреза. Можно полагать, что в океанических офиолитовых разрезах степень дифференциации вещества оказывается очень небольшой. Остаточные гарцбургиты мало обеднены щелочноземельными элементами. В континентальных офиолитовых сериях степень дифференциации гораздо больше, гипербазиты резко обеднены щелочноземельными элементами и сильно отличаются от океанических гипербазитов.

Следует рассмотреть, как дифференциация офиолитовых серий, океанических и континентальных, отражается в распределении редкоземельных элементов. По-видимому, многие соотношения в распределении редкоземельных элементов очень показательны. Обратимся сначала к гипербазитам и габбро океанических хребтов. Имеются определения редких земель в лерцолитах и гарцбургитах срединно-океанических хребтов [Балашов и др., 1972]. Содержания редких земель в лерцолитах и гарцбургитах практически одинаковы и немного превышают содержания редких земель в хондритах (см. табл. 22). Можно полагать, что количество редких земель в гипербазитах срединно-океанических хребтов близко к первичному, материал почти не дифференцирован, поскольку гарцбургиты по сравнению с лерцолитами не обнаруживают обедненности редкими землями. Имеются также данные по содержанию редких земель в габбро срединно-океанических хребтов. По характеру распределения редких земель габбро оказывается полным аналогом толентов срединно-океанических хребтов. Можно сделать вывод, что в гипербазит-габбровой ассоциации срединно-океанических хребтов мы имеем дело с почти не дифференцированным ультраосновным материалом, а габброидные породы представляют гиабиссальную фацию океанических толентов.

Древние океанические гипербазиты также богаты редкими землями. Так, содержание редких земель в гипербазитах о. Св. Павла [Freu, 1970] отвечает хондритовому уровню или даже превышает его, особенно в части легкой церовой группы.

Несколько иные данные имеются по гипербазитам и габбро скв. 334 (37-й рейс НИС «Гломар Челленджер») на западном фланге срединно-океанического хребта [Dostal, Muecke, 1977]. Там гипербазиты по сравнению со средним хондритом несколько обеднены легкой, церовой группой редких земель. Габброиды содержат большее количество редких земель, но также обеднены легкими редкими землями. В гипербазитах и габбро имеется избыток европия. В вышележащем базальте, наоборот, имеется дефицит европия и некоторый избыток легких редких земель, т. е. по особенностям распределения редких земель весь гипербазит-

габбро-базальтовый разрез оказывается взаимосвязанным, недостаток церовой группы в гипербазите и габбро компенсируется избытком этих элементов в базальте, столь же взаимосвязано распределение европия.

В континентальных сильно дифференцированных офиолитовых комплексах картина распределения редких земель более сложная. Заметим, что в континентальных лерцолитах, например в лерцолитах массива Ланцо Западных Альп или массива Ортис Греции [Menzie, 1976], содержание редких земель и характер их распределения одинаков со средним хондритом, поэтому именно хондритовое содержание следует считать средним для материала верхних частей мантии. Гарцбургиты тех же массивов уже обеднены редкими землями, особенно легкоплавкой церовой группой, и представляют собой некий остаточный материал. Однако обратимся к сильно дифференцированным офиолитовым разрезам.

Имеются данные по распределению редких земель для офиолитовых комплексов массива Троодос [Kay, Senechal, 1976] и о. Пиндос [Montigny et al., 1973]. Диаграммы распределения редких земель очень растянуты по вертикальной шкале. Содержания редких земель в крайних членах — гипербазитах и диоритах — различаются на три порядка (в 1000 раз). Гипербазиты относительно среднего хондрита, а соответственно, и среднего лерцолита обеднены редкими землями очень сильно, в 100 раз. Нижнее мафическое габбро также обеднено редкими землями, поэтому его кумулятивный генезис в результате отсадки тугоплавких минералов представляется вполне вероятным. Столь низких содержаний редких земель, как в нижнем габбро, нет ни в одной вулканической породе, поэтому по особенностям распределения редких земель можно сказать, что континентальные офиолитовые габброиды индивидуальны по своему составу и не имеют себе аналогов среди других магматических пород. Вверх по разрезу редкие земли распределяются совершенно закономерно, увеличиваясь снизу вверх. В верхнем лейкократовом габбро содержание редких земель больше по сравнению со средним хондритом, а максимальное его количество оказывается в верхних частях слоистого комплекса в диоритах и плагиогранитах. Еще выше расположенные диабазы параллельных даек и пиллоу-лавы не завершают офиолитового разреза на диаграмме распределения редких земель. На этой диаграмме они располагаются не над диоритами, а под ними.

В целом, характер кривых для всех членов слоистого комплекса континентальных офиолитов специфичен. Во всех членах слоистого комплекса, даже в кислых диоритах и плагиогранитах церовый конец корреляционных кривых оказывается опущенным, а отношение  $La/Yb$  меньше единицы. Этим кислые дифференциаты офиолитов отличаются от всех обычных диоритов и плагиогранитов, а также от кислых вулканитов стандартных дифференцированных серий типа базальт — андезит — дацит, в которых с ростом кремнеземистости накапливаются, в первую очередь, церовые земли и увеличивается отношение  $La/Yb$ .

Имеются особо точные определения редких земель для континентальных альпинотипных гипербазитов [Freu, Haskin, Haskin, 1971], они показывают поразительно низкие содержания редких земель для офиолитовых дунитов и гарцбургитов. С другой стороны, определения редких земель в перидотитовых модулях из гавайских лав [Nagasawa et al., 1969] или из включений перидотитов в базальтах Коморского архипелага [Flower, 1971] показывают гораздо более высокие (на один-два порядка) содержания редких земель.

Таким образом, как и для других литофильных элементов, особенности распределения редких земель свидетельствуют о том, что для океанических офиолитовых серий гипербазитов и габбро характерна слабая степень дифференциации материала. Значительная часть океанических габбро оказывается близкими химическими аналогами океанических базальтов, а гарцбургиты относительно лерцолитов почти не обеднены редкими землями. Наоборот, офиолитовые комплексы континентальных подвижных поясов характеризуются исключительной дифференцированностью материала, когда отдельные члены слоистых серий отличаются друг от друга по содержанию редких земель в десятки и сотни раз. Содержание редких земель в гипербазитах оказывается чрезвычайно низким. Оно отличает альпинотипные гипербазиты от всех других. Одновременно характер нормированных по хондриту кривых с дефицитом церовых земель во всех членах слоистого комплекса также свидетельствует о специфических условиях дифференциации офиолитов.

Перейдем теперь к геохимии вулканических серий, которые включают в себя комплекс долеритов и диабазов параллельных даек и перекрывающих их пиллоу-лав. Вслед за А. Миасиро [Miyashiro, 1973] мы считаем, что офиолитовый слоистый комплекс может быть перекрыт как океаническими, так и геосинклинальными вулканитами и может являться как составной частью океанической коры, сформированной в процессе рифтового магматического механизма, так и верхнемантийным основанием геосинклинальной области с чехлом геосинклинальных вулканитов толентовой, известково-щелочной или щелочной серий.

Примером геосинклинальной вулканической покрывки могут служить пиллоу-лавы массива Троодос. Его вулканиты параллельных даек и нижних пиллоу-лав по своему составу являются даже не базальтами, а андезитами известково-щелочной островодужной серии и на всех геохимических диаграммах попадают не на океанические, а на геосинклинальные островодужные тренды. Поэтому совершенно прав А. Миасиро, который пришел к выводу, что массив Троодос является типичным базальт-андезитовым вулканом зрелой островной дуги, а не фрагментом океанической коры, созданной в срединно-океаническом рифте. Аналогичные выводы сделаны и по геохимическим материалам [Kay, Scnechal, 1976]. Перекрывающие спилиты офиолитового комплекса о. Пин-

дос тоже имеют базальт-андезитовый состав и относятся к извещтово-щелочной островодужной серии.

В сильно дифференцированном офиолитовом комплексе Хан-Тайшир Внутренней Монголии диабазы параллельных даек и перекрывающие их пиллоу-лавы относятся к андезито-базальтам ( $\text{SiO}_2 = 51-58\%$ ), с очень низким, никак не океаническим содержанием титана и низким (геосинклинальным) никель-кобальтовым отношением. Таким образом, гипербазит-габбровый офиолитовый комплекс Хан-Тайшира перекрывается пиллоу-лавами извещтовой толеитовой серии геосинклинального, а не океанического типа.

На геохимических диаграммах (рис. 46, 47, 48) можно видеть, что базальты офиолитовых разрезов Марианской и Япской островных дуг, Папуа Новая Гвинея, Камчатского мыса, Кумроча, Троодоса, Пиндоса, Хан-Тайшира и Ньюфаундленда группируются около геосинклинальных, а не океанических трендов. Их геохимические особенности заставляют прийти к выводу, что континентальные гипербазит-габбровые офиолитовые комплексы перекрываются базальтами геосинклинального, а не океанического происхождения.

Однако имеются и другие примеры. Типичный океанический офиолитовый разрез с океанической серией метавулканитов и изверженных пород имеет о. Яп в западной части Тихого океана. Остров Яп географически входит в группу Каролинских островов, но по своему геологическому положению относится к островодужной системе Марианской и Япской островных дуг, отделенных от океана глубоководным желобом. В основании острова выходит офиолитовый комплекс метаморфизованных сланцев и амфиболитов с небольшим количеством ультрабазитов, который представляет метаморфизованную океаническую кору, первоначально представленную главным образом абиссальными толеитами.

Геохимический анализ показывает, что метаморфические породы о. Яп обладают всеми геохимическими признаками океанических пород и по своему составу являются аналогами океанических толеитов. Так, на диаграмме  $\text{K}-\text{Ti}$  (см. рис. 46) все япские породы попадают на океанический тренд. Если построить близкую по смыслу диаграмму  $\text{Rb}-\text{Zn}$ , то и на ней точки япских пород группируются около океанического, а не островодужного тренда. Аналогично и на диаграмме  $\text{K}-\text{P}$  (см. рис. 47) все точки группируются около океанического тренда. На диаграмме  $\text{Ni}-\text{Co}$  (см. рис. 48) япские породы обособляются отдельно в океаническом поле с высокими содержаниями никеля. Очень характерно поведение элементов группы железа. Мы знаем, что в океанических базальтах на фоне увеличивающейся щелочности содержание относительно легкоплавких  $\text{V}$ ,  $\text{Fe}$  увеличивается, а тугоплавких  $\text{Mg}$ ,  $\text{Cr}$ ,  $\text{Ni}$  снижается, тогда как в сериях островодужных базальтов поведение этих элементов обратное. Диаграмма  $\text{Mg}-\text{V}$ ,  $\text{Mg}-\text{Cr}$  (рис. 49) показывает океанические тенденции в распределении элементов группы железа. На фоне увеличивающегося

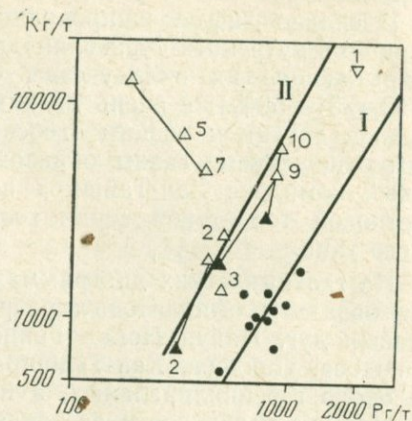
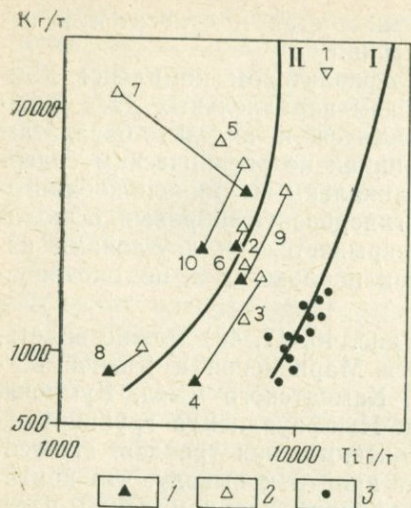


Рис. 46. Диаграмма титан — калий для базальтов офиолитовых комплексов. I — океанический тренд; II — геосинклинальный тренд. Офиолитовые комплексы: 1 — Марианского желоба; 2 — Япского желоба; 3 — Папуа Новая Гвинея; 4 — Камчатского мыса; 5 — хребта Кумроч; 6 — массива Троодос; 7 — о. Пиндос; 8 — хребта Хан-Тайшир; 9 — западного Ньюфаундленда; 10 — центрального Ньюфаундленда. 1 — базальты параллельных даек; 2 — базальты подушечных лав; 3 — метаморфические породы о. Яп

Рис. 47. Диаграмма фосфор — калий для базальтов офиолитовых комплексов. Условные обозначения см. рис. 46

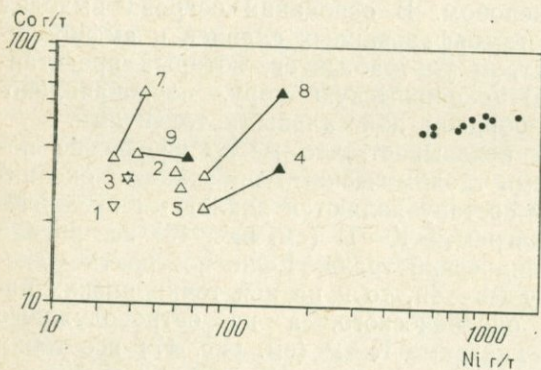
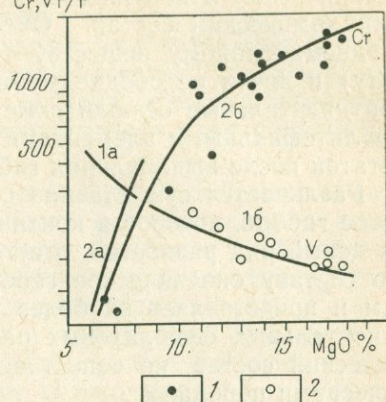


Рис. 48. Диаграмма никель — кобальт для базальтов офиолитовых комплексов. Условные обозначения см. рис. 46

тугоплавкого магния происходит увеличение тугоплавкого хрома и снижение легкоплавкого ванадия. Одновременно мы видим, что точки пород о. Яп ложатся не непосредственно на океанические тренды, а на их продолжения, т. е. они находятся за современными толентами океанических хребтов, продолжая ряд щелочной оливиновый базальт — толеит островов — толеит срединно-океанических хребтов. Отсюда можно предполагать, что их «океаничность» еще выше, чем базальтов срединно-океанических хребтов, а выплавлялись они в менее глубинных условиях, чем толеиты

Рис. 49. Корреляционные соотношения  $Cr, V, r/\tau$  хрома и ванадия с окисью магния в базальтах о. Яп.

1а, 2а — корреляционные линии океанических базальтов, построенные по средним данным.  
1б, 2б — корреляционные линии для японских пород. Точки для корреляции: 1 — магния с хромом, 2 — магния с ванадием



средино-океанических хребтов. Об этом же свидетельствуют и другие геохимические параметры: очень высокое калий-рубидиевое отношение (до 2500) и высокое цирконий-рубидиевое отношение (110—300). Наконец, для японских метаморфитов характерно очень высокое океаническое никель-кобальтовое отношение (12—23).

Геохимический анализ метаморфических пород, слагающих основание о. Яп, показывает, что Японская островная дуга закладывалась на океаническом дне. Такая ситуация, по-видимому, характерна для наиболее выдвинутых в океан современных островных дуг, но в целом не обязательна для всех геосинклинальных систем, так как большинство докембрийских и палеозойских геосинклиналей формировались на сиалическом континентальном основании.

Таким образом, рассмотрение базальтовых частей офиолитовых разрезов показывает, что они могут иметь различное происхождение. В одних случаях это действительно океанические толеиты или метаморфические аналоги океанических толеитов, в других — это, несомненно, геосинклинальные вулканические комплексы — аналоги вулканитов островных дуг и активных континентальных окраин известковой, известково-щелочной или щелочной серий.

## ВЫВОДЫ

На сформулированный в начале этой главы вопрос, являются ли океанические и континентальные офиолитовые комплексы одинаковыми, идентичными, надо ответить отрицательно. Океанические и континентальные офиолитовые разрезы отличаются очень сильно во всех своих частях.

Различается нижний гипербазитовый комплекс, представленный в океанах лерцолитами и гарцбургитами, а в континентальных сериях — дунитами, гарцбургитами, верлитами и пироксенидами. Как те, так и другие, в том числе и одноименные разности

океанических и континентальных гипербазитов имеют неодинаковый химический состав. Океанические гипербазиты близки к среднemannитному веществу (хондриту или гранатовому перидотиту) и почти не обеднены литофильными элементами, тогда как континентальные офиолитовые гипербазиты очень сильно обеднены литофильными элементами и представляют собой предельный остаток после выплавления габброидной магмы.

Различается существенно состав средней части разреза — слоистое габбро, которое в континентальных разрезах включает в себя целый ряд разностей, отсутствующих в океанических разрезах. По составу океаническое габбро близко к океаническим базальтам и представляет их более глубинную фацию. Габброиды континентальных офиолитовых разрезов имеют оригинальный специфический состав, не сопоставимый ни с какими другими магматическими породами.

Очень сильно различаются верхние базальтовые части офиолитовых разрезов. В океанических разрезах базальты являются завершающим звеном, комплементарной, химически взаимосвязанной гипербазит-габбро-базальтовой серией пород. Тогда как в континентальных офиолитовых разрезах базальты резко оторваны от гипербазит-габбровой по времени своего формирования. А химически они не продолжают слоистую часть разрезов и на вариационных диаграммах не попадают на вариационные линии элементов в гипербазит-габбровой части разрезов. Геохимические их особенности говорят о том, что они являются аналогами не океанических базальтов, а геосинклинальных (островодужных) базальтов толеитового и известково-щелочного ряда.

Отличается не только первичный состав гипербазитов, но и химизм их поздней серпентинизации. Так, исследование изотопов водорода и кислорода в океанических и континентальных серпентинитах [Wenner, Taylor, 1973] показало их резкие отличия. Величины  $\delta D$  и  $\delta O^{18}$  в океанических серпентинитах варьируют соответственно от  $-35$  до  $-68$  и от  $+0,8$  до  $+6,7$ ; а в серпентинитах из континентальных офиолитов от  $-80$  до  $-149$  и от  $+6,3$  до  $+9,2$ .

Таким образом, аналитические данные по океаническим и континентальным офиолитовым комплексам свидетельствуют о том, что их никак нельзя считать идентичными. Можно полагать, что и генезис океанических и континентальных офиолитов неодинаков.

Очень важно понять, что офиолитовая серия гипербазитов и габбро представляет собой расслоенный комплекс с отчетливой «стратификацией» членов, с обособлением ультраосновного остаточного продукта внизу и габброидной выплавки сверху, которая, в свою очередь, претерпевает процесс расслаивания с весьма закономерным распределением химических элементов в вертикальном разрезе. Исходным веществом являются шпинельные лерцолиты верхней мантии, которые под длительным влиянием тепла термоактивных зон, какими являются рифтовые и геосинклиналь-

ные структуры, подвергаются частичному плавлению. Эта полурасплавленная масса способна внедряться вверх, и собственно магматический способ внедрения горячих офиолитов сейчас никак нельзя отрицать. Одновременно и тектонический, холодный, протрузивный способ внедрения уже сформированных офиолитовых масс в активной обстановке подвижных поясов тоже широко распространен.

Выплавившаяся габброидная магма претерпевает сложный процесс кумулятивного вертикального расслаивания на малой глубине в градиентном высокотемпературном поле с обособлением высокотемпературных и соответственно тугоплавких фракций внизу и менее температурных и легкоплавких вверх. Степень дифференциации слоистого комплекса может быть различной.

Для океанических гипербазит-габброидных серий степень дифференциации, как правило, невелика, остаточная природа океанических гарцбургитов выражена слабо или не выражена совсем, а габброиды довольно однородны по своему составу.

В случае океанического происхождения офиолитового комплекса механизм его формирования предельно прост. Он формируется на фронте разогретого мантийного диапира. При нагреве и подплавлении шпинелевого лерцолита может выделиться небольшое количество основной расплава, который выжимается вверх и формирует слой гипабиссальных габбро на очень небольшой глубине. Выше габбро сменяется базальтом. Поскольку океанические толенты тоже выплавляются на малой глубине в этом же мантийном диапире, неудивительно, что химический состав океанических толентов и габбро очень близок.

Для континентальных офиолитовых комплексов характерна гораздо большая степень дифференциации, в них начальные и конечные члены оказываются очень контрастны. Такие ряды включают в себя дуниты и гарцбургиты, верлиты, клинопироксениты, троктолиты, габбро-нориты, эвкритовое плагиоклаз-диопсидовое габбро, мономинеральные анортозиты, орто- и клинопироксениты, феррогаббро, диориты, плагиограниты.

Дуниты и гарцбургиты предельно обеднены всеми литофильными элементами. Это создает большие трудности их анализа. Традиционные способы мокрого химического анализа оказываются совершенно не приемлемыми, так как реактивы иногда содержат больше определяемых элементов (например, Th и U), чем сами испытуемые породы. Исключительная стерильность континентальных дунитов и гарцбургитов на целый ряд литофильных элементов заставляет думать, что здесь действует особый механизм плавления, близкий к зонной плавке или водородной продувке, и такого механизма, по-видимому, нет в стандартных океанических условиях.

Габброидный расплав в континентальных офиолитовых комплексах претерпевает процесс сложного, но весьма совершенного расслаивания. Наличие вертикальной колонки с закономерным и весьма совершенным распределением химических элементов сно-

ва заставляет предполагать, что в континентальных сильно дифференцированных разрезах действует какой-то дополнительный фактор, которого нет в океанических условиях. Таким дополнительным фактором может служить поток трансмагматического существующего водородного флюида. Поток эманаций должен способствовать расслоению, так как его действие должно быть близко к механизму зонной плавки с высокой очисткой тыловых зон и сбросом легкоплавких элементов на фронте верхних горизонтов. При наличии вертикального эманационного потока можно предполагать наличие одновременно с расплавлением и высокотемпературных метасоматических процессов, в том числе процессов собирательной перекристаллизации с образованием крупно- и гигантозернистых пород, в том числе мономинеральных — оливинитов, энстатититов, клинопироксенитов, анортозитов. Кумулятивная отсадка тяжелых и тугоплавких минералов дополняет процесс. Так, приуроченность хромитовых залежей к низам слоистого комплекса бесспорно связана с кумулятивной отсадкой тяжелого хромита в силикатном расплаве. Совершенно закономерное распределение хромитовых залежей в разрезах свидетельствует, конечно, о преобладании магматических расплавных явлений над метасоматическими. Дополнительным фактором, обеспечивающим высокую степень дифференциации слоистого комплекса, может служить эманационный газофлюидный подток. Речь, по-видимому, должна идти о наиболее проникающем водороде. Есть свидетельства его наличия в альпинотипных гипербазитах. Еще А. Н. Заварицкий отмечал в уральских гипербазитах присутствие каверн, заполненных водородом. Водород экспериментально определен в дунитах горы Дун [Challis, 1965] и в других альпинотипных гипербазитах [Агафонов, Андреева, 1973].

Петрологический факт малой глубины офиолитового разреза (в большинстве случаев при  $p < 7 \cdot 10^8$  Па) объясняется тем, что формирование офиолитовой серии пород происходит не в подкоровых условиях, не под континентальной корой мощностью 40—60 км, а в более верхних горизонтах. Предварительно подкоровый ультраосновной материал должен быть выдвинут на малую глубину. В активной обстановке подвижного пояса, где условия растяжения и сжатия многократно сменяют друг друга, гипербазитовые массы внедряются по тектонически ослабленным зонам раздвигов, локальных трещин, тектонических швов и ослабленным границам разновозрастных кристаллических блоков. Характерно, что нет четкой временной позиции становления офиолитов в геосинклинальном процессе. Формирование офиолитовых масс может происходить и в начальной, и в средней прединверсионной стадиях и на конечных этапах геосинклинального процесса, после становления гранитов. Внедрившийся ультраосновной материал редко остается неизменным и сохраняет свой первичный лерцолитовый состав. Под действием потока летучих, также устремляющихся в тектонические зоны раздвигов, ультраосновной материал в термоактивных зонах подвижных поясов претерпевает процесс

подплавления и расслаивания. Позже он может перекрыться плащом вулканитов, магма которых оказывается более глубинной и генетически не связанной с самими офиолитами.

Необходимо подчеркнуть не региональный, а локальный характер развития континентальных офиолитовых комплексов, который определяется местным характером зон растяжения в подвижных поясах. Локальный характер распространения альпинотипных гипербазитов неоднократно подчеркивался Г. В. Пинусом, который считал, что комплекс альпинотипных гипербазитов формируется в узких зонах глубинных разломов складчатых областей. Офиолитовые гипербазиты и габбро на континентах нигде не составляют протяженного слоя в верхней мантии. Характерно, что трубки взрыва базальтов и кимберлитов на континентах не выносят ксенолитов альпинотипных гипербазитов и габброидов. В них гранатовые и шпинелевые лерцолиты сменяются эклогитоподобными и гранулитовыми породами без промежуточных альпинотипных разновидностей гипербазитов и габбро, т. е. под древними, успокоившимися структурами нигде нет регионального офиолитового слоя, поскольку континентальные офиолиты — это локальная серия тектонических зон подвижных поясов, а не протяженный слой в низах коры и верхней мантии.

Таким образом, единая магматическая провинция океанического дна, залитая сверху толстыми базальтами, внизу сменяется столь же единым габбро-гипербазитовым слоем океанической коры. Вместе они составляют океанический офиолитовый комплекс, который обязан своим происхождением эндогенному режиму глобального океанического рифтогенеза. Длительное накопление тепла в мантии океанических сегментов приводит к плавлению мантии, подъему вверх мантийного диапира и растеканию его по нижней коре. На фронте поднимающегося мантийного диапира образуется расслоенный офиолитовый комплекс океанического дна. Его верхняя базальтовая часть формирует второй слой океанической коры, а нижняя, габброидная, переходящая в остаточные гарцбургиты, слагает третий слой океанической коры. Офиолитовый комплекс океанического дна имеет широкое региональное площадное распространение.

Возникновение геосинклиальной подвижной области всегда связано с образованием глубоких зон разломов, которые раскалывают кристаллическое основание геосинклиальной области и служат каналами проницаемости энергетических и флюидных потоков глубокой дегазации мантии. В каналах проницаемости, в зонах раздвигов разломов и тектонических швах происходит подъем мантийного ультраосновного материала и формирование офиолитового комплекса, включающего в себя выплавленное и расслоенное габбро и нижний дунит-гарцбургитовый остаток. В отличие от океанических, континентальные офиолиты подвижных зон характеризуются локальным распространением и гораздо большей дифференциацией вещества, что связывается с наличием в таких зонах флюидного потока.

Платформенный геотектонический режим может быть противопоставлен режиму подвижных поясов, как дальнейшая стадия развития, упрочнения и стабилизации континентальных сиалических масс. Платформы — это наиболее устойчивые глыбы в составе материков. Они обладают мощным кристаллическим фундаментом, который соответствует наиболее мощному гранитно-метаморфическому слою континентальной земной коры.

Несмотря на стабилизацию тектонического режима, в континентальных платформенных структурах продолжается магматическая деятельность, которая несомненно имеет существенные индивидуальные отличия от уже рассмотренного магматизма океанов и континентальных подвижных поясов. На древних и молодых платформах необходимо различать магматические продукты, связанные с различными эндогенными причинами. Так определенно можно выделить: 1) магматизм, связанный с развитием и формированием континентальной рифтовой системы; 2) магматизм автономной или собственной платформенной активности и, наконец, 3) магматизм отраженной или резонансной активности соседних подвижных поясов, когда древние и молодые платформы испытывают воздействие и влияние геосинклинальных событий, происходящих в соседних подвижных поясах. Обратимся к конкретным примерам.

### ВУЛКАНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РИФТОВ

Континентальный рифт развивается на коре отчетливо континентального типа, которая непосредственно под рифтовой структурой несколько утончена, раздроблена, прогрета и подстилается линзой разуплотненного и разогретого мантийного материала со скоростями продольных сейсмических волн 7,2—7,8 км/с. Ширина такой аномальной разуплотненной области может быть очень большой и распространяться иногда до 1000 км (например, в кордильерском рифте).

Слой или линза разуплотненной мантии, вероятнее всего, состоит из твердого ультраосновного материала, пропитанного расплавленным из него базальтовым расплавом. Данные о нижней границе этого слоя малодостоверны и противоречивы, т. е. неясно самостоятельное это образование или выступ астеносферного слоя. Именно эта огромная линза разогретого и разуплотненного мантийного вещества определяет динамику формирования рифта и его магматизм. С возникновением такой мантийной линзы, еще до возникновения рифтового грабена, начинается длительный рост

обширного плоского овального сводового поднятия. Сам региональный свод характеризуется крупным гравитационным минимумом, что связано конечно, с наличием линзы разуплотненного и разогретого мантийного вещества. Вулканизм начинается на широкой площади еще до заложения рифтовой долины. Потом в осевой части пологого регионального поднятия закладывается рифтовый грабен. Иногда главный грабен сопровождаются дополнительные грабены и сбросы на крыльях свода, веерообразно расходящихся по его периклинали. Магматизм продолжается при формировании осевого грабена и осложняющих его дополнительных грабенов и сбросов. По Е. Е. Милановскому (1976), кроме преобладающего сводово-вулканического различается и другой вид континентального рифта щелевого типа с большой глубиной центрального грабена, который характеризуется эпизодическими проявлениями вулканизма крайне щелочной серии. Иногда вулканизм может полностью отсутствовать.

Оба типа континентальных рифтов имеют несколько сокращенную толщину континентальной коры по сравнению с соседними участками. Так в сводово-вулканическом типе минимальная толщина коры 20 км, а в щелевом типе может быть 25—35 км. Уменьшение мощности коры под рифтовыми зонами, по-видимому, является результатом некоторого механического растяжения на вершине пологого регионального свода.

Континентальная рифтовая система похожа на океаническую, поскольку обнаруживает все типичные черты рифтового механизма формирования. Для нее также характерен разогрев мантии, ее разуплотнение, подъем мантийной подушки, формирование сводовой положительной региональной структуры, разрыв сплошности коры на своде с образованием центральной рифтовой долины, т. е. сам механизм океанического и континентального рифта одинаков. Существенная разница устанавливается в совершенно различной глубине кровли мантийного диапира и, соответственно, в различной глубине магмогенерирующего механизма, а глубина генерации магмы самым решительным образом сказывается на ее составе. Так, в океанических рифтах кровля разуплотненной мантийной подушки располагается очень неглубоко (5—10 км), а генерация океанических толеитов протекает в предельно малоглубинных условиях. В континентальных рифтах кровля разуплотненной мантийной подушки залегает на глубине не меньше 20 км, а, как правило, даже на глубине 30—40 км. Соответственно в континентальном рифте, по сравнению с океаническим, меняются и количественные соотношения преобладающих магматических пород.

Так, в океанических рифтах наиболее распространены малоглубинные низкокальциевые толеиты, щелочные оливиновые базальты развиты гораздо меньше, а калиевые базальты появляются лишь в исключительных случаях. Магматизм же континентальных рифтов начинается мощными излияниями магм умеренной щелочности и продолжается щелочными сериями.

Связь преобладающего типа магматических продуктов с глубиной магмогенерирующего аппарата хорошо прослеживается на тихоокеанско-кордильерской рифтовой системе. В океанической части рифта, там, где подушка разогретой и разуплотненной мантии залегает неглубоко (5—10 км), естественно, преобладают океанические толеиты. На континентальном, кордильерском продолжении рифта, наложенном на мезозойскую эпигеосинклинальную складчатую область с толщиной коры 25—30 км, господствуют магматические продукты известково-щелочного ряда, а излияния толеитов играют резко подчиненную роль. Наконец, в самой восточной части рифтовой системы, наложенной на край древней платформы с мощностью коры 40—50 км, появляются щелочно-трахитовые и фонолитовые магмы.

Массовые трещинные излияния известково-щелочных магм приурочиваются обычно к росту сводового поднятия, усилению теплового потока, к стадии разуплотнения и разбухания мантийной подушки, перемещению вверх ее кровли и подъему к поверхности зоны магмообразования. Растяжение в своде открывает массу каналов и предвещает массовый магматизм. Дальнейшая разгрузка магматических очагов приводит к проседанию отдельных блоков и возникновению осевых грабен. Плавление мантийного вещества продолжается на большей глубине. Прорыв более глубинных щелочных магм осуществляется отдельными каналами, которые надстраиваются вулканами центрального типа. Извержения таких вулканов многоактны и сопровождаются сериями дифференцированных сильно щелочных пород, в том числе и карбонатов.

Любопытно, что в магматических схемах континентальных рифтов массовый магматизм известково-щелочного ряда иногда сменяется менее обильными излияниями толеитов, а в осевых зонах даже излияниями океанических толеитов, как, например, в осевой части Красного моря. То есть сначала происходят извержения довольно глубинных известково-щелочных базальтов, в дальнейшем по мере развития мантийного диапира и продвижения его вверх глубинность выплавления уменьшается и на фронте поднимающегося диапира начинают выплавляться малоглубинные толеитовые магмы. Такая схема разрабатывалась И. Гассом [Gass, 1970] на примере эволюции Эфиопского, Красноморского и Аденского рифтов.

Основным эталоном континентальных рифтовых структур являются рифты Африкано-Аравийского рифтового пояса, хорошо известного по работам советской экспедиции в Восточной Африке [Белюсов и др., 1974]. Африкано-Аравийский рифтовый пояс распадается на две системы — северную Эритрейскую и южную Восточно-Африканскую, каждая из которых имеет свое собственное сводовое поднятие: Нубийско-Аравийское и Восточно-Африканское: первое протягивается на 2000 км, второе имеет общие размеры 1200×2000 км.

Нубийско-Аравийский свод образовался в мезозое, отдельные грабены — Красноморский, Суэцкий, Акаба на севере и Аденский и Эфиопский на юге — развивались с олигоцена.

Восточно-Африканский свод поднимался с конца мезозоя и в палеогене. Его рифтовые долины формировались в миоцене и плейстоцене. Он имеет сложное строение. Единый грабен на севере разделяется на юге на две ветви. Восточная дуга — это рифт Грегори, он протягивается через Кению и северную Танзанию; западная ветвь тянется вдоль озер Альберт, Эдуард, Киву, Танганьика, Ньясса.

Восточная ветвь пояса в ее эфиопской и кенийской частях относится к типичному сводово-вулканическому типу. Она характеризуется наличием весьма пологого, овального в плане свода, расчлененного осевым грабеном и исключительно мощным вулканизмом. Главная масса вулканитов соответствует ранней стадии развития поднятия и предшествует фазе проседания осевого грабена.

Во время грабенообразования объем извержений уменьшается и они локализируются в более узкой центральной зоне. Вулканические образования относятся к серии известково-щелочных лав умеренной щелочности и к щелочным породам натриевого ряда, причем первые абсолютно преобладают, для них характерны массовые трещинные излияния, формирующие большие лавовые поля. Щелочные породы присутствуют в подчиненном количестве, их извержения связаны с деятельностью отдельных магматических центров — вулканов центрального типа. Таким образом, известково-щелочные вулканиты эфиопской и кенийской рифтовых систем характеризуются трещинными излияниями огромных объемов магматического материала при преобладании эффузивных форм извержений над эксплозивными, а для щелочного вулканизма характерны гораздо меньшие объемы магм, точечная локализация в вулканах центрального типа, преобладание эксплозивных фаций над эффузивными.

В Эфиопской зоне вулканизм проявился широко и мощно на площади в сотни тысяч квадратных километров, а затем локализовался внутри центрального осевого грабена. Начинается вулканизм массовыми излияниями щелочных оливиновых базальтов эоценового и олигоценового возраста, которые формируют огромное лавовое плато (серия трапп) мощностью до 4 тыс. м. Петрографически это плато довольно разнородно. Среди преобладающих щелочных оливиновых базальтов встречаются толенты, базальты субщелочного типа, а также кислые породы вплоть до риолитов. В Афарской впадине в это время также формируются покровы щелочных оливиновых базальтов с маломощными прослоями толентов и кислых эффузивов. На втором этапе в миоцене на вулканическом плато возникают щитовые вулканы щелочных оливиновых базальтов и их более кислых дифференциатов — гавайитов и муджиритов. В это же время вдоль западного края впадины Афар и грабена Красного моря происходит трещинные излияния субщелочных базальтов. Далее в плиоцене последовали

извержения туфов и игнимбритов щелочной серии. В плейстоцене вся область испытала поднятие, которое сопровождалось трещинными излияниями базальтов субщелочного характера и излияниями большого числа кислых лав пантеллеритового состава, т. е. обогащенных натрием. В целом для эфиопской зоны характерно обилие вулканитов умеренной щелочности, а щелочные вулканиты проявлены спорадически в виде небольших базальтовых центров по краям и внутренним частям базальтовых плато.

При переходе из Эфиопской рифтовой зоны в Кенийскую вулканизм несколько сокращается, толеиты и щелочные оливиновые базальты сменяются более щелочными вулканитами. В Кенийской зоне почти нет толеитов, а набор формаций исчерпывается двумя типами — умеренной щелочной и щелочной натровой. Развитие тектоно-вулканической системы Кенийской рифтовой зоны начинается с середины миоцена формированием центрального вулканического щита Кении, представленного большими массами вулканитов умеренно щелочного состава. Этому предшествовал подъем разогретых мантийных масс к земной коре и формирование кенийского свода. Массовые излияния вулканитов начались, когда значительное вздутие коры привело к ее растрескиванию и трещинным излияниям на поверхность большого по объему вулканического материала. Дальше условия магматизма существенно изменились, трещинный характер излияний сменился на центрально-канальный с подачей на поверхность более щелочных и более глубинных магм. Это резкое изменение условий магмообразования совпадает с началом формирования центрального грабена, и его следует вязать с формированием более глубоких расколов коры в полосе рифтовой долины. Широкий площадной вулканизм предшествовавшего этапа сменяется вулканизмом, локализованным внутри осевого грабена. Все это, по-видимому, единый процесс, который характеризуется постепенным сокращением объема вулканизма, распада крупного вулканического ареала на ряд мелких, временной трансформацией типов извержений от трещинных в центральные, направленным увеличением щелочности вулканических продуктов, увеличением глубинности магм и усилением эксплозивности извержений. Смена ассоциаций умеренной щелочности ассоциациями повышенной щелочности обусловлена не дифференциацией какой-то единой магмы, а первичным характером родоначальных расплавов, т. е. связана с изменением условий глубинности плавления мантии. Как пишет Н. А. Логачев [1977], соотношение магматизма вулканитов двух главных серий Кенийской зоны — умеренной и повышенной щелочности — это соотношение на уровне формаций, т. е. такого же ранга, как соотношение между толеитовой и оливин-базальтовой формациями.

Западная ветвь Восточно-Африканской рифтовой системы — Танганьикская и Рукве-Ньясская — принадлежит к другому, щелевому, типу. Западная ветвь не имеет своих индивидуальных краевых полусводовых поднятий, хотя сама по себе, конечно, объединена поднятием всей Африканской рифтовой системы в целом.

Сама система западного щелевого грабена имеет длительную геологическую историю с мезозоя, а морфологически выражена рядом глубоких линейных грабенов. Щелевые рифтовые зоны отличаются от сводово-вулканических незначительным масштабом вулканизма, который здесь эпизодичен и локален, присутствием особо глубоких щелочных магм калиевой специфики. Тектоническая активность в щелевых рифтовых зонах сосредоточена в более узкой полосе, а магматическая активность локализована на отдельных поперечных участках внутри этой полосы. Земная кора здесь более раздроблена, вертикальные и горизонтальные движения более явно выражены, контрастность движений гораздо больше и, соответственно, разрывы проникают гораздо глубже в подстилающий мантийный материал. То, что в двух ветвях Африканского рифтового пояса магма имеет различный состав — натриевый и калиевый, — несомненно связано с тем, что в этих зонах мантийные уровни генерации магмы различаются — менее глубокой в восточной ветви и более глубокой в западной.

Следует сказать, что изложенные особенности вулканизма Африкано-Аравийской рифтовой системы даны в предельно упрощенном виде. Конкретные связи вулканизма с историей геологического развития регионов и их тектоникой носят очень сложный характер. Так, если обратиться к детальным работам, например по Кенийской зоне [Williams 1969; Логачев, 1974], то авторы выделяют соответственно 11 и 8 временных петрохимических ассоциаций вулканических пород.

Рейнская рифтовая система состоит из ряда отдельных грабенов, протягивающихся в длину на 600 км, при ясно выраженной рифтовой долине шириной около 40 км. Рифт наложен на складчатый палеозойский фундамент с мезозой-кайнозойским осадочным чехлом эпигерцинской платформы. Рейнский свод формируется в мезозое и палеогене с выдвиганием таких возвышенностей, как Шварцвальд, Вогезы, Рейнские горы и Арденны. Рейнский грабен совпадает с осью свода, его формирование относится к эоцену в южной части с постепенным распространением оседания на север в олигоцене и неогене. Верхнерейнский грабен разделяет массивы Вогез и Шварцвальда. Его южный конец заканчивается у альпийской складчатой зоны. Северное продолжение грабена разделяется на две ветви: Гиссенский грабен и Нижнерейнский грабен. Вулканические поля и вулканические центры Рейнского грабена обнаруживают связь с выступами кристаллического основания, но имеются и отдельные скопления вулканических центров, не подчиняющихся этой закономерности. Магматические породы умеренной щелочности образуют самые крупные поля как по площади, так и по объему. С удалением от центра вулканической зоны происходит смена пород высокой щелочности, последние формируют ряд вулканических проявлений центрального типа.

Байкальская рифтовая система охватывает котловину оз. Байкал и большое число примыкающих к ней депрессий, она вытяну-

та в длину на 2600 км. Ее формирование начинается в мезозое с развития ряда впадин и поднятий. Развитие новейших грабенов происходит в миоцене, плейстоцене и голоцене. Н. А. Логачевым [1974] была высказана и обоснована идея о продолжающемся разрастании Байкальской рифтовой системы в обе стороны от Южно-Байкальской впадины, где взаимодействуют два процесса: регионального сводообразования и растяжения, с сосредоточением магматизма не в центральном, а в периферических концевых сегментах рифтовой системы. Байкальская рифтовая зона характеризуется наиболее однородным вулканизмом, в целом принадлежащим к формации щелочных оливиновых базальтов, и хотя В. С. Гладких и А. А. Гусельников [1979] выделяют здесь толеиты и щелочные оливиновые базальты, однако, их составы оказываются очень сближенными.

Для вулканических пород континентальных рифтов характерны широкие вариации щелочности от толеитов к известково-щелочным и щелочным разностям. Однако средние по щелочности породы, промежуточные между толеитами и щелочными разностями, почти никто не называет известково-щелочной серией. В нашей литературе укрепилось название вулканиты умеренной щелочности, применяется также название формация щелочных оливиновых базальтов или трахитов. Можно также заметить, что все вулканические серии широко варьируют по кремнеземистости от ультраосновных — щелочных и пикритовых базальтов до средних и весьма кислых разностей. Однако средние и кислые породы редко называют андезитами и дацитами. Для средних по кремнеземистости пород применяются названия гавайит, муджиерит, трахит, а для очень кислых — пантеллерит, комендит и т. д. Желание применять единую систему обозначений для всей книги заставляет нас называть среднюю или умеренную по щелочности группу формацией щелочных оливиновых базальтов или известково-щелочной серией, а вулканиты с избытком кремнезема именовать андезитами, дацитами, риолитами. Следует обратить внимание, что в высококальциевой группе целый ряд пород обычно фигурирует под местными названиями: угандиты, катунгиты, кивиты и т. д.

Как и в предыдущих главах, мы обособляем все вулканические породы в следующие большие группы: 1) толеитовая серия; 2) известково-щелочная серия, или формация щелочных оливиновых базальтов; 3) щелочная серия с подгруппами натриевой и калиевой специфики.

### Вулканические породы толеитовой серии

Для континентальных рифтов в общем случае толеитовый вулканизм не характерен. Среди огромных масс вулканитов умеренной щелочности, т. е. известково-щелочных и щелочных, толеиты встречаются редко. Самые типичные толеиты известны в осевой части Красного моря и на островах осевой зоны — Тайр, Зубар, Зукур. Их химический состав приводится в табл. 38. То-

Средний состав базальтов толентовой серии континентальных рифтов

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7
n	4	6	2	7	3	27	8
SiO <sub>2</sub>	50,0	50,04	45,92	48,08	46,39	48,48	52,12
TiO <sub>2</sub>	1,3	1,93	1,44	2,40	2,59	2,11	2,64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,3	14,33	15,83	15,59	15,89	14,21	13,38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,4	2,59	2,62	2,85	3,38	4,42	4,02
FeO	9,3	7,48	7,48	7,89	8,90	8,84	6,92
MnO	0,13	0,19	0,20	0,19	0,18	0,22	0,16
MgO	7,9	5,19	13,27	7,00	6,43	8,23	5,71
CaO	11,6	11,33	10,34	10,03	11,06	8,81	7,61
Na <sub>2</sub> O	2,5	2,99	2,99	3,42	2,87	2,79	3,36
K <sub>2</sub> O	0,04	0,35	0,54	0,78	0,72	1,34	0,90
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	—	0,48	0,54	0,34	0,55	0,53
Rb	<6	7	15	18	12	—	28
Sr	100	240	395	390	495	—	648
Ba	25	180	130	160	598	—	921
Zr	65	137	200	226	132	143	121
V	300	—	—	—	—	220	210
Cr	400	—	540	185	—	202	197
Co	47	—	100	80	—	69	48
Ni	100	30	—	—	—	132	140

1 — базальты осевого трога Красного моря [Coleman et al., 1975]; 2, 3, 4 — базальты о. Жебел Тайр и о. Зубар в Красном море [Gass, Mallic, Cox, 1973]; 5 — базальт вулкана Пака, рифт Грегори в Кении [Scael, Weaver, 1971]; 6 — оливиновый толент Байкальского рифта [Гладких, Гусельников, 1979]; 7 — толентовый базальт Рейнского грабена [Gehnes, Wimmepauer, 1975].

леиты из осевой части Красного моря очень близки к толентам срединно-океанических хребтов. Для них характерно низкое содержание щелочных элементов.

В других континентальных рифтовых структурах под толентами нередко выделяют базальты, которые по своим химическим особенностям являются переходными к известково-щелочным базальтам и характеризуются повышенными содержаниями K<sub>2</sub>O (1—1,5%), таковы, например, анализы оливиновых толентов Байкальского рифта, по данным В. С. Гладких и А. А. Гусельникова [1979], которые по своим химическим параметрам близки к щелочному оливиновому базальту.

Породы промежуточные между толентами и щелочными оливиновыми базальтами встречаются и в других регионах. Так, в Кенийском рифте [Scael, Weaver, 1971] среди типичных щелочных оливиновых базальтов имеются разности вулканитов пониженной щелочности с низким содержанием K<sub>2</sub>O (0,5—0,8%), которые формально могут быть отнесены к толентам. Таковы базальты вулкана Жебел Кхариз на Аденском побережье [Gass, Mallic, 1968] или некоторые базальты рифта Грегори в Кении [Baker et al., 1977]. По низкому содержанию калия их можно отнести к толентам, в то же время тесная ассоциация этих

пород со щелочными оливиновыми базальтами, трахитами и бенморейтами говорит о том, что они скорее относятся к промежуточным разностям между известковистыми (толеитовыми) и известково-щелочными породами. Как трудно провести границу между толеитами и щелочными оливиновыми базальтами, видно из табл. 34 и 35. Некоторые анализы в обеих таблицах одинаковы, т. е. являются промежуточными между толеитами и щелочными оливиновыми базальтами.

Таким образом, большинство базальтов континентальных рифтов, которые можно отнести к толеитовой группе, характеризуются повышенными содержаниями щелочных и щелочноземельных элементов, титана, фосфора и являются переходными к щелочным оливиновым базальтам. Настоящие толеиты, аналоги толеитов срединно-океанических хребтов, известны в осевой части Красного моря. В целом толеиты не типичны для континентальных рифтов и встречаются редко.

### **Вулканические породы известково-щелочной серии (формации щелочных оливиновых базальтов)**

Лавы щелочных оливиновых базальтов наиболее обильны в областях развития континентальных рифтов. Как уже отмечалось, известково-щелочной вулканизм проявляется с самого начала формирования регионального сводового поднятия, задолго до заложения центрального рифта. Очень характерны в этом отношении огромные покровы щелочных оливиновых базальтов и их дериватов в Эфиопии и Сомали. В позднем эоцене происходит быстрое воздымание территории, огромные покровы щелочных оливиновых базальтов формируются сразу непосредственно за поднятием области и сопутствуют этому поднятию. Надо сказать, что применяемый термин для эфиопских базальтов — «трапповая серия» — неверен по существу и в деталях. Именно для начального рифтового вулканизма характерно, что излияния основных магм происходят на фоне общего поднятия, тогда как настоящие платформенные траппы приурочиваются всегда к прогибам. Терминологическая формационная ошибка связана, по-видимому, с исключительным обилием лав, формирующих мощное (до 4 тыс. м) базальтовое плато. В этом плато преобладают щелочные оливиновые базальты и их дериваты — трахиты, дациты, риолиты, имеют отдельные прослои толеитов.

Симметрично эфиопскому плато базальтов на противоположной стороне Красного моря в Саудовской Аравии располагается плато Шират, также сложенное щелочными оливиновыми базальтами, по которым имеется аналитический материал (Coleman et al., 1975). На противоположном северном берегу Аденского залива известны крупные вулканы: Кхариз, Умм-Бирка, Малый и Большой Аден. Сложены они щелочными оливиновыми базальтами и их кислыми дифференциатами (табл. 39). Аналитический

## Средний состав щелочных оливиновых базальтов континентальных рифтов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
п	12	6	3	5	7	7	—	—	17
SiO <sub>2</sub>	45,5	48,80	47,30	48,04	47,72	46,74	44,78	45,82	45,53
TiO <sub>2</sub>	2,0	2,86	2,57	2,02	2,93	2,72	2,28	2,53	2,62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,4	15,03	13,80	15,10	14,48	13,84	8,61	13,99	15,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,3	10,22	3,41	2,98	3,35	5,78	5,57	4,94	3,87
FeO	7,3	2,56	7,55	8,92	10,12	8,46	8,34	8,13	8,37
MnO	0,2	0,25	0,15	0,20	0,23	0,16	0,18	0,25	0,18
MgO	8,9	4,26	8,73	6,35	5,52	6,38	13,65	7,99	7,48
CaO	9,2	8,48	9,00	12,60	11,20	10,04	12,22	10,88	8,27
Na <sub>2</sub> O	2,7	3,58	3,31	2,69	3,00	3,02	2,18	2,87	4,27
K <sub>2</sub> O	0,8	1,33	1,05	0,78	1,18	1,07	0,80	1,15	2,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,4	0,57	0,52	0,31	0,56	—	0,29	0,45	0,56
Rb	14	38	42	18	24	24	24	33	—
Sr	615	418	810	446	437	438	730	735	—
Ba	230	460	677	400	510	441	412	440	—
Zr	132	194	128	106	167	209	360	300	135
V	180	360	221	—	—	—	278	263	185
Cr	500	300	243	85	55	175	862	322	228
Co	50	40	50	47	45	40	73	51	78
Ni	300	42	183	77	62	33	300	135	141

1 — щелочной базальт плато Шират Саудовской Аравии [Coleman et al., 1975]; 2 — базальт вулкана Малый Аден [Cox, Gass, Mallic, 1970]; 3 — щелочной оливиновый базальт Рейнского грабена [Gehnes, Wimmenauer, 1975]; 4, 5 — базальт и ферробазальт южной части рифта Грегори, Кения [Baker et al., 1977]; 6 — базальт Эфиопии [Barberi et al., 1975]; 7, 8 — пикрито-базальты и оливиновые базальты Восточно-Африканской рифтовой зоны [Герасимовский, Поляков, 1974]; 9 — щелочной оливиновый базальт Байкальского рифта [Гладких, Гусельников, 1979].

материал по этим объектам известен по ряду работ [Gass, Mallic, 1968; Cox, Gass, Mallic, 1970; Gass, Mallic, Cox, 1973].

Породы известково-щелочной серии широко распространены по всему Восточно-Африканскому рифтовому поясу. Большой аналитический материал приводят В. И. Герасимовский и А. И. Поляков [1974], которые обособляют эти породы под названием вулканической серии умеренной щелочности, от толеитовой серии они отличаются несколько повышенной щелочностью ( $K_2O > 1,0\%$ ), однако в отличие от еще более щелочных пород здесь нет фельдшпатоидов (нефелин если и есть, то его очень немного), а типичным парагенезисом является сочетание оливина с плагноклазом. Несомненно исходной родоначальной магмой этих пород является щелочной оливиновый базальт. Однако вся серия вулканитов включает широкий спектр дифференциатов, от пикритовых базальтов к щелочным оливиновым базальтам, андезито-базальтам, трахитам и еще более кислым лейкократовым разновидностям. Большой аналитический материал по этим же сериям имеется и в других работах [Baker et al., 1977].

Магматизм Байкальского рифта, по-видимому, наиболее однородный среди всех рифтовых систем и формационно тоже отно-

сится к серии щелочных оливиновых базальтов. Большое число материалов по геохимии базальтов Байкальского рифта опубликовано В. С. Гладких [1971, 1974, 1976, 1978].

### Вулканические породы щелочной натриевой серии

В континентальных рифтовых системах щелочные породы распространены несколько меньше, чем предыдущая группа пород умеренной щелочности. Для этой группы пород характерно появление натровых фельдшпатоидов — нефелина. Отличие от предыдущей группы заключается в несколько повышенном содержании щелочей. Однако рассматривая анализы, можно видеть, что содержание щелочей увеличивается не намного, более существенно снижение кремнеземистости, увеличение ультраосновности пород, что и приводит к появлению в породах этой группы недосыщенных кремнеземом фельдшпатоидов и преобладанию меланократовых разновидностей пород. Наиболее распространенная порода в этой группе — оливиновый меланефелинит. По-видимому, родоначальная магма этой серии вулканитов представляет именно оливиновый меланефелинит, поскольку еще более меланократовые мелилититы и более лейкократовые нефелиниты и фонолиты распростра-

Таблица 40

Средний состав базальтов натриевой щелочной серии континентальных рифтов

Компоненты	1	2	3	4	5	6
<i>n</i>	5	5	25	—	—	—
SiO <sub>2</sub>	37,22	30,30	40,70	37,80	41,52	46,20
TiO <sub>2</sub>	2,38	2,68	2,64	3,26	2,75	1,61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,00	10,82	11,60	8,42	11,88	18,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,46	5,85	4,96	8,90	6,64	5,97
FeO	5,81	6,80	6,20	5,84	5,67	3,45
MnO	0,19	0,19	0,18	0,25	0,25	0,22
MgO	16,53	13,14	11,42	11,15	6,08	2,30
CaO	17,10	14,58	13,10	16,20	14,63	7,28
Na <sub>2</sub> O	2,03	2,25	3,08	3,18	5,74	9,32
K <sub>2</sub> O	1,21	1,47	1,18	1,94	2,58	4,18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,95	0,74	0,67	0,70	0,92	0,45
Rb	42	48	46	48	63	116
Sr	974	942	934	1240	1160	2260
Ba	1073	952	950	1180	915	1650
Zr	160	170	145	285	270	710
V	304	325	270	212	250	140
Cr	887	786	490	150	50	16
Co	65	58	63	49	38	6
Ni	470	387	352	75	38	18

1, 2, 3 — мелилитит, анкаратрит и оливиновый нефелинит Рейнского grabena [Gehnes, Wimmelaueg, 1975]; 4, 5, 6 — мелилитит, меланефелинит Восточно-Африканской рифтовой зоны [Герасимовский, Поляков, 1974].

нены меньше. Большой аналитический материал по серии щелочных пород Восточно-Африканской рифтовой системы приводят В. И. Герасимовский и А. Н. Поляков [1974]. Имеются также большие материалы по щелочным породам Рейнского грабена [Gehnes, Wimmenauer, 1975], некоторые аналитические данные приводятся в табл. 40.

### Вулканические породы щелочной калиевой серии

В западной рифтовой зоне Африки присутствуют щелочные вулканические породы повышенной калиевости, которые широко известны по многочисленным литературным данным. Для этих пород характерно наличие калиевых фельдшпатоидов: лейцита, кальсилита, калиевого нефелина в совокупности с авгитом и оливином. Отдельные разновидности пород обычно фигурируют под местными названиями, которые определяются следующими минеральными парагенезисами: 1) угандит — авгит + лейцит + оливин, 2) мафурит — авгит + кальсилит + оливин, 3) катунгит — мелилит + калиевое стекло + оливин. Химически эти породы характеризуются: 1) высоким содержанием калия (до 12%), при преобладании калия над натрием, 2) низким содержанием  $\text{SiO}_2$ ; мафической, ультраосновной спецификой, причем ультраосновность пород еще выше, чем в предыдущей группе; 3) высоким содержанием таких элементов, как Mg, Ca, Ba, Sr, Zr, Rb, REE.

Группа угандитов, мафуритов, катунгитов относится к бесполевошпатовой. Кроме того, выделяется еще группа лейцито-полевошпатовых пород — кивитов, мурамбитов и везувитов, а также группа высококалиевых полевошпатовых пород — абсоракитов, шошонитов, банатитов и латитов.

Геохимические данные для серий высококалиевых вулканитов приводятся в табл. 41.

### ГЕОХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Континентальные рифтовые структуры отличаются от океанических гораздо большей глубиной очагов магмогенерации и соответственно преобладанием более щелочных типов базальтов. Одновременно в континентальных рифтах усиливается насыщенность магматических продуктов газовой составляющей, усиливается эксплозивность магматизма, увеличивается доля кислых эффузивов, хотя в самых глубинных щелочных базальтах определенно усиливается их ультраосновность, недосыщенность кремнеземом.

Сначала мы пришли к выводу, что вулканические породы континентальных рифтов ложатся на геохимических диаграммах на те же тренды, что и океанические базальты, или продолжают эти тренды в высокощелочной области. Однако более тщательный геохимический анализ показывает, что хотя базальты континентальных рифтов определенно тяготеют к океаническим рифтовым трен-

Средний состав базальтов калиевой щелочной серии континентальных рифтов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	35,09	39,06	40,47	37,57	36,10	38,61	40,87	42,36
TiO <sub>2</sub>	4,86	4,36	3,52	5,37	4,80	4,37	4,05	3,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,70	8,18	5,38	9,24	7,46	8,03	7,19	17,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,13	4,61	4,03	7,15	7,17	6,14	5,57	3,98
FeO	5,06	4,98	6,47	6,39	5,01	5,14	5,72	6,84
MnO	0,26	0,26	0,23	0,35	0,25	0,21	0,18	0,25
MgO	12,40	17,61	24,84	9,86	12,72	14,14	16,95	3,40
CaO	16,06	10,40	8,06	15,47	16,32	12,55	10,56	9,30
Na <sub>2</sub> O	1,33	0,18	0,68	2,19	1,41	1,01	1,52	4,98
K <sub>2</sub> O	3,56	6,98	3,46	3,80	3,71	6,38	4,36	7,07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,97	0,61	0,29	0,65	0,99	0,79	0,52	1,04
Rb	220	450	450	170	124	160	145	385
Sr	1685	7000	1800	6900	2540	1975	1250	1150
Ba	3370	7500	1700	2900	2380	2380	1500	1400
Zr	1000	900	300	550	370	410	320	377
V	275	230	110	350	239	201	290	241
Cr	720	1300	1200	400	1080	1180	684	123
Co	73	70	110	75	45	46	64	49
Ni	185	300	300	93	203	326	246	100

1, 2, 4, 5 — катунгит, мафурит, угандит, анкаратрит [Higazi, 1954]); 5, 6, 7, 8 — катунгит, мафурит, угандит, лейцитит [Герасимовский, Поляков, 1974].

дам, но в ряде случаев они не буквально копируют океанические тренды.

Обратимся к диаграмме  $K - Ti$  (рис. 50), на которую нанесены точки базальтов континентальных рифтов. Можно констатировать, что с увеличением количества калия в базальтах содержание титана последовательно увеличивается и наиболее титанистыми оказываются самые глубокие высококалийевые базальты. Эта закономерность совпадает с закономерностью, присущей океаническим базальтам. Однако тренд континентальных рифтовых базальтов располагается в высокощелочной области и от океанического тренда несколько смещен влево к континентальному геосинклинальному тренду, хотя, конечно, рифтовые базальты очень сильно отличаются от геосинклинальных повышенной титанистостью всех своих членов.

Аналогичным образом на диаграммах  $K - R$  и  $Rb - Zr$  (рис. 51 и 52) точки континентальных рифтовых базальтов тяготеют к океаническому рифтовому тренду, но все же оказываются несколько смещенными и в конечном счете формируют свои индивидуальные тренды.

На диаграмме  $Ti \rightarrow Zr$  (рис. 53) точки континентальных рифтовых базальтов, как и океанических, занимают место в области высоких значений циркония и титана и этим они резко отличаются от геосинклинальных базальтов. Большинство базальтов умеренной щелочности тяготеют к океаническому тренду, но высокощелочные базальты выходят в более высокую область. В конечном итоге приходится говорить об индивидуальном тренде континентальных рифтовых базальтов, который оказывается смещенным относительно океанического тренда.

Как можно заметить на приведенных диаграммах, точки континентальных рифтовых базальтов довольно сильно рассеиваются и формируют широкие поля, через центральные части которых и проводятся с известной долей условности линии трендов, тогда как океанические базальты формируют гораздо более узкие поля или прямо ложатся на трендовые линии. Здесь приходится признать, что возможно в континентальном рифтовом магматизме присутствует какой-то дополнительный рассеивающий фактор, которого не было в океаническом магматизме.

Мы не приводим здесь корреляционные диаграммы щелочных ( $K - Rb$ ) и щелочноземельных ( $Sr - Ba$ ) элементов. Их поведение в общем стандартно: от толеитов к умеренно щелочным и щелочным базальтам последовательно возрастает содержание и калия и рубидия. С глубиной выплавления магм рубидий накапливается быстрее калия, поэтому с ростом калия отношение  $K/Rb$  уменьшается. Аналогичным образом ведут себя и щелочноземельные элементы. От толеитов к умеренно щелочным и щелочным натриевым и калиевым базальтам последовательно увеличивается количество щелочноземельных элементов, а отношение  $Ba/Sr$  увеличивается от 0,2 до 1,2, т. е. смещается в пользу более щелочного бария. В кислых разностях вулканитов количество бария возра-

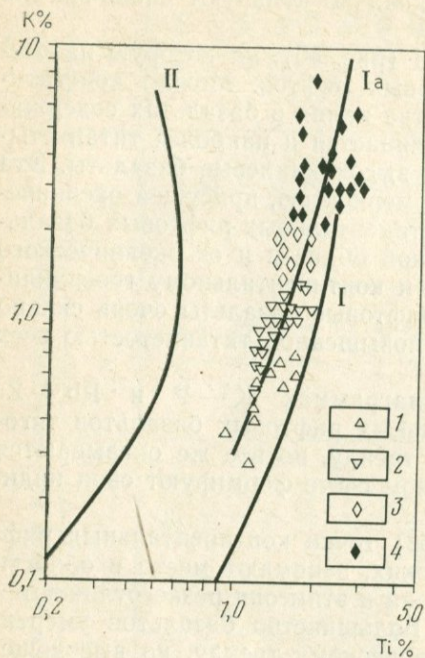


Рис. 50. Диаграмма титан — калий для базальтов континентальных рифтов.

I — тренд океанических базальтов; II — тренд геосинклинальных базальтов; Ia — тренд базальтов континентальных рифтов. 1 — толеиты; 2 — щелочные оливинные базальты; 3 — щелочные базальты натриевой серии; 4 — щелочные базальты калиевой серии

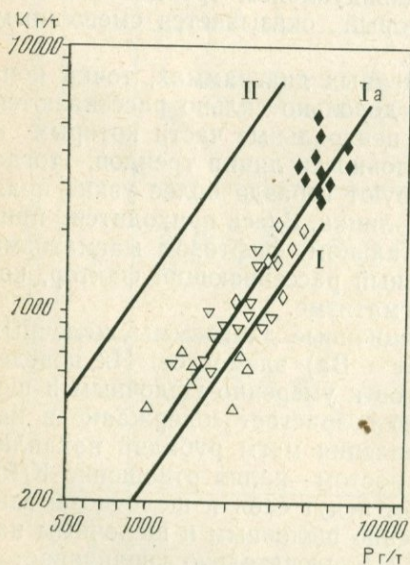


Рис. 51. Диаграмма фосфор — калий для базальтов континентальных рифтов. Условные обозначения см. рис. 50

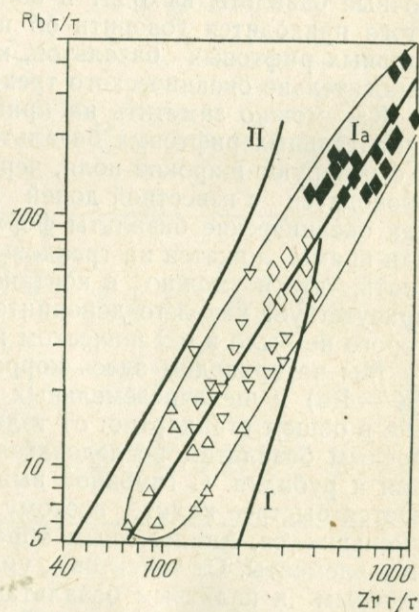
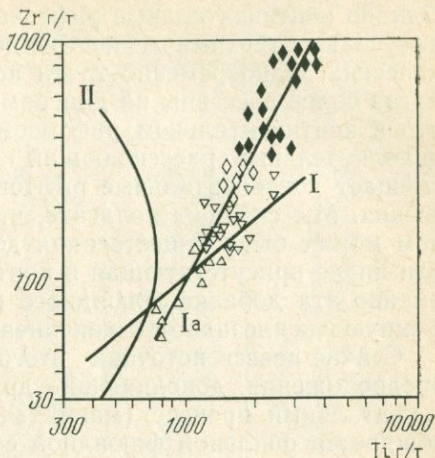


Рис. 52. Диаграмма цирконий — рубидий для базальтов континентальных рифтов. Условные обозначения см. рис. 50

Рис. 53. Диаграмма титан — цирконий для базальтов континентальных рифтов. Условные обозначения см. рис. 50



стает, стронция падает, что позволяет предполагать, что кислые разности вулканитов произошли в результате дифференциации базальтовой магмы.

В отношении элементов группы железа следует сказать, что все континентальные рифтовые базальты характеризуются высокими содержаниями V, Cr, Co, Ni и в этом отношении они похожи на океанические рифтовые базальты и резко отличаются от геосинклинальных базальтов, которые содержат гораздо меньше перечисленных элементов. В сериях разноглубинных океанических базальтов мы обнаружили некоторые особенности взаимного поведения элементов группы железа, которые заключаются в том, что толеитов к щелочным оливиновым и щелочным калиевым базальтам содержание относительно легкоплавких V и Fe увеличивается, а тугоплавких Mg, Cr, Ni уменьшается. В континентальных рифтовых базальтах такую же тенденцию можно проследить в толеитах и умеренно щелочных базальтах, особенно если брать разности одинаковой кремнеземистости.

Так, например, в табл. 39 приведены анализы толеита и щелочного оливинового базальта рифта Грегори (графы 4 и 5). С увеличением содержания K и Ti в базальтах увеличивается Fe и уменьшается Mg, Cr, Ni. Но если обратиться к еще более глубинным калиевым базальтам, то в них резко увеличивается ультраосновность пород, соответственно возрастают содержания элементов группы железа, снижения Mg, Cr, Ni не происходит, т. е. увеличение ультраосновности затушевывает все тонкости взаимного поведения элементов группы железа. Это значит, что чисто рифтовые особенности поведения элементов группы железа в континентальных рифтовых базальтах не всегда удается уловить.

Таким образом, на геохимических диаграммах вулканические породы континентальных рифтов резко отличаются от геосинклинальных вулканических пород и тяготеют к океаническим трендам.

Однако континентальные рифтовые породы формируют свои индивидуальные геохимические тренды, несколько смещенные от океанических. Одновременно точки континентальных рифтовых вулканитов более рассеяны на диаграммах. Очевидно, следует признать, что в континентальном рифтовом вулканизме действует какой-то дополнительный рассеивающий фактор, который одновременно смещает континентальные рифтовые тренды относительно океанических. Мы склонны полагать, что таким дополнительным фактором может быть существенная добавка флюидного вещества, так или иначе присутствующая в континентальном рифтовом процессе, именно эта добавка флюидного вещества и обуславливает повышенную эксплозивность континентального рифтового вулканизма.

Сейчас неясен источник этого флюида. Здесь могут быть два предположения, дополняющие друг друга. Первое — всякий континентальный процесс (магматический, метаморфический) сопровождается обильной флюидной составляющей и в данном случае рифтовые зоны могут быть теми каналами, куда устремляются потоки флюидов вместе с магматическими продуктами рифтового вулканизма. Второе — магматические очаги континентальных рифтовых структур возникают на большей глубине, чем океанические. Процесс плавления мантии и продвижения вверх расплава здесь более длительный, соответственно больше возможности для сбора всех флюидных составляющих, уже имеющихся в ультраосновном субстрате. Соответственно более глубокие магмы континентальных рифтовых систем несут больше флюидных составляющих, чем малоглубинная океаническая магма. Как бы то ни было, но именно более повышенное содержание флюидных составляющих обуславливает геохимическую индивидуальность континентального рифтового вулканизма и его отличия от океанического рифтового.

## ВЫВОДЫ

1. Континентальные рифтовые магомгенерирующие структуры похожи на океанические рифтовые. И в том и в другом случае следует говорить о разогреве мантийного вещества, его подплавлении, поднятии вверх мантийного диапира подплавленного ультраосновного субстрата, сопровождающегося обильным основным магматизмом.

2. Главное отличие континентального и океанического рифтового магматизма заключается в различной глубине очагов магомгенерации. Линза подплавленного ультраосновного вещества в континентальных условиях оказывается глубже, так как перекрыта мощной континентальной корой, а глубина генерации магмы самым решительным образом сказывается на ее составе. В результате для континентального рифтового вулканизма оказываются не характерны малоглубинные толентовые магмы. Самые обильные здесь вулканиты щелочных оливиновых базальтов, несколько меньше по объему вулканиты щелочных базальтов. Наконец для

Средний состав базальтов континентальных рифтов

Компоненты	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	48,70	46,70	40,00	38,80
TiO <sub>2</sub>	2,00	2,50	2,60	4,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,94	14,10	11,47	7,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,04	4,93	6,29	5,72
FeO	8,11	7,82	5,90	5,70
MnO	0,18	0,20	0,21	0,24
MgO	7,67	7,70	10,10	14,34
CaO	10,11	10,21	13,81	12,34
Na <sub>2</sub> O	2,99	3,07	3,50	1,66
K <sub>2</sub> O	0,70	1,20	2,09	4,90
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,40	0,46	0,74	1,00
Rb	14	27	60	260
Sr	380	580	1050	1800
Ba	250	450	1000	2200
Zr	145	180	210	600
V	220	250	275	250
Cr	300	238	220	840
Co	60	50	46	65
Ni	100	100	140	220

1 — средний толеит; 2 — средний щелочной оливиновый базальт; 3 — средний щелочной базальт натриевого ряда; 4 — средний калиевый базальт.

особого щелевого типа континентальных рифтов характерна наиболее глубинная магма щелочных калиевых базальтов. Вычисленный средний состав базальтов континентальных рифтов приведен в табл. 42.

3. В континентальных рифтовых системах с глубиной генерации магмы усиливается их калиевость, ультраосновность и насыщенность летучими компонентами.

4. На геохимических диаграммах тренды базальтов континентальных рифтов примыкают к трендам океанических рифтовых базальтов, однако сами тренды континентальных базальтов оказываются индивидуальными. Сдвиг континентальных рифтовых трендов объясняется нами присутствием повышенного количества флюидной фазы, содержание которой в континентальных рифтовых вулканитах выше, чем в океанических.

#### ВУЛКАНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ДРЕВНИХ И МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ

Помимо геосинклинального магматизма подвижных зон, а также магматизма континентальных рифтов существует обширная категория базит-гипербазитовых континентальных пород, относящихся к платформенному магматизму, который представлен исключительными по объемам магматическими массами трапповой формации и гораздо меньшими по объему вулканическими породами щелочных базальтов.

Особенно обращают на себя внимание платобазальты, заполняющие обширные впадины платформенных континентальных структур. Столь исключительный по обильности магматизм, проявленный на территориях тектонически пассивных, вызывает удивление, поэтому естественны попытки связать его с посторонними причинами и посторонней активностью — развитием соседних подвижных поясов, событиями глобального магматизма в океанах, и наконец, космическими причинами. Обращаются также к известным магматическим механизмам. Представляют трапповый магматизм как типично океанический, а линейное распределение кимберлитовых и ультраосновных — щелочных тел как свидетельство палеорифтового магматического механизма. Если такие идеи и имеют своих сторонников, то основная часть геологов понимает, что как трапповый, так и ультраосновной — щелочной и кимберлитовый магматизм представляют собой явления, характерные только для платформ и нигде в других структурах не проявленное. Это явление занимает определенное место в развитии платформы и становлении континентальной коры, имеет явно индивидуальный характер и связан с особым, платформенным, механизмом генерации магмы, т. е. речь идет об особом типе континентального базитового магматизма, отличного как от океанических рифтов, так и от континентальных подвижных зон.

Современный платформенный магматизм трапповой формации мало известен и плохо изучен. Так, среди кайнозойских трапповых платобазальтов Х. Куно [1972] отмечает юг Вьетнама (магматизм третичный до плейстоценового), Восточную Маньчжурию (от миоцена до современного возраста), плато Патагонии в Южной Аргентине (от миоценового до современного), Западную Шотландию (эоцен), плато Декан в Индии (поздний мел — ранний эоцен). Поскольку хороших примеров современного платформенного магматизма мало, то здесь приходится обратиться уже к историческим примерам и из них взять самый типичный — базитовый магматизм древних платформ.

Платобазальты трапповой формации занимают огромные пространства в Сибири, Индии, Южной Африке и Южной Америке. Застывшие лавовые поля формируют своеобразный ступенчато-террасовидный рельеф, когда отдельные пологгоризонтальные лавовые потоки переслаиваются менее плотными туфами, озерными и речными отложениями и пересекаются долинами современных рек. Излияния платобазальтов трапповой формации приурочиваются к многим протяженным трещинам, которые в отличие от геосинклинальной обстановки не локализованы в узкой зоне, а захватывают огромные пространства, и здесь речь идет уже не о сосредоточенном, а, наоборот, рассеянном распространении магматических очагов.

Несмотря на большие объемы платобазальтов Х. Куно [1972] полагает, что скорость излияния лав при образовании платобазальтов была обычной. Поэтому представляется, что необходимым условием здесь является не высокая концентрация тепловой энер-

гии в каком-то ограниченном объеме, а обычная тепловая концентрация в пределах обширного района в течение длительного времени. Проявления траппового магматизма происходят в виде последовательных импульсов, разобщенных во времени. Перерывы в образовании лавовых покровов устанавливаются по наличию между ними речных и озерных отложений. Обычно излияния лав происходят спокойно, без взрывов с малым объемом пирокластического материала. Кроме трещинных имеются и жерловые излияния, но они менее характерны. Отмечается, что трещинные излияния представлены обычно насыщенными кремнеземом толеитами, тогда как жерловые лавы представлены щелочными оливиновыми базальтами. Самые огромные массы древних платобазальтов, например тунгусских, представлены почти исключительно толеитами, щелочные оливиновые базальты появляются лишь на периферии. В менее обширных и молодых регионах юга Вьетнама и Шотландии имеются как толеитовые, так и щелочные оливиновые базальты. Для молодого базальтового плато Патагонии также приводятся анализы базальтов от толеитов к щелочным оливиновым базальтам и даже калиевым лейцитовым базальтам [Baker, 1978].

Трапповая формация Сибирской платформы является типичным примером платформенного вулканизма. Базальтовый вулканизм на Сибирской платформе носил многоактный характер и охватывал огромные площади. Многое в этой формации загадочно, прежде всего, однообразный и обильный вулканизм, действующий перманентно, постоянно с момента установления платформенного режима в среднем протерозое и исключительно обильно проявившийся в позднепалеозойское — раннемезозойское время. Площадные излияния базальтовых магм связаны здесь с глобальной сетью глубинных разломов (зон проницаемости), которые устанавливаются в кристаллическом фундаменте по геофизическим данным. В верхнем структурном этапе обнаруживаются следующие закономерности. Огромные лавовые поля обычно заполняют центральные опущенные части платформенных прогибов. Вокруг гигантских лавовых полей эффузивной фации располагаются гораздо менее объемные пояса туфов эксплозивной фации. В бортовых приподнятых краях прогибов располагаются пояса даек и силлов гипабиссальной интрузивной фации. Количество базальтов, излившихся на поверхности, примерно равно количеству материала, внедрившегося в виде интрузий, в то время как туфы возникли за счет распыления примерно одной шестой общего количества базальтовой магмы, коэффициент эксплозивности траппов Сибирской платформы составляет 17% [Лурье, Масайтис, 1964]. Для сравнения укажем, что коэффициент эксплозивности центральных частей океанических впадин составляет 1—3%, а геосинклинального вулканизма 85—99%.

Интрузивные базальты представлены кварцевыми и оливиновыми долеритами. Гораздо реже встречаются разности троктолитовых, пикритовых и кислых гранофировых разностей базальтов, которые можно трактовать как продукты кристаллизационной

дифференциации. Примеры кристаллизационной дифференциации в базальтах трапповой формации описывались и исследовались неоднократно, и с петрологической точки зрения этот процесс изучен детально. В. С. Соболев [1936] указывает на существование внутри трапповой формации пород нормального ряда кристаллизационной дифференциации и пород щелочной ветви. Возникновение всего разнообразия пород трапповой формации объяснено им, исходя из теории кристаллизационной дифференциации. Дифференциаты нормального ряда дают серию пород от богатых магниальным оливином и основным плагиоклазом разностей долеритов и троктолитов к кислым и железистым разностям феррогаббро, лейкократового габбро и гранофирам. Субщелочные разности титан-авгитовых долеритов, трахидолеритов и анальцимовых долеритов несколько обогащены щелочами. Субщелочная трахизабазальтовая формация несколько повышенной калиевости пользуется незначительным развитием в ряде периферических районов Сибирской платформы.

В отношении химического типа базальтов ряд авторов относит траппы Сибирской платформы к известково-щелочной серии, близкой к магме щелочных оливиновых базальтов. Однако по малому количеству калия и толеитовому типу дифференциатов средняя магма сибирских траппов ближе стоит к типу толеитовых (известковистых) базальтов. Основная масса нормальных базальтов трапповой формации относится к группе толеитов, а субщелочные разности с повышенным калием к известково-щелочной серии.

Довольно противоречивы представления о насыщенности трапповой магмы летучими компонентами. Силикатные анализы показывают невысокие (1—2%) содержание воды в обычных долеритах. Незначительность или отсутствие контактных метасоматических явлений привела некоторых исследователей к представлению об исключительной сухости трапповой магмы. Однако В. С. Соболев [1936] указывал на богатство отдельных порций расплава летучими компонентами. В более поздних работах В. С. Соболев полагал, что водонасыщенные магмы не способны изливаться на поверхность, отсюда следует вывод о небольшой водонасыщенности базальтовых магм. М. А. Лурье и В. Л. Масайтис [1966] указывали, что повышенные содержания летучих компонентов свойственны определенным группам траппов, внедрявшихся в ранние или заключительные фазы. Можно считать, что трапповая магма несет в себе летучие компоненты, но в умеренных количествах.

Типичный трапповый магматизм проявился и на других древних платформах: Восточно-Европейской, Южно-Китайской, Южно-Африканской, Бразильской и Индостанской. Карбон-юрская формация долеритов Карру в Южной Африке несомненно относится к этому же типу базальтового магматизма. Здесь залегают такие же, как и в Сибири, исключительные по своей протяженности и объему вулканических продуктов лавовые поля на горизонтальной поверхности платформенного осадочного чехла.

Трапповый магматизм Деканского плоскогорья в Индии имеет более молодой возраст — от конца мезозоя до начала эоцена. Вулканические породы заполняют огромную чашеобразную впадину, частично размытую и разрушенную современной эрозией. Судя по публикациям химических анализов, Деканское плато не столь однородно, как Сибирское. Помимо широко представленных толеитов здесь отмечаются и щелочные оливиновые базальты и даже щелочные базальты анкараритового и лимбургитового состава.

Рассмотрение литературы по трапповым формациям всего мира приводит к выводу, что все это однотипные магматические проявления. Излияния платобазальтов приурочиваются к платформенному режиму, повсеместно характеризуются однообразными условиями залегания, одинаковым структурным положением, однообразным составом и большими по объемам вулканическими проявлениями, происходившими в поразительно спокойной геотектонической обстановке. Это особенно примечательное условие проявления траппового магматизма, так как исключительный по объемам вулканизм происходит на фоне пассивной спокойной тектоники. Заполненные базальтовыми лавами впадины испытывают только процесс проседания и некоторого прогибания, хотя гипсометрический уровень платформенной поверхности существенно не меняется и не погружается ниже уровня моря.

Щелочной базальтовый магматизм на древних платформах сопряжен с ультраосновным щелочным магматизмом, проявлен он спорадически, но в целом типичен для геотектонического платформенного режима. Примером такого магматизма могут служить Карело-Кольская и Маймеча-Котуйская щелочные провинции. Первая из них хорошо известна с 30-х годов благодаря публикациям Д. С. Белянкина и В. И. Влодавца, а позднее по работам А. А. Кухаренко и др. [Каледонский комплекс..., 1965], Л. С. Бородина и др. [1974, 1976]. Маймеча-Котуйская провинция детально изучалась в 50—60-е годы, а основной геохимический материал опубликован сотрудниками ИМГРЭ. Известково-щелочные и щелочные разности пород в упомянутых районах неразрывно связаны и в общем представляют единую магматическую провинцию. В обоих регионах проявились все магматические фации: абиссальные интрузивные плутонические формы, среднелюбная дайковая серия и, наконец, излившиеся покровы базальтов. Как всегда, в глубинных условиях шире проявляются возможности для внутрикамерной дифференциации и интрузивные формы представлены большим разнообразием петрохимических разностей. Дайковые и излившиеся формы более однородны. Хотя наличие процессов дифференциации и здесь отрицать нельзя, однако именно эти объекты дают нам вулканический материал, наиболее близкий к составу исходной магмы.

Маймеча-Котуйская провинция известково-щелочных, щелочных базальтов и гипербазитов имеет позднепермский — раннетриасовый возраст. Согласно данным многочисленных исследований становление комплекса имеет сложную историю. Различа-

ются «доинтрузивная» вулканическая активность, сформировавшая могучие покровы эффузивов щелочных базальтов в составе трех свит: арынджагской (300 м), сложенной бесполовошпатовыми щелочными базальтоидами с подчиненным развитием пикритовых порфиритов; коготогской (1100 м), сложенной долеритовыми базальтами и высококальциевыми трахибазальтами, андезитами и дацитами, и, наконец, дельканской свиты (1300 м), сложенной щелочными базальтами, тефритами, нефелинитами, лимбургитами, авгититами, лейцититами и более кислыми дифференциатами андезитового состава. Для эффузивных покровов характерна повышенная основность, что выражается в низком содержании  $\text{SiO}_2$ , повышенной роли бесполовошпатовых базальтов. Известково-щелочной индекс Пикока для всей вулканической серии, по данным Л. Н. Леонтьева и др. [1965], близок к 51, т. е. по щелочности они попадают на границу между известково-щелочными и щелочными сериями.

Гулинский ультраосновной плутон внедрился позже становления эффузивной толщи и стратиграфически располагается выше дельканской свиты. Вверху он перекрывается толщей эффузивных меймечитов, излившихся непосредственно после внедрения самого плутона. Толща меймечитов сложена ультраосновными лавами. Сам Гулинский ультраосновной плутон построен достаточно сложно. Л. С. Егоров и др. [1961] выделяют: а) дуниты и перидотиты; б) перидотиты и пироксениты; в) мельтейгиты, малиньиты, шонкиниты; г) щелочные гипербазиты (хатангиты), лимбургитовые анкаратрит-пикриты; д) ийолит-мельтейгиты, нефелиновые сиениты и карбонатиты. Со становлением Гулинского плутона тесно связана «канализация» потока летучих щелочесодержащих эманаций с наложением интенсивного щелочного метасоматоза. Аналогично и в других ультраосновных щелочных массивах масштаб фенитовых ореолов несопоставим со скромными размерами самих массивов, а значит большое количество флюидного вещества привносилось не только из магмы.

Дайковые породы щелочно-ультраосновной провинции древних платформ довольно разнообразны по составу. Геологически выделяются две главные группы. Первая из них близка породам интрузивных массивов и по существу представляет их жильную фацию. Вторая группа — это автономная дайковая серия, в общем не обязательно связанная с массивами. Породы, слагающие дайки, представлены щелочными лампрофирами — мончикитами, альнеитами, меланефелинитами, а также пикритовыми порфиритами. По свидетельству А. Г. Жабина и Н. П. Суриной [1970] средний состав даек щелочно-ультраосновных пород отвечает составу наиболее распространенных оливиновых меланонефелинитов.

Дайки пикритовых порфиритов и их слюдяные разности являются непременным членом ультраосновных щелочных комплексов. Пикритовые порфириты, ассоциирующиеся со щелочно-ультраосновными массивами, образуются на заключительных этапах становления комплекса и относятся к наиболее поздним вулканиче-

ским проявлениям. Они формируются позже основной массы карбонатитов, хотя и предшествуют позднейшим метасоматическим генерациям карбонатитов.

Групповые и единичные проявления щелочно-ультраосновных массивов рассеяны по северным и южным окраинам Сибирской и Восточно-Европейской платформ. Генетически они не однородны. Ультраосновное ядро таких массивов может быть очень древним, а комплекс щелочных пород гораздо более молодым, использующим старые каналы, пробитые в предшествующие магматические эпохи. Если эрозионный срез таких массивов достаточно глубок, то можно выделить оливинитовое ядро центральной и наиболее древней части, его периферическую часть, метасоматически преобразованную в пироксениты и щелочной кольцевой комплекс, среди пород которого преобладают ийолиты, сложенные примерно в равной доле нефелином и пироксеном (эгирин-авгитом). Крайние дифференциаты щелочного комплекса сложены или пироксеном — якупирангиты или нефелином — уртиты. Между ними существуют **все переходы**: от якупирангитов через мельтейгиты к ийолитам и далее через ийолит-уртиты к уртитам. Менее распространены меллититсодержащие породы — турьяиты и нефелиновые сиениты.

Тектоническая позиция ультраосновных — щелочных массивов неоднократно обсуждалась Ю. М. Шейнманном [1956, 1960, 1961, 1962], который показал, что ультраосновные щелочные комплексы появляются в определенную стадию развития земной коры. Они характерны для платформенных этапов ее формирования, когда складчатые деформации прекращаются и уступают место вертикальным смещениям крупных блоков коры по системам разломов глубокого заложения. Важную роль здесь играют тектонические границы крупных внутриплатформенных структур или границы крупных платформенных блоков, а также скалывающие тектонические зоны и швы на краевых частях платформы.

Следует сказать несколько слов об идее планетарных линеаментов, к которым якобы приурочиваются проявления щелочного магматизма. Ю. М. Шейнманн, говоря только о щелочных породах Южной Африки, Рейнской, Норвежской и Северо-Байкальской областей, приурочивал их к «сквозьструктурным» разломам, рассекающим и проходящим сквозь разнородные геологические образования. Сейчас мы понимаем, что в данных примерах речь идет о молодой рифтовой системе и ее сквозьструктурный характер не вызывает сомнений. Позже появились работы [Кореску, 1972; Бородин, 1974], в которых авторы большинство проявлений щелочных пород, в том числе и на древних платформах, приурочивают к системе линеаментов, пересекающих континенты, с их платформенными и складчатыми структурами, и продолжающихся даже в океанические области. К таким построениям следует относиться осторожно. Варианты таких планетарных линеаментов совершенно не согласуются у разных авторов, проводятся они без тектонического анализа и соединяют генетически разные щелочные комплексы, в том числе и щелочные породы мировой рифтовой системы.

Такой подход, пусть и предварительный, недопустим, потому что так объединяются магматические формации разных геотектонических режимов. Ясно, что щелочно-ультраосновные комплексы древних платформ и щелочные породы молодых рифтов относятся к разным формациям и разным геотектоническим и эндогенным режимам и вряд ли могут быть объединены единой системой мировых линейментов.

Главным в проблеме происхождения щелочных ультраосновных комплексов является вопрос о генезисе родоначальной магмы, поскольку остальные детали их становления могут быть удовлетворительно решены на основании известных петрологических механизмов — кристаллизационной дифференциации и наложенного метасоматоза. В отношении родоначальной магмы щелочных платформенных пород есть разные точки зрения. Одни полагают, что в данном случае речь должна идти о базальтовой родоначальной магме, а именно, о магме, близкой к щелочному оливниновому базальту [Гладких и др., 1965; Жабин и Сурина, 1970; Кухаренко и др., 1965]. Другие же говорят о самостоятельной щелочно-ультраосновной магме, более глубинной, чем базальтовая [Шейнманн, 1960; Бородин, 1974; Сурина, 1968]. Нам представляется, что в данном случае определено речь идет о щелочной базальтовой магме, но специфического ультраосновного уклона, типичного для геотектонического режима древних платформ. Эта же специфика калиевого щелочного базальта с еще большим ультраосновным уклоном проявляется в более глубинной кимберлитовой формации древних платформ.

Вулканическая формация кимберлитов характерна только для геотектонического режима древних платформ. Несмотря на относительную редкость и ничтожные объемы, кимберлиты обнаружены сейчас почти на всех древних платформах: африканской, сибирской, индостанской, северо-американской, австралийской. В то же время ни в каких других структурных подразделениях, в том числе и на молодых платформах, кимберлиты не встречены.

Как и трапповый, кимберлитовый магматизм проявляется на платформах неоднократно. Фиксируются абиссальные и гипабиссальные формы проявления кимберлитового вулканизма, представленного дайками и трубками взрыва. Подозревается наличие покровных вулканических проявлений. Обычно кимберлитовые тела группируются в обособленные поля трубок и даек. По представлениям Е. В. Францесон [1976], в каждом отдельном поле может быть выделен своего рода центр магматического давления, фиксируемый главной, большой кимберлитовой трубкой, остальные спутные тела имеют уже малые размеры и гораздо меньшие объемы вулканического материала.

Кимберлитовая магма, генерированная на огромной глубине, при своем внедрении, по-видимому, мало считается с особенностями близповерхностных структур. По крайней мере закономерности пространственного размещения кимберлитовых тел — это спорный вопрос, далекий от своего разрешения. Предполагается централь-

но-изометрическая локализация кимберлитовых полей в теле платформы. Однако с той же долей уверенности можно говорить и о линейной локализации, с глубоким эшелонированием вдоль бортов Ангарско-Вилойско-Ленских впадин или Уджинского авлакогена. Неясными остаются также пространственные, временные и исторические связи кимберлитового вулканизма с ультраосновным — щелочным и трапповым магматизмом.

Большинство исследователей относят кимберлиты к ультраабазитам на том основании, что это существенно оливиновая порода с низким содержанием кремнезема и глинозема. Имеется и другая точка зрения [Заварицкий, 1955; Гапеева, 1958], что кимберлиты следует относить к щелочным базальтоидам. Этот вопрос обсуждался в статье автора [Лутц, Францессон, 1976], в которой было показано, что по геохимическим особенностям кимберлиты гораздо ближе стоят к калиевым щелочным базальтам, чем к типичным ультраабазитам. Подавляющее большинство геохимических параметров повторяет и параллелизуется с геохимическими особенностями базальтов и резко отличается от геохимических характеристик ультраабазитов. Петрохимические параметры кимберлитов широко варьируют. Есть кимберлиты с ярко выраженными ультраосновными свойствами и химический состав их близок к составу гранатовых перидотитов, а есть разности, в которых усиливаются базальтовые характеристики и поэтому по составу они близки к пиритам и базанитам. Наличие высокобарофильного алмаза и многочисленных включений мантийных ультраосновных пород говорит о глубоком мантийном происхождении кимберлитовой магмы, больше того, из всех магм именно кимберлитовая генерируется на наибольшей глубине.

Представляется, что кимберлитовая магма начинает выплавляться в мантии на глубине 150—300 км как силикатная жидкость щелочного калиевого базальта. В силу каких-то особых причин не происходит обособления и отделения этой базальтовой жидкости от тугоплавкого ультраосновного остатка, частично он захватывается базальтовой магмой и выносится на поверхность. В результате кимберлиты, обладая всеми геохимическими особенностями щелочных базальтов с повышенным содержанием всех некогерентных элементов, содержат также большое количество магния и тугоплавких сидерофильных элементов — хрома, никеля, кобальта, а общий состав кимберлитов оказывается варьирующим от базанитов до ультраабазитов. Статистические исследования показывают, что алмазосодержащие наиболее глубинные кимберлиты, наиболее ультраосновные, неалмазоносные — более базитовые и по составу смыкаются с пикритовыми порфиритами.

Возвращаясь к магматизму Сибирской платформы, в целом следует сказать, что как всегда в классификационном подходе к вулканическим породам того или иного региона возможны варианты. Так, М. Л. Лурье и В. Л. Масайтис [1964] внутри трапповой формации выделяют следующие типы базальтовых расплавов: а) магнезиальный, б) нормальный, в) железистый, г) субщелоч-

ной натровый, д) субщелочной калиевый, обогащенный титаном. Нормальный и субщелочной калиевый типы рассматриваются как представители родоначальных первичных магм, остальные петрохимические типы возникают при дифференциации родоначальных магм. Позднее В. Л. Масайтис [1973] полагал, что на Сибирской платформе мы имеем дело с двумя независимыми сериями вулканитов: толеитов и щелочных оливиновых базальтов. Б. В. Олейников [1979] выделяет в составе трапповой формации три субформации: собственно базитовую, субгипербазитовую, или пикрит-базальтовую, и субщелочную, или трахидолеритовую. Ю. Р. Васильев и В. В. Золотухин [1977] говорят о непрерывном ряде вулканитов от обычных толеитовых магм к магнезиальным траппам и через промежуточные разности пикритовых пород к ультрабазитам. Действительно можно выделить такой ряд прогрессирующей магмической тенденции: кварцевый толеит — оливиновый толеит — субщелочной толеит повышенной калиевости — щелочной оливиновый базальт — щелочные ультраосновные породы — пикриты. В литературе часто обсуждается родственный генезис пикритовых порфиритов и кимберлитов, однако большинство авторов различают две формации древних платформ — щелочно-ультраосновную и более глубинную — кимберлитовую.

В целом для древних платформ можно наметить следующий ряд магматических проявлений увеличивающейся глубинности.

1. Известковистые толеитовые базальты (трапповая формация).

2. Известково-щелочные базальты (субщелочные базальты трапповой формации и формация щелочных оливиновых базальтов).

3. Щелочные базальты (формация щелочных базальтов лампрофирового ряда — альнеитов, мончикитов, меланефилинитов и нефелинитов и щелочные интрузивные породы мельтейгит-иолитуртитового ряда).

4. Калиевые щелочные базальтоиды ультраосновного уклона (формация пикритовых порфиритов и формация кимберлитов).

Несмотря на обилие геологических и петрохимических работ по вулканическим формациям древних платформ, собственно геохимических данных оказывается немного. По сибирским траппам надо отметить работу Г. В. Нестеренко и А. И. Альмухамедова [1973], Б. П. Золотарева [1975], Б. В. Олейникова [1979], девонские траппы Восточно-Европейской платформы изучены В. С. Гладких [1971]. Имеются также данные по базальтам Карру Южной Африки [Cox, Hornung, 1966; Roex, Reid, 1978; Eales, Robey, 1976] и плато Декан в Индии [Krisnamurthy, Cox, 1977]. По формации щелочных оливиновых базальтов нами использован материал В. С. Гладких [1976] и материалы сборника «Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов» [1965]; по щелочным породам и пикритовым порфиритам работы Л. С. Бородина и др. [1974, 1976]. По геохимии кимберлитов вышла монография И. П. Илупина,

Ф. В. Каминского, Е. В. Францесон [1978], в которой сведены все имеющиеся материалы по кимберлитам.

Типичные примеры химических составов главнейших представителей платформенных вулканических пород приведены в табл. 43, 44, 45.

Таблица 43

Средний состав толеитовых базальтов (траппов) древних платформ

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	48,05	47,12	49,7	49,11	51,8	52,7	54,5
TiO <sub>2</sub>	1,48	1,52	1,1	1,85	1,13	1,16	2,0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,13	14,93	15,6	14,37	14,8	15,4	14,1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,03	3,54	4,1	5,16	3,92	1,38	2,6
FeO	9,35	9,60	8,4	7,64	7,26	9,35	9,4
MnO	0,21	0,27	0,1	0,19	0,17	0,22	0,1
MgO	6,82	7,64	6,9	7,46	7,1	6,6	4,2
CaO	10,85	10,06	11,0	11,60	10,6	9,9	8,0
Na <sub>2</sub> O	2,32	2,23	2,3	2,30	2,40	2,22	3,0
K <sub>2</sub> O	0,56	0,65	0,7	0,17	0,74	0,87	1,5
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,20	0,1	0,16	0,13	0,16	0,4
Rb	16	22	9	—	50	17	—
Sr	690	690	—	—	190	168	560
Ba	360	280	—	—	256	200	450
Zr	130	80	40	80	85	83	150
V	190	150	180	260	300	225	260
Cr	180	270	210	185	317	293	110
Co	34	40	—	40	34	38	45
Ni	110	130	160	84	73	70	70

1, 2 — недифференцированные и дифференцированные долериты Сибирской платформы [Нестеренко, Альмухамедов, 1973]; 3 — траппы тунгусской и пуроранской провинций Сибирской платформы [Золотарев, 1975]; 4 — девонские толеиты Воронежской антеклизы Восточно-Европейской платформы [Гладких, 1971]; 5, 6 — базальты Лесото Африканской платформы [Cox and Horning, 1966]; 7 — колумбийские платобазальты Американской платформы [Hamilton, 1963].

Обращаясь к молодым платформам, мы также обнаруживаем обильные вулканические проявления платформенной стадии, которую принято связывать с геотектоническим режимом позднейшей или новейшей активизации. Процессы новейшей активизации и объемы связанного с ним вулканизма представляют собой явления отнюдь не малого масштаба. Так, кайнозойская геологическая история Центральной Азии характеризуется широким развитием базальтового вулканизма, который сформировал многочисленные лавовые поля на большой территории, включающей Туву, Восточный Саян, Монголию, Северный Китай, Куьнлунь и Тибет.

Несмотря на большое количество работ, посвященных новейшей активизации, это явление в значительной мере остается непонятым, вернее не поняты те эндогенные причины колоссальных горообразовательных процессов, которые формируют крупнейшие современные горные системы Центральной Азии, не являясь в то же время орогенным этапом предшествующего геосинклинального

Средний состав известково-щелочных (субщелочных) базальтов древних платформ

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6
<i>n</i>	30	7	24	10	7	13
SiO <sub>2</sub>	45,9	46,89	38,56	41,44	38,14	46,55
TiO <sub>2</sub>	3,0	2,80	4,45	4,65	4,38	4,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,0	14,80	10,01	11,28	11,39	10,21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,2	6,91	10,18	8,69	8,88	7,07
FeO	10,4	4,63	4,46	5,54	4,85	7,83
MnO	0,2	0,10	0,18	0,20	0,26	0,18
MgO	5,0	6,05	9,61	7,35	8,42	7,58
CaO	8,9	10,85	11,79	12,78	13,22	9,15
Na <sub>2</sub> O	3,1	2,42	2,16	2,94	2,33	3,73
K <sub>2</sub> O	1,9	1,47	1,81	1,44	1,34	1,46
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,7	0,38	0,59	0,78	0,56	0,67
Rb	60	34	50	44	40	40
Zr	250	222	200	190	330	450
V	250	354	200	220	250	210
Cr	100	132	350	230	250	380
Co	30	—	—	—	100	—
Ni	20	87	—	—	100	220

1 — трахизальты периферических зон Сибирской платформы [Олейников, 1979]; 2 — базальты Деканского плато Индийской платформы [Krishnamurthy and Cox, 1977]; 3, 4 — щелочные (оливиновые) базальты арынжангской и дельканской свит Маймеч-Котуйского района Сибирской платформы [Гладких и др., 1965]; 5 — щелочные оливиновые базальты контозерской свиты Карело-Кольского района [Бородин, Гладких, 1973]; 6 — щелочной оливиновый базальт эффузивной свиты Ловозерского массива [Бородин и др., 1973].

развития, так как следуют за вполне установившимся здесь в конце мела — начале палеогена платформенным режимом.

Магматические комплексы молодых платформ могут быть спровоцированы разными эндогенными причинами и предварительно выделяются следующие классы магматических проявлений и типы тектоно-магматической активизации.

1. Тип отраженной или резонансной активности, когда магматические проявления на молодой платформе связаны с геосинклинальным процессом, протекающим в соседних областях. Например, мы знаем, что современные зоны Бенъофа могут уходить глубоко под материк и самые глубинные магмы калиевых базальтов фактически появляются в пределах стабильных материковых блоков. Такой тип магматизма проявлен не только на молодых платформах, но и на древних. Так, мезозойская (юра — мел) формация калиевых базальтов Алданского щита определено связана с заложением соседнего Тихоокеанского пояса.

2. Тип автономной или собственной магматической активности молодых платформ. Он не связан ни с событиями в соседней геосинклинальной области, ни с процессами рифтогенеза. Именно

Средние составы вулканических пород древних платформ

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	49,6	45,9	42,2	40,5	30,8	27,0
TiO <sub>2</sub>	1,5	3,0	4,3	3,5	2,8	1,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,8	15,0	11,7	11,2	5,0	3,3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,5	4,2	8,9	6,6	6,9	6,1
FeO	8,1	10,4	5,7	7,3	6,7	2,9
MnO	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
MgO	6,8	5,0	8,3	9,0	19,7	23,5
CaO	10,8	8,9	11,7	13,5	15,3	13,6
Na <sub>2</sub> O	2,3	2,8	2,8	2,5	0,6	0,13
K <sub>2</sub> O	0,7	1,8	1,5	2,2	1,8	0,91
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,7	0,6	0,5	1,2	0,60
Rb	20	60	60	70	50	52
Sr	690	—	—	4400	1400	755
Ba	360	—	—	3100	1200	955
Zr	100	250	400	400	380	162
V	200	250	250	200	120	100
Cr	300	100	300	350	640	960
Co	30	30	40	60	90	75
Ni	100	20	80	100	420	810

1 — толеиты трапповой формации; 2 — базальты трапповой формации повышенной калиевости; 3 — щелочные оливиновые базальты вулканических покровов щелочно-ультрасосновных комплексов; 4 — щелочные лампрофировые базальты даек; 5 — пикритовые порфириты; 6 — кимберлиты.

вулканизм этого типа стоит сопоставить с магматической активностью древних платформ, ведь на древних платформах это тоже режим собственной, автономной активизации существенно базальтового уклona.

Геохимических материалов по вулканическим породам молодых платформ мало. Здесь надо отметить аналитические данные по третичным и современным базальтам Тасмании и восточной Австралии [Frey et al., 1978] (табл. 46) и некоторые данные по базальтовому плато Патагонии [Baker, 1978].

В последние годы появились две работы И. В. Мушкина [1976] и В. В. Кепежинскас [1979], в которых детально описаны базальты новейшей активизации молодых платформ. Знакомство с этими работами показывает, что объекты исключительно детально исследованы, однако в обеих работах геотектоническая типизация исследованных базальтов остается неопределенной.

Так, И. В. Мушкин, описывая формацию калиевых базальтоидов Тянь-Шаня, говорит о ее возможной связи с развитием Средиземноморского геосинклинального пояса и с режимом континентального рифтогенеза, и с автономным орогенезом молодой активизированной платформы. Щелочные базальты Тянь-Шаня формируют трубки взрыва и дайки, локализованные в четырех магматических узлах, приуроченных к двум краевым разломным зонам. К моменту внедрения базальтов Тянь-Шань представлял молодую

Средний состав базальтов молодых платформ

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7
<i>n</i>	3	3	7	5	7	77	105
SiO <sub>2</sub>	51,60	49,31	42,51	55,33	48,50	47,11	48,45
TiO <sub>2</sub>	1,94	1,92	3,02	1,28	2,06	2,65	2,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,39	14,45	11,76	14,09	15,40	12,63	14,84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,76	1,87	2,19	1,37	4,80	4,02	4,26
FeO	9,07	9,34	10,91	7,79	5,78	8,15	6,17
MnO	0,15	0,17	0,19	0,20	0,20	0,22	0,18
MgO	7,66	9,44	11,75	5,42	8,00	8,61	7,34
CaO	9,08	8,58	10,45	8,22	8,42	9,53	8,03
Na <sub>2</sub> O	3,26	3,35	3,81	3,50	3,55	3,74	3,86
K <sub>2</sub> O	0,73	1,14	2,05	0,58	1,60	1,79	2,85
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,34	0,42	1,26	—	—	—	—
Rb	16	23	31	5	—	36	55
Sr	400	515	1100	—	—	830	1150
Ba	210	470	480	—	—	385	595
Zr	140	150	320	140	—	370	400
V	160	170	180	—	—	200	120
Cr	267	315	400	—	—	286	140
Co	55	70	56	55	—	50	40
Ni	145	307	368	155	—	200	100

1, 2, 3 — толеиты, щелочные оливиновые базальты и щелочные базальты Тасмании и юго-восточной Австралии [Frey et al., 1978]; 4, 5, 6, 7 — кайнозойские толеиты, известково-щелочные, щелочные натровые и щелочные субкальцевые базальты Монголии [Кекежинскас и Гладких, 1978].

платформу, поскольку в середине триаса платформенный режим здесь установился вполне. Мезозойские базальты относятся к щелочным разновидностям. Здесь выделены: 1) более ранняя каликатровая недифференцированная серия, представленная анальцимовыми диабазами и кринанитами и 2) более поздняя калиевая дифференцированная серия мончикитов, лимбургитов, камптонитов и трахибазальтов.

Большой петрохимический и геохимический материал И. В. Мушкина был нанесен нами на геохимические диаграммы и исследован. Выяснилось, что точки Тянь-шаньских базальтов попадают на геосинклинальные тренды на диаграммах Ti — K, K — P, Ti — Zr, Zr — Rb, Ti — Cr, Cr — V. Одновременно они резко удалены от трендов рифтогенных и собственно платформенных вулкаников и никак с ними не могут быть сравнены. Таким образом, мезозой-кайнозойские щелочные базальты Тянь-Шаня по своим геохимическим параметрам сопоставимы с геосинклинальными базальтами, а это значит, что их определенно надо связывать с активностью соседней Средиземноморской геосинклинали, и тогда здесь мы имеем пример резонансной или отраженной активизации молодой платформы. Следует сказать, что такой вывод согласуется с представлениями других геологов [Борисов, Лордкипанидзе,

1964; Хамрабаев и др., 1973], которые высказывали мнение, что движущей силой мезозой-кайнозойской активизации Тянь-Шаня являются геосинклинальные события соседнего Средиземноморского пояса.

В. В. Кепежинский, описывая кайнозойские щелочные базальты Монголии, сравнивает их со щелочными базальтами океанических островов и со щелочными базальтами континентальных рифтов. Однако при петрохимических и геохимических сравнениях выясняются существенные отличия монгольских щелочных базальтов и от тех и от других. В результате связь кайнозойского магматизма Центральной Азии с каким-то определенным геотектоническим режимом остается невыясненной. Используя геохимические критерии, можно более четко определить формационную природу и геотектоническую принадлежность молодых базальтовых вулканитов Монголии. Средние составы кайнозойских базальтов Монголии приведены в табл. 42. Как будет показано дальше, кайнозойские базальты Монголии определенно можно связать с автономным режимом молодой платформы и параллелизовать их с собственным магматизмом древних платформ.

### ГЕОХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Рассмотрим геохимические особенности следующих групп вулканических пород древних платформ: 1) группу толеитовых (известковых) базальтов трапповой формации; 2) группу известково-щелочных базальтов, в которую входят субщелочные базальты трапповой формации и щелочные оливиновые базальты из вулканических покровов Маймеча-Котуйской провинции; последние более магнезиальны, более титанисты, хотя сумма щелочей и калиевого их не выше, чем трахибазальтов трапповой формации; 3) группу щелочных базальтов, которая включает лампрофиры дайковой серии щелочно-ультраосновной формации древних платформ; 4) группу калиевых базальтоидов, которая объединяет разности пикритовых порфиритов и кимберлитов.

Поскольку мы рассматриваем вулканические породы, то в геохимический анализ нами не включаются породы плутонической интрузивной фазы щелочных базальтов, а разбираются только породы вулканических покровов и абиссальных даек. Не учитываются также детали кристаллизационной дифференциации, поскольку петрохимические и геохимические особенности дифференциации платформенных базитовых магм обсуждены в специальных работах [Соболев, 1936; Нестеренко, Альмухамедов, 1973].

Следует особо отметить повышенную ультраосновность платформенных щелочных пород. Уже лампрофиры характеризуются низкой кремнеземистостью, повышенным содержанием магния и пониженным глинозема. Ультраосновность же более глубинных пикритовых порфиритов и кимберлитов еще больше усиливается. В то же время общая щелочность (сумма  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) платформенных щелочных пород невелика и сопоставима с общей щелоч-

ностью известково-щелочных базальтов. Так, анализы многих альнеитов и мончикитов показывают суммарную щелочность меньше 4%. В данной связи поэтому интересно исследовать особенности распределения натрия и калия в платформенных вулканитах.

На рис. 54 показаны особенности распределения калия и натрия в вулканических породах древних платформ. Для толеитовой серии базальтов характерны умеренные содержания щелочных элементов и явное преобладание натрия над калием. В известково-щелочных базальтах трапповой формации возрастает количество щелочей, а отношение  $K/Na$  смещается в пользу калия. Щелочные оливиновые базальты Маймеча-Котуйской провинции сопоставимы по содержанию щелочей с известково-щелочными базальтами трапповой формации. Здесь же нанесены точки средних анализов щелочных базальтов дайковой серии щелочно-ультраосновных комплексов. Интересно, что эта группа перекрывает поле известково-щелочных базальтов, а частично выходит в область более высоких содержаний натрия и калия. Различия известково-щелочной и щелочной групп по содержанию оказываются не столь уж велики. Можно полагать, что в данном случае именно повышенная ультраосновность базальтов дайковой серии обеспечивает их щелочной характер, т. е. кристаллизацию фельдшпатоидов, тогда как суммарная щелочность ( $Na_2O + K_2O$ ) оказывается для этих пород относительно невысокой. В еще более ультраосновных пикритовых порфиридах и кимберлитах количество щелочей сокращается, однако отношение  $R/Na$  продолжает увеличиваться и в кимберлитах достигает максимальных значений — больше 10. В данном случае, как всегда, с глубиной генерации магм калий-натровое отношение смещается в пользу более щелочного калия.

На диаграмме рис. 54 по средним данным нанесены главные тренды океанических (I) и геосинклинальных (II) вулканитов. Мы знаем, что в сериях океанических вулканитов от толеитов к щелочным оливиновым базальтам и щелочным калиевым базальтам последовательно увеличивается содержание калия и натрия, и отношение  $K/Na$  последовательно увеличивается. Такая же тенденция характерна для геосинклинальных вулканитов, но в высококалиевой области океанический и геосинклинальный тренды расходятся. В высококалиевых геосинклинальных базальтах с некоторого момента при продолжающемся росте калия, содержание натрия падает. Тренд платформенных вулканитов отличается как от океанического, так и от геосинклинального. Платформенные толеиты и известково-щелочные базальты повторяют главную тенденцию увеличения щелочности и увеличения калий-натрового отношения, но в щелочных базальтах с некоторого момента содержание натрия и калия не увеличивается, потом начинает падать, что объясняется усиливающейся ультраосновностью платформенных щелочных вулканитов, однако относительная калиевость ( $K/Na$ ) с увеличением глубины генерации магм продолжает увеличиваться. Таким образом, уже на диаграмме  $Na - K$  главные тренды вулканитов океанического, геосинклинального и платфор-

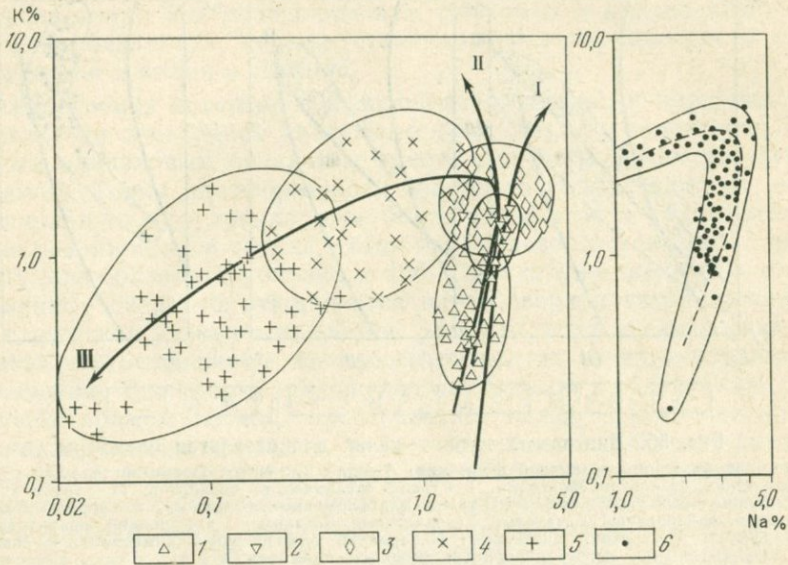


Рис. 54. Диаграмма натрия — калий для базальтов континентальных платформ:

а — для базальтов древних платформ; б — для кайнозойских базальтов Монголии, пунктиром показан тренд для молодых базальтов Патагонии. I — тренд океанических базальтов; II — тренд геосинклинальных базальтов; III — тренд платформенных базальтов. 1 — толеиты; 2 — известково-щелочные базальты; 3 — щелочные базальты; 4 — пикритовые порфириты; 5 — кимберлиты; 6 — кайнозойские базальты Монголии

менного режимов в высокощелочной области значительно различаются.

На дополнительной диаграмме (рис. 54, б) показано изменение содержаний калия и натрия в кайнозойских базальтах Монголии и трендовая линия распределения калия и натрия в молодых базальтах Патагонии. Можно видеть, что тенденции изменения натрия и калия в базальтах молодых платформ такие же, как и в базальтах древних платформ.

Рассмотрим особенности распределения калия и титана в вулканических комплексах древних платформ. На рис. 55, а нанесены точки толеитов и щелочных оливковых базальтов трапповой формации. В целом, как и прежде, можно говорить о том, что с ростом глубины выплавления базальтов в них увеличивается количество калия и титана. Однако при сравнении с океаническим и геосинклинальным трендами видно, что платформенная корреляция между калием и титаном отличается от океанической и геосинклинальной. Точки платформенных вулканитов располагаются между океаническим и геосинклинальным трендами и формируют свой тренд, несколько более пологий в координатах Ti — K.

При переходе к более глубинным щелочным базальтам (рис. 55, б) можно видеть, что точки щелочных базальтов не про-

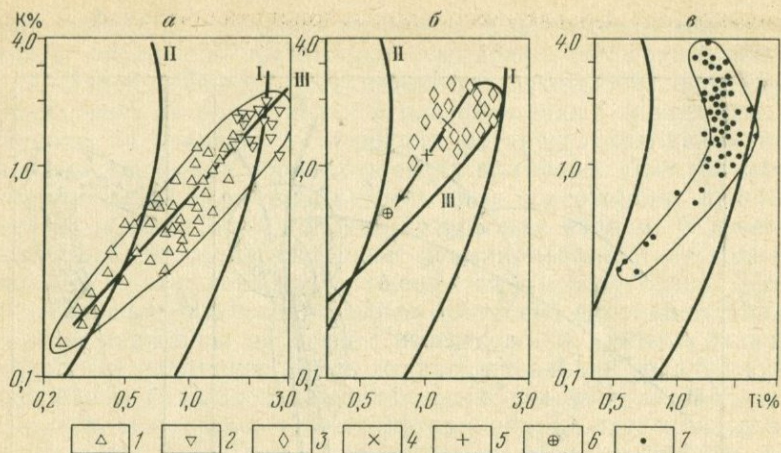


Рис. 55. Диаграмма титан — калий для базальтов платформ:

*а* — для базальтов трапповой формации; *б* — для щелочных базальтов; *в* — для кайнозойских базальтов Монголии. I — тренд океанических базальтов; II — тренд геосинклинальных базальтов; III — тренд платформенных базальтов. 1 — толеиты; 2 — известково-щелочные базальты; 3 — щелочные базальты; 4 — средний пикритовый порфирит; 5 — средний кимберлит; 6 — средний алмазоносный кимберлит; 7 — кайнозойские базальты Монголии

должают платформенный тренд, а смещаются от него влево. По сравнению с известково-щелочными базальтами в щелочных калий существенно не увеличивается, а титан падает. То есть титановая континентальная инверсия, отмечаемая уже в сообществе геосинклинальных вулканитов, здесь проявляется также отчетливо. Титановой инверсией мы называем закономерность, когда с увеличением глубины выплавления базальтов количество титана в них закономерно увеличивается, а потом столь же закономерно уменьшается. Пикритовые порфиры по количеству калия и титана совпадают со щелочными базальтами и также располагаются в промежуточном пространстве между рифтовым и геосинклинальными трендами. В более глубинных кимберлитах, особенно алмазоносных, количество калия и титана уменьшается, а сам платформенный тренд может быть изображен в виде петли; когда от толеитов к щелочным оливиновым базальтам количество калия и титана увеличивается, в щелочных базальтах кривая разворачивается (инверсия) и дальше от пикритов к кимберлитам (неалмазоносным, потом алмазоносным) фиксируется уже обратный ход трендовой линии. На рис. 55, *в* показано соотношение титана и калия для кайнозойских базальтов Монголии. Здесь толеиты и известково-щелочные базальты повторяют платформенное соотношение титана и калия. В щелочных базальтах содержание титана снижается, фиксируя отчетливую континентальную инверсию титана при увеличивающемся содержании калия. Мы видим, что платформенное соотношение титана и калия отличается от геосинклинального, так как основная масса точек располагается в области высоких значений титана. Однако от рифтовых вулканитов

платформенные базальты также отличаются наличием титановой инверсии, тогда как в океанических рифтовых и континентальных рифтовых базальтах всегда устанавливается прямое увеличение содержания и калия и титана.

Аналогичная инверсия в распределении титана и циркония намечается на следующей диаграмме (рис. 56). От толентов к щелочным оливиновым базальтам вместе с титаном увеличивается и цирконий. Точки платформенных базальтов не следуют по пути геосинклинального тренда, они более титанисты и группируются около океанического тренда, титан-циркониевое отношение в трапповых платобазальтах близко к 100. Однако уже щелочные платформенные базальты отклоняются влево вверх и титан-циркониевое отношение у них уменьшается. Заметим, что в океанических базальтах это отношение в щелочных разностях имеет тенденцию к увеличению. Платформенные щелочные базальты располагаются в широком промежуточном пространстве между океаническим и геосинклинальным трендами, т. е. они содержат больше титана, чем геосинклинальные базальты, но меньше, чем океанические. Пикритовые порфиры по титану и цирконию частично совпадают со щелочными базальтами, титан-циркониевое отношение колеблется у них от 100 до 20, среднее 45. Инверсия содержания титана и циркония от пикритов к кимберлитам с уменьшением количества и титана и циркония приводит к тому, что платформенный тренд на диаграмме образует петлю. Прямое увеличение титана и циркония сменяется на обратное. Важно отметить, что щелочные платформенные породы, а также пикриты и кимберлиты не попадают на рифтовый тренд, а значит предположения о рифтогенном происхождении этих пород неверны.

Диаграмма Zr — Rb (рис. 57) в основных своих закономерностях повторяет диаграмму Ti — K. От толентов к щелочным оливиновым базальтам намечается прямое увеличение содержания и рубидия и циркония. Однако платформенная корреляция рубидия и циркония отличается от океанической и геосинклинальной, платформенный тренд более пологий. Толентовый конец платформенного тренда пересекает геосинклинальный в области повышенных значений рубидия и циркония, а известково-щелочная часть платформенного тренда пересекает уже океанический тренд. Дайковые лампрофиры из щелочно-ультраосновной формации занимают промежуточное положение между геосинклинальным и океаническим трендами или совпадают с полем известково-щелочных пород. Примерно такое же количество рубидия и циркония устанавливается в пикритовых порфирах и кимберлитах. Таким образом, щелочные разности платформенных вулканитов из-за усиливающейся ультраосновности не отличаются повышенными содержаниями рубидия и циркония. Взаимная корреляция рубидия и циркония в вулканических породах древних платформ носит индивидуальный характер.

Очень похожие графические соотношения устанавливаются на диаграмме R — K (рис. 58). Платформенные толенты по распреде-

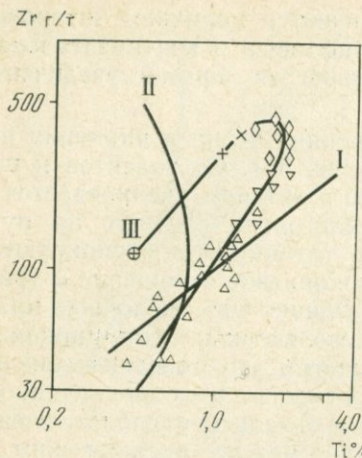


Рис. 56. Диаграмма титан — цирконий для базальтов древних платформ. Условные обозначения см. рис. 55

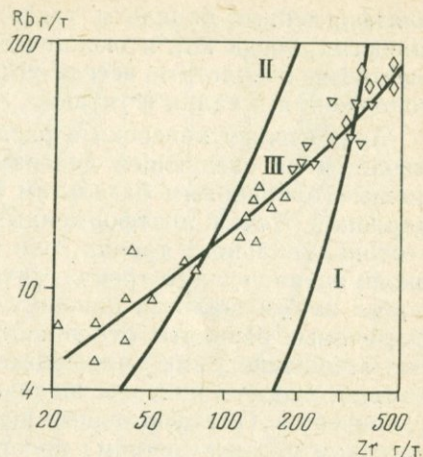


Рис. 57. Диаграмма цирконий — рубидий для базальтов древних платформ. Условные обозначения см. рис. 55

лению калия и фосфора тяготеют к геосинклинальному тренду, однако от типичных геосинклинальных толеитов они отличаются несколько повышенными содержаниями и калия и фосфора. К щелочным оливиновым базальтам количество калия и фосфора растет, но сама платформенная коррелятивная линия отличается как от геосинклинальной, так и от океанической; она более пологая и рассекает как геосинклинальный, так и океанический тренды. Щелочные вулканы частично совпадают с известково-щелочными, частично сдвигаются в промежуточную область между геосинклинальным и океаническим трендами. В пикритовых порфиритах и далее к кимберлитам количество калия и фосфора снижается, что, как и на остальных диаграммах, мы склонны объяснить усиливающейся ультраосновной тенденцией платформенного магматизма.

Обратимся к элементам группы железа V, Cr, Co, Ni. Как всегда следует отметить, что эта группа малочувствительна к характеру петрологических процессов. Выделенные группы пород частично перекрываются по содержаниям элементов группы железа, те или другие тенденции в поведении элементов группы железа можно наметить только грубо статистически.

Из всей группы только ванадий несколько более легкоплавкий элемент и базальтовые магмы обогащены им относительно ультраосновного мантийного субстрата. В этом отношении ванадий похож на титан, поэтому интересно рассмотреть особенности поведения его совместно с титаном. На диаграмме Ti — V (рис. 59) по средним данным намечены тренды океанических и геосинклинальных базальтов. В океанической серии намечается прямое увеличение содержания титана и ванадия от толеитов к щелочным оливиновым базальтам и щелочным базальтам. Геосинклинальные

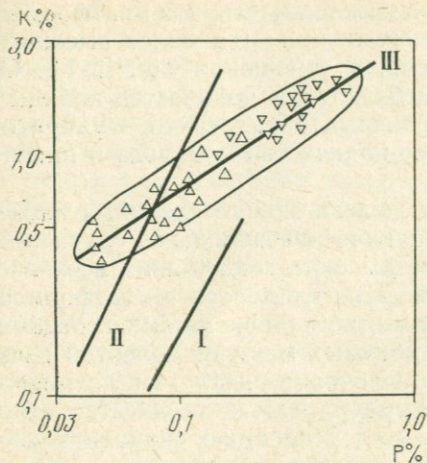


Рис. 58. Диаграмма фосфор — калий для базальтов древних платформ. Условные обозначения см. рис. 55

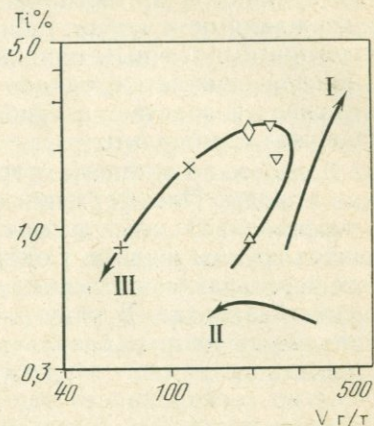


Рис. 59. Диаграмма ванадий — титан для базальтов древних платформ. Условные обозначения см. рис. 55

базальты содержат гораздо меньше титана, их тренд располагается в нижней части диаграммы и от толеитов к известково-щелочным базальтам намечается обратная тенденция последовательного снижения количества ванадия. Платформенные толеиты и щелочные оливиновые базальты по особенностям распределения титана и ванадия похожи на океанические базальты. Титана и ванадия в них много и от толеитов к щелочным оливиновым базальтам содержание титана и ванадия увеличивается. Однако к щелочным базальтам и калиевым ультраосновным базитам — пикритам и кимберлитам — содержание и титана и ванадия уменьшается, т. е. ванадий здесь повторяет титановую инверсию. От толеитов к щелочным оливиновым базальтам ванадий увеличивается, в щелочных базальтах его накопление замедляется, а в пикритах и кимберлитах падает. Таким образом, платформенные вулканиды формируют на диаграмме  $Ti - V$  свой корреляционный тренд и характеризуются индивидуальной картиной поведения ванадия, отличающейся и от океанического рифтового и от континентального геосинклинального.

Диаграмма  $Cr - V$  оказывается невыразительной, точки платформенных базальтоидов попадают в промежуточное пространство между океаническим и геосинклинальным трендами. От толеитов к щелочным оливиновым базальтам количество хрома снижается, в щелочных лампрофировых базальтах хрома тоже немного. Но в пикритах и кимберлитах количество хрома сильно возрастает, что объясняется явно выраженной ультраосновной спецификой этих пород.

По соотношению Ni — Co также можно видеть, что платформенные вулканиды от геосинклинальных отличаются более высокими содержаниями и кобальта и никеля, а отношение  $Co/Ni > 1,5$ . От толеитов к щелочным оливиновым базальтам количество кобальта и никеля снижается, однако в щелочных базальтах и в пикритах оно снова возрастает и наибольшее количество кобальта и никеля содержат кимберлиты.

В целом по элементам группы железа можно сделать следующие выводы. Платформенные вулканические породы по сравнению с геосинклинальными имеют более высокие содержания всех элементов группы железа. Содержание этих элементов в платформенных базальтах сопоставимо с такими же содержаниями в океанических базальтах. В ряду разноглубинных магм от толеитов к известково-щелочным базальтам и щелочным базальтам натрового и калиевого ряда — пикритам и кимберлитам — количество относительно легкоплавкого ванадия имеет тенденцию сначала к увеличению, а потом к снижению. Относительно тугоплавкие — хром, никель, кобальт — ведут себя одинаково, от толеитов к известково-щелочным базальтам их количество сначала падает, а в щелочной серии начинает повышаться, особенно к ультраосновным разностям — пикритам и кимберлитам.

#### ВЫВОДЫ

Касаясь наиболее распространенных и исключительных по объемам платформенных платобазальтов, можно отметить, что повышенные содержания всей группы когерентных элементов, в том числе и группы железа, роднят эти породы с океаническими базальтами. Однако они имеют и повышенное содержание некогерентных элементов, что сближает их с геосинклинальными базальтами. На диаграммах с парами когерентный и некогерентный элемент платобазальты не попадают на океанический тренд, они попадают в область, где тренд платформенных базальтов пересекает геосинклинальный тренд.

Если рассмотреть диаграммы, на осях которых фигурирует когерентный и некогерентный элемент, то многие из них оказываются однотипными. Океанические и континентальные геосинклинальные тренды ясно различаются по соотношению когерентных и некогерентных элементов, океанические тренды сдвинуты в пользу когерентного элемента, а геосинклинальные — некогерентного, потому что при геосинклинальном магмообразовании осуществляется мощная добавка некогерентных элементов глубинными флюидами дегазации мантии. На этих же диаграммах тренд платформенных базальтов располагается более полого. Его толеитовый конец пересекает континентальный геосинклинальный тренд, известково-щелочное и щелочное продолжение платформенного тренда сечет уже океанический тренд. Щелочные платформенные породы располагаются в промежуточном пространстве между геосинклинальным и океаническим трендами. Можно предполо-

гать, что начальные стадии платформенного магматизма, так же как и геосинклинальные, осуществляются при притоке мантийных флюидов, поэтому обильные толеитовые вулканы ложатся на диаграммах вблизи геосинклинального тренда. Однако дальше этот флюидный поток сокращается и дальнейшее плавление континентальной мантии стимулируется только запасами накопленного тепла, под действием которого и осуществляется ограниченное, локальное плавление более глубоких горизонтов мантии с выплавлением щелочных оливиновых базальтов, точки которых на диаграммах смещаются уже к океаническому тренду. Эти же факторы — ограниченность флюидного подтока и прогрев мантийных глубин — определяют локальные и небольшие очаги плавления щелочно-ультраосновной магмы, в том числе пикритов и кимберлитов, точки этих пород на диаграммах попадают в промежуточное пространство между океаническими и геосинклинальными трендами.

На многих диаграммах платформенные вулканические породы попадают в промежуточное пространство между океаническим и геосинклинальным трендами. Все это определяется тем, что флюидный режим платформенного магматизма также промежуточный. Пульсирующий поток флюидов глубинной дегазации мантии есть, но он не обильный, сокращается и сходит на нет, поэтому механизм плавления в потоке растворов сменяется механизмом простого плавления с небольшой добавкой флюидного вещества, соответственно при платформенном магматизме эффузивные формы вулканизма начинают значительно преобладать над эксплозивными, а коэффициент эксплозивности ( $E=17\%$ ) оказывается промежуточным между океаническим ( $E=3\%$ ) и геосинклинальным ( $E=95\%$ ).

Можно предполагать, что платформенный континентальный магматизм, так же как геосинклинальный и орогенный, вызывается пульсирующими потоками флюидов глубокой дегазации мантии. Однако объем этих потоков флюидов сокращен и весь платформенный вулканизм представляет регрессивную симатическую ветвь континентального вулканизма. Причем регрессивный, вырождающийся характер платформенного вулканизма проявляется в следующих признаках.

1. В отличие от геосинклинального режима с сильным преобладанием эксплозивного вулканизма над эффузивным, в платформенную стадию, наоборот, эффузивные формы вулканизма преобладают над эксплозивными. В этом отношении платформенный вулканизм напоминает океанический. Толеитовая магма несет к себе летучие компоненты, но в умеренных количествах.

2. Отсутствует самостоятельный кислый магматизм. Основные же магмы дают ничтожные объемы кислых дифференциатов.

3. По мере развития платформенного вулканизма очаги генерации магмы перемещаются вглубь, а объем магматических продуктов прогрессивно падает. В этой же последовательности усиливается мафическая тенденция магматизма от насыщенных основ-

ных лав к недосыщенным щелочным и ультраосновным. Заметим, что эта тенденция прямо противоположна геосинклинальной, в которой ультраосновные лавы ассоциируют с малоглубинными толеитами, а в более глубоких и более щелочных магмах параллельно со щелочностью увеличивается и кремнекислотность. Так, в геосинклинальном вулканизме в известковистой серии преобладают базальты, в известково-щелочной — андезито-базальты, в щелочной — андезиты шошонитового и латитового состава. Платформенный же вулканизм демонстрирует нам противоположную тенденцию увеличивающейся мафичности, где ультраосновные лавы оказываются самыми глубинными, самыми поздними и ассоциируют не с толеитами, а со щелочными породами.

4. Рассеянный характер дегазации мантии определяет рассеянный площадной вулканизм. Конечно рассеянный тип дегазации более затруднен, чем локализованный. Замедленное продвижение флюидных потоков приводит к тому, что в глубинных щелочных и ультраосновных магмах процесс кислотного выщелачивания протекает полно и глубинные магмы оказываются сильно обогащенными некогерентными элементами. Наиболее глубинные базитовые магмы плохо отделяются и обособляются от ультраосновного мантийного остатка. Характерный пример — кимберлиты бывают наполнены мантийными мегакристаллами и включениями ультраосновных пород.

5. Характерна также тектоническая пассивность платформенного магматического режима, которая уже отмечалась. Напрашивается вывод, что и это свидетельство вырожденного, финального характера эндогенных процессов, когда динамическая активность уже прекратилась, но остаточные потоки флюидов глубокой дегазации мантии продолжают стимулировать мантийное магмообразование.

Нет никаких оснований параллелизовать платформенный вулканизм с океаническим. Наиболее обильные толеитовые платобазальты не попадают на океанические тренды диаграмм. Платформенные базальты формируют свои индивидуальные тренды на геохимических диаграммах, отличающиеся как от океанических, так и от геосинклинальных. Поэтому платформенная стадия — это индивидуальный режим развития континентальной коры, магматизм которой использует последние потоки ювенильных флюидов и последние остатки тепла, накопленного мантийными глубинами. Эта финальная стадия континентального вулканизма имеет отчетливый симатический профиль с усиливающейся ультраосновностью последних вулканических проявлений. Таким образом, континентальная сиалическая направленность геосинклинальных и орогенных режимов в платформенную, заключительную стадию сменяется ясной симатической тенденцией. Этот процесс имеет некоторое сходство с океаническим — также покрываются большие пространства платобазальтами, реологические свойства коры меняются, в геофизическом смысле уточняется и сокращается гранитный слой. Земная кора становится более плотной. И тем не менее этот про-

цесс нельзя назвать океанизацией континентальной коры, поскольку платформенный вулканизм это не океанический вулканизм ни по геотектоническому режиму, ни по механизмам магмообразования, ни по химическим особенностям вулканических продуктов. Платформенная континентальная кора не перерождается в океаническую, так как сохраняет свою огромную мощность и континентальные сейсмические скоростные характеристики. Платформенная кора не погружается ниже уровня океана. Другое дело, что спецификой и океанического и платформенного магматизма является базификация коры, перерождение ее из сиалической в симатическую. Истощение флюидных потоков дегазации мантии приводит к тому, что и в океанах, и на континентальных платформах абсолютно преобладающим типом вулканической активности становится основной базальтовый вулканизм симатического профиля.

Современная земная кора является продуктом дифференциации мантийного вещества. Три вида геологических процессов формируют земную кору: магматизм, метаморфизм и поверхностное выветривание, или осадочная дифференциация. Ведущее значение в дифференциации мантийного вещества и формировании земной коры принадлежит магматизму. Поскольку состав магм отличается от мантийного субстрата, то, выплавляясь на большой глубине, внедряясь в кору и изливаясь на поверхность, магматические породы участвуют в дифференциации мантийного вещества и формируют коровое вещество.

Современная вулканическая деятельность связана главным образом с двумя типами активных структур: 1) мировой системой океанических рифтов, общая протяженность которых оценивается в 90 тыс. км, и 2) современными геосинклинальными подвижными поясами Тихоокеанского кольца и Тетиса. Таким образом, современная вулканическая активность связана с двумя эндогенными режимами: океаническим и континентальным геосинклинальным. С этими двумя эндогенными режимами связаны два различных магмогенерирующих механизма, вулканические продукты которых, изливаясь на поверхность, формируют два типа земной коры: 1) кору океаническую и 2) кору континентальную.

Наличие двух типов коры присуще не только Земле, но и другим планетам земной группы, например таким, как Марс. Так, на Марсе выделяются и могут быть противопоставлены: континентальная кора южного полушария и «океаническая» кора северного полушария. Древняя область южного полушария приподнята над средним уровнем планеты на 3—5 км, испещрена древними, частично полустертыми кратерами вулканов. Это относительно легкая кора континентального типа с преобладанием отрицательных гравитационных аномалий. Более молодая область северного полушария опущена на 1—2 км ниже среднего по планете, с менее многочисленными вулканическими кратерами хорошей сохранности. Это более тяжелая кора «океанического» типа с преобладанием положительных гравитационных аномалий. Предполагается, что «океанические» равнины северного полушария гораздо моложе древних континентальных масс южного полушария. Как известно, и на Луне обособляется древняя континентальная кора и более молодая «морская» кора, имеющие различные геофизические характеристики и сложенные базальтами различающегося состава. Характерно, что на всех планетах земной группы кора континентального типа оказывается более древней и формируется раньше, чем кора океаническая или морская.

Сравнение продуктов континентального и океанического вулканизма на Земле приводит к выводу, что появление и рост кон-

тинентальной коры тесно связаны с глубинной дегазацией земного вещества и с процессом плавления и дифференциации матийного вещества в потоках глубинных флюидов. Этот процесс интенсивно протекает на ранних этапах геологической истории и постепенно стихает. Океанический же базитовый вулканизм обязан процессу плавления мантийного вещества без особого притока флюидов. Поскольку этот процесс связан с постепенным накоплением тепла в результате распада радиоактивных элементов, то проявлялся он много позже.

Процесс дегазации мантийного вещества мог начаться сразу же после аккреции и аккумуляции протопланетного вещества и в отношении континентов можно сказать, что их формирование начинается очень рано. Согласно представлениям В. В. Белоусова, развитие материковой тектоносферы можно представить как совокупность эндогенных режимов, существующих друг с другом в пространстве и сменяющих друг друга во времени. Для крупных сегментов континентальной коры можно наметить определенную эволюцию развития, которая определяется сменой эндогенных геотектонических режимов в последовательности от собственно геосинклинального к орогенному и, наконец, платформенному режиму. Каждый из них имеет свои особенности, в том числе и особенности магмообразования, поэтому на каждом режиме, формирующем континентальную кору, следует остановиться подробно.

### Геосинклинальный эндогенный режим и его магматизм

Своим возникновением геосинклинальная область обязана системе разломов, которые раскалывают кристаллическое основание. Отдельные глыбы, ограниченные разломами, опускаются, образуя геосинклинальные прогибы. Геосинклинальный прогиб, возникший вдоль разломов, представляет собой узкую депрессию, заполненную вулканическими и осадочными морскими отложениями.

Таким образом, начальный этап континентальных подвижных поясов, т. е. протяженных и относительно узких зон, связан с зонами глубинных разломов — каналами проницаемости потоков глубинных флюидов, несущих и большую энергию и новое вещество. Процесс дегазации мантии, по-видимому, никогда не был сплошным по всей массе литосферы. Возможно, что на самых ранних этапах, в какой-то степени еще можно говорить о рассеянной проницаемости литосферного панциря, но позже продукты дегазации сосредотачиваются во все более и более узких зонах. Склеротизация литосферы и закупорка старых каналов приводит к отклонению потоков дегазации и они начинают проникать как бы из под старых уже сформированных сиалических масс по наклонным зонам Беньюфа. Новые геосинклинальные зоны прилегают к старым континентальным массам и их наращивают. Одновременно прорывы потоков дегазации могут разрывать уже

сформированные континентальные массы. Все это определяет разделение подвижных поясов на окраинно-материковые и внутри- или межматериковые.

Вулканизм геосинклинального режима отличается исключительной насыщенностью магматических продуктов газовой составляющей. Все извержения сопровождаются выбросами огромного количества газов. Как показывают наблюдения над современными извержениями на островных дугах и активных континентальных окраинах среди продуктов вулканизма решительно преобладают взрывные формы, т. е. магматические массы, распыленные газами. Коэффициент взрывности геосинклинального современного вулканизма неизменно очень высок (85—99%). Таким образом, самой существенной и характерной особенностью геосинклинального вулканизма является не только высокая насыщенность магм газовой составляющей, но и большой избыток газовой составляющей над магматическим материалом.

Фундаментальной особенностью глубинного разреза кора — мантия является существование сильнейшего градиента окислительно-восстановительного потенциала, универсальным показателем которого может служить  $f_{O_2}$  — фугитивность кислорода. Разноглубинные типы базальтов могут различаться по этому показателю на один-два порядка. Так, для ориентировки можно указать, что для наиболее восстановленных лунных базальтов  $\ln f_{O_2}$  равно минус 14, для щелочных базальтов — минус 10—11, для известково-щелочных — минус 9—10, для толеитов — минус 8—9.

Известно, что в некоторой области градиентного поля окислительно-восстановительного потенциала даже незначительное возрастание фугитивности кислорода приведет к резкому возрастанию  $f_{H_2O}$  за счет снижения  $f_{H_2}$  (окисление водорода). Это говорит о том, что в некотором интервале вертикального разреза  $f_{H_2O}$  должно возрастать резко, скачком. Эффект этот может проявляться на разных глубинах в зависимости от температуры, давления и индивидуальных параметров флюидного потока, но неизменно резкое увеличение количества воды приведет к массовому плавлению мантийного вещества. Эти рассуждения необходимы нам, чтобы показать, что мантия плавится не на всем вертикальном разрезе, а только в определенном и не очень большом интервале, а дальше с увеличением глубины и температуры процесс плавления не усиливается, а сокращается. Совершенно сухие мантийные газы не способны вызывать плавление, поэтому они могут проходить через большие массы мантийного вещества, не вызывая никакого плавления.

Обилие относительно малоглубинных толеитовых магм и гораздо меньшие объемы более глубинных щелочных магм заставляют предполагать, что процессом плавления оказываются захвачены верхние горизонты верхней мантии. Очевидно, при продвижении вверх флюидных продуктов дегазации мантии на уровне нижней кромки астеносферы происходит первое предварительное окисление восстановленных мантийных газов. Термический разо-

грев и появление воды — самого эффективного плавня — обеспечивают массовое выплавление толеитовой магмы в верхах мантии. Объемы более глубоких и более щелочных магм оказываются всегда гораздо меньшими, что связано с резким уменьшением количества воды с глубиной.

К особой и очень важной проблеме геосинклиналильного режима относится вопрос происхождения самостоятельных кислых магм мантийного происхождения, которые характерны только для геосинклиналильных и орогенных режимов. Благодаря обильному кислому магматизму геосинклиналильного и орогенного режимов и происходит наращивание сиалического континентального панциря. Во всех других режимах (рифтовом океаническом, континентальном и платформенном) генерируются только основные магмы с очень небольшим количеством кислых дифференциатов. Только для геосинклиналильного и орогенного режимов подвижных поясов характерны самостоятельные кислые магмы. Ясно, что обсуждать идеи корового происхождения кислых магм бессмысленно, никакой кругооборот осадочной дифференциации не способен создать огромные массы сиалической коры. Необходим приток сиалического материала из мантии.

Проблема происхождения кислых мантийных магм сложна. По-видимому, простое плавление кислых магм из ультраосновного субстрата невозможно из-за термического барьера между базальтами и андезитами [Жариков и др., 1978]. И действительно, там, где идет простое выплавление базальтовых магм из ультраосновного субстрата (например, в океаническом режиме), кислые магмы не генерируются. И в рамках изохимического плавления вряд ли удастся найти сколько-нибудь удовлетворительное решение проблемы мантийного происхождения кислых пород. Необходим какой-то дополнительный фактор, обеспечивающий появление насыщенных и пересыщенных кремнеземом расплавов. Таким дополнительным фактором может быть наличие избыточного флюидного раствора, характерного именно для геосинклиналильного и орогенного режимов. Резкое скачкообразное окисление водорода должно сильно изменять кислотно-основные параметры флюидного раствора. Если водород действует как ярко выраженный кислотный компонент и диссоциирует на водородные ионы, то вода обладает уже щелочными свойствами и может быть поставлена в ряд с сильными щелочами —  $K_2O$  —  $Li_2O$  —  $Na_2O$  —  $H_2O$ . Окисленный и соответственно ошелоченный флюид оказывается резко неравновесным с окружающим субстратом и, чтобы восстановить свою кислотность — щелочность до нормальной, он должен экстрагировать, растворить и вобрать в себя из окружающего материала кислотные компоненты и прежде всего кремнезем. Как пишет Д. С. Коржинский: «повышение щелочности флюидов понижает валовые коэффициенты активности кислотных и амфотерных окислов, что увеличивает их растворимость в магме.» [1978, с. 8]. В результате в верхних горизонтах мантийного разреза флюид может существенно обогатиться кремнекислотой. Смеси с базаль-

товой магмой такого флюида могут дать начало кислым расплавам, обогащенным свободной кремнекислотой и щелочами в сбалансированных соотношениях.

Геосинклинальный вулканизм представлен тремя сериями вулканитов: известковистых (толеитовых), известково-щелочных и щелочных. Особенности состава каждой магматической серии определяются глубиной генерации магмы. Параллельно сериям разноглубинных базальтов развиваются серии кислых вулканитов соответственно известковой, известково-щелочной и щелочной спецификации, причем в более щелочных сериях роль кислых вулканитов увеличивается. Так, в толеитовой серии преобладают базальты, в известково-щелочной серии — андезитобазальты, в щелочной серии — шшониты и латиты, т. е. породы андезитового состава. Геосинклинальные андезиты нельзя рассматривать в качестве продуктов кристаллизационной дифференциации базальтовых магм, это самостоятельные андезитовые магмы, которые получаются в мантийной зоне генерации как смесь базальтового расплава и флюидной составляющей, несущей щелочные и кислотные компоненты в сбалансированных соотношениях. Механизм геосинклинальной генерации магм в фильтрующемся потоке флюидов при существенном избытке флюидной составляющей позволяет принять идею смещения.

Как показывает изучение современных геосинклинальных систем, их жизнь начинается с заложения очень глубокого наклонного канала проницаемости для мантийных флюидов. Этот канал уже вверху надстраивается геологическими образованиями геосинклинального подвижного пояса, но эндогенный ствол или корень такого пояса очень глубок.

Современные зоны Беньофа оказываются причленены к недавним геосинклинальным системам, т. е. продолжают непрерывный геосинклинальный процесс далекого прошлого. Они могут разрывать кору различной предварительной подготовленности: могут разрывать молодую океаническую кору и быть выдвинутыми далеко в океан, а также могут накладываться на крупные материковые острова — Японию, Папуа Новую Гвинею, а также могут выходить непосредственно из-под континентального материка Южной и Северной Америки. Наклонный характер таких зон заранее программирует асимметричное и зональное строение геосинклинальной области.

Непосредственный выход сейсмоактивной зоны Беньофа на поверхность фиксируется глубоководным желобом. Однако магмы находят путь на поверхность не по наклонной (30—45°) зоне, а по более прямым путям — скальвающим трещинам и каналам, непосредственно соединяющим зону Беньофа с поверхностью.

Вблизи глубоководного желоба обильны излияния толеитовой магмы. Обильная магмогенерация толеитов связана с относительно неглубоким окислением глубинных флюидов в верхах мантии. Вместе с толеитами на начальных стадиях геосинклинального процесса возможны излияния и ультраосновных лав, насыщенных

летучими компонентами и геохимически тесно связанных с толеитами. На геохимических диаграммах такие ультраосновные лавы соседствуют с толеитами и наращивают геосинклинальные тренды в нижних частях диаграмм. Необходимо подчеркнуть, что такое сочетание толеитов и ультраосновных лав ни в коем случае нельзя называть офиолитовой ассоциацией. Типичные офиолиты формируются и внедряются позже.

Дальше от глубоководного желоба на большом пространстве распространяется область излияний более глубинных известково-щелочных вулканитов. В известково-щелочной серии вулканитов усиливается значение андезитовых лав. Зоны толеитового и известково-щелочного вулканизма частично перекрываются и на многих островах их основание сложено толеитами, а верхняя насыпная надстройка — известково-щелочными вулканитами. Тем не менее многократно зафиксирована закономерность, что с удалением от глубоководного желоба щелочность вулканических продуктов возрастает, причем все более глубинные и более щелочные магмы оказываются дальше удалены от края геосинклинальной области, ограниченной глубоководным желобом.

Продувка флюидами зоны Беньофа смещает фронт окисления мантийных флюидов вверх. Позже начинают поступать все более сухие глубинные флюиды, которые проходят мантийное вещество насквозь, не вызывая его плавления. Этап геосинклинального вулканизма сменяется этапом регионального метаморфизма, который происходит под действием мантийных флюидов, проникающих в кору, в том числе и в новообразованную, насыпанную вулканическими продуктами. Но предварительно следует остановиться на офиолитах.

Непосредственно в зоне главного канала проницаемости в верхней части, там, где он рассекает верхи мантии и выходит в область глубоководного желоба, формируется расслоенный офиолитовый комплекс, включающий в себя обязательные члены дунит-гарцбургитов и слоистого габбро. При зональном расположении всех членов геосинклинальной области офиолиты занимают самое крайнее положение, непосредственно на границе глубоководного желоба и эвгеосинклинальной зоны, что создает впечатление их положения в основании всего эвгеосинклинального разреза. Впечатление это ложное, так как офиолитовый расслоенный комплекс не слагает протяженного слоя в верхней мантии, а образуется только в узких локальных тектонических зонах. Петрологические данные свидетельствуют, что процесс раслаивания офиолитов идет на относительно малой глубине, но при повышенной температуре, что связывается с механизмом формирования офиолитов в локальных тектонических зонах повышенной термической активности.

Говоря об офиолитовом комплексе как закономерном генетическом сочетании гипербазитов, слоистого габбро и перекрывающих их базальтов, следует различать: 1) офиолитовые серии океанов и 2) офиолитовые серии геосинклинальных подвижных поясов.

Для океанов необходимо говорить о широком, повсеместном распространении офиолитового гипербазит-габбрового комплекса, слагающего третий слой океанической коры, и о слабой степени его геохимической дифференциации. В геосинклинальных подвижных поясах развиты узколокальные офиолитовые серии, формирующиеся в узких зонах глубинных разломов, но отличающиеся исключительной степенью дифференциации вещества. В отличие от слабо дифференцированных гипербазитов и габбро океанического дна, офиолиты подвижных геосинклинальных поясов показывают нам, что в потоке флюидов фиксируется очень сильная дифференциация первичного лерцолитового вещества. «Разгонка» отдельных компонентов по вертикальному разрезу достигает высокой степени контрастности с разницей в содержании отдельных элементов в десятки и сотни раз. Габброиды не только выплавляются из лерцолита, но и претерпевают процесс кристаллизационного расслаивания с формированием зон пироксенитов, мафического габбро с линзами дунитов, лейкократового габбро, феррогаббро и плагиодиорита, которые по особенностям своего химического состава оказываются комплементарными, т. е. взаимосвязанными.

Если сравнивать соответствующие члены океанического и континентального офиолитового комплекса, то они оказываются неодинаковыми. В геосинклинальных гипербазитах — дунитах и гарцбургитах — поражает их «стерильность» в отношении ряда литофильных элементов — K, Rb, Sr, Ba, REE, Th, U, т. е. крайне низкие содержания этих элементов. В океанических гипербазитах содержания перечисленных элементов на порядок выше. Такие крайне дифференциаты, как дуниты, пироксениты в океанических офиолитах, как правило, отсутствуют. Океаническое габбро при некоторых вариациях состава все же достаточно однородно и близко среднему океаническому толеиту, т. е. океаническое габбро представляет собой гипабиссальную полнокристаллическую фацию океанических базальтов. Габброиды геосинклинальных офиолитов — это уникальные породы, не имеющие себе химических аналогов среди вулканических пород. Нижнее мафическое габбро, так же как и гипербазиты, отличается очень низкими содержаниями ряда литофильных элементов. Верхние же горизонты слоистого диорита или тоналита обогащены этими элементами. Поражает чистота очистки нижних членов и многократность обогащения верхних слоев. В технологических экспериментах такой эффект расслаивания может достигаться только многократно повторенной зонной плавкой или водородной продувкой расплава. Дифференциация вещества в потоке флюидов приводит к тесной связи расплавных явлений (кумулятивная природа габбро, высокая очистка от примесей) с явлениями высокотемпературного метасоматоза (рост гигантских кристаллов, собирательная перекристаллизация).

Очень сильно различаются верхние базальтовые члены океанических и континентальных офиолитовых разрезов. В океанах базальты являются комплементарным, завершающим членом всего

офиолитового разреза. В континентальных офиолитовых разрезах базальты оторваны от гипербазит-габброидной части и химически и по времени формирования. Их химический состав отличается от океанических базальтов. Базальты континентальных офиолитовых разрезов являются химическими аналогами геосинклинальных базальтов.

Внедрение офиолитов в виде твердых пластин или горячих пластичных масс в верхние горизонты происходит не только в начальные стадии геосинклинального процесса, но и позднее, в инверсионную или предороженную стадию.

В подвижном геосинклинальном поясе как в магматических, так и метаморфических образованиях фиксируется зональность распределения. Как магматический, так и газово-флюидный поток не следует строго по наклонной зоне Беньофа, а использует более прямые пути к поверхности. Проникая в кору, горячие флюиды способны производить эффективный метаморфизм осадочно-вулканогенных образований. В зоне, непосредственно примыкающей к глубоководному желобу, поступают существенно натровые и относительно мало нагретые растворы. Под их действием толеиты превращаются в спилиты, осадочные породы — в зеленые сланцы. Зоны, более удаленные от глубоководного желоба, оказываются под действием более глубинных, более нагретых и более калиевых растворов, и здесь проявляется уже более высокотемпературный метаморфизм амфиболитовой фации. Таким образом, зона эвгеосинклинали становится местом проявления метаморфизма зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации, а в области миогеосинклинали, где дренирующая мантию зона Беньофа расположена глубже, проникают более глубинные и горячие калиевые растворы, производящие метаморфизм амфиболитовой фации. Деление А. А. Маракушева метаморфических фаций на тип А и Б натровой и калиевой специализации связано с механизмом метаморфической проработки осадков растворами разной глубинности и укладывается в латеральные и временные ряды метаморфической зональности подвижных поясов. Таким образом, первичная асимметричность геосинклинальной зоны, обязанная наклонному положению зоны Беньофа, обуславливает зональное распределение продуктов метаморфизма. Региональный метаморфизм геосинклинальной области носит аллохимический характер и своим развитием обязан притоку горячих флюидов глубокой дегазации мантии. В закономерностях пространственного распределения метаморфических пород скорее следует говорить не о вертикальной, а о латеральной смене метаморфических фаций.

Зональное строение геосинклинальной области выдерживается и дальше на орогенном этапе и сказывается в зональном распределении гранитов. Зона эвгеосинклинали с ее основными вулканическими породами и натровым типом метаморфических преобразований становится местом развития существенно натровых гранитов или плагιοгранитов. Более удаленные зоны геоантиклинальных поднятий и миогеосинклинальные зоны с их калиевым типом

метаморфических преобразований становятся местом становления нормальных гранитов калиевого ряда. Замечено, что процессы регионального метаморфизма предшествуют появлению гранитов. Можно думать, что региональный метаморфизм начинается в прединверсионную и продолжается в инверсионную стадию развития геосинклинали. А формирование массовых гранитных батолитов и региональной гранитизации отвечает уже орогенной стадии развития.

По мере развития геосинклинали процесса все более глубинные растворы дегазации мантии начинают поступать наверх. Это приводит к тому, что первоначальная зональность структурно-фациальных зон, четкая на раннем этапе, несколько утрачивается и смазывается позднее. Структуры, контролирующие размещение метаморфических и магматических пород поздних этапов, становятся все более крупными. Основные тенденции в изменении состава пород, подчиненные латеральной зональности на раннегеосинклиналином этапе, повторяются во временной (вертикальной) зональности.

### Орогенный эндогенный режим и его магматизм

В настоящей работе не рассмотрен магматизм орогенного геотектонического режима. Это вызвано тем, что, орогенные плутонические и вулканические проявления имеют отчетливо сиалический кислый характер. Их отличия от магматических пород всех других режимов столь велики, что не требуют специальных доказательств. А различия весьма похожих основных базальтовых пород разных режимов далеко не столь явны, поэтому в нашей работе главный упор сделан на сравнительный анализ основных и ультраосновных пород. Чтобы читатель не терял из виду такой важный тектоно-магматический режим, как орогенный, следует сказать о нем несколько слов.

Традиционно существует убеждение, что геосинклиналиное развитие подвижных поясов обязательно заканчивается горообразованием или орогенным режимом. Однако в последнее время многие геологи считают орогенный режим самостоятельным геологическим явлением, которое с некоторым перерывом может следовать как за геосинклиналиной, так и за платформенной стадией развития. Соответственно выделяются эпигеосинклиналиные и эпиплатформенные орогенные режимы. Преобладающие примеры орогенных режимов все же эпигеосинклиналиные и характеризуются они средним и кислым магматизмом, проявленным как в интрузивных, так и в вулканических формах.

Касаюсь происхождения гранитных магм, столь характерных для орогенного режима, следует сказать, что многие связывают такие магмы с внутрикоровым источником. Такое убеждение довольно распространено среди геологов. Однако в последнее время появился ряд работ, в которых источник появления кислых вулканитов и гранитов перемещают из коры глубоко в мантию.

Модель чисто корового происхождения гранитов встречает ряд серьезных возражений. Прежние представления об опускании геосинклинального трога и пересечении областей сиалических осадков коровыми геотермами с формированием очага частичного плавления представляются сейчас ошибочными. Гранитный орогенный магматизм всегда протекает на фоне региональных поднятий, а не опусканий и связан с восходящими потоками ювенильных подкоровых растворов. По-видимому, более всего применима петрогенетическая концепция мантийного источника интрателлурических растворов, несущих щелочи и летучие в очаги магмообразования, в различные субстраты нижних частей коры, и миграция фронта расплавления вверх из одних субстратов в другие. В веществе гранитов необходимо видеть коровый метаморфический субстрат и мантийную флюидную составляющую, под действием которой происходит процесс магматического замещения метаморфической смеси. Учитывая однообразный и выдержанный состав формационных типов гранитов и даже их независимость от пестрого слоистого состава корового осадочно-вулканогенного субстрата, следует полагать, что петрохимическая и геохимическая специфика отдельных типов гранитов определяется именно мантийной, а не коровой составляющей.

Следует сказать, что до сих пор живы еще идеи анатектического и палингенного происхождения гранитов, хотя анатектическая проблематика 40—50-х годов давно должна быть оставлена. Если бы палингенез был возможен в природе, то сначала получались бы наиболее легкоплавкие разновидности гранитов типа пегматидных или аплитовых разновидностей, а потом габбро и диориты. В природе же легкоплавкие фации гранитов появляются на заключительных этапах гранитного магматизма. Под действием мантийного флюида всегда идет процесс магматического замещения коровых толщ и последовательный процесс «дебазификации», осветления корового материала, а не анатексис и палингенез. Поэтому всегда идет временная смена: габбро→диорит→плагиогранит→гранит→аплит→пегматит. Если бы существовал палингенез, то этот ряд обязательно был бы обратный, т. е. нарастание степени плавления от легкоплавких к тугоплавким. А раз это не так, то мы должны отвергнуть палингенез и принять идею магматического замещения под действием трансмагматического мантийного флюида.

В геотектоническом плане исследования А. Н. Леонтьева [1972, 1974] показали, что граниты многих орогенных областей формируют огромные ареалы, изометричные формы которых или линейные размеры протяженных структурных форм составляют нередко многие сотни и даже тысячи километров. Действительно, например формации оловоносных гранитов протягиваются от Чукотки до Явы, или система гранитных батолитов американских Кордильер и Анд протягивается почти от полюса до полюса. Нередко гранитные ареалы мало считаются с предшествующей историей развития регионов и накладываются на разнохарактерные геологические

объекты, формируя новые гранитовмещающие структуры надпорядкового характера. Чисто размерные соображения никак не позволяют согласиться, что причина столь протяженных по горизонталю объектов лежит в тонкой пленке континентальной коры. Интуитивно хочется увеличить и вертикальный размер таких планетарных структур и опустить источники гранитообразования на несколько сотен километров вниз, в мантию.

Все это перекликается с утверждениями В. В. Белоусова, что орогенные структуры нередко оказываются более крупными, чем предшествующие геосинклинальные, при этом иногда несколько геосинклинальных зон могут быть «обобщены» одним орогенезом, при этом может захватываться и край соседней платформы. Орогенные режимы, как и геосинклинальные, характеризуются большим размахом и контрастностью глыбоволновых колебательных движений. Но орогенный режим отличается от геосинклинального преобладанием поднятий над опусканиями. Многие, и в том числе М. В. Муратов [1975], считают, что огромные очаги гранитной магмы играют непосредственную роль в формировании горных поднятий на орогенном этапе развития складчатых областей.

Исследование орогенных этапов магматизма многих фанерозойских областей показывает, что уже в период частной инверсии геосинклинального режима в эвгеосинклинальных зонах образуются габбро-плагиогранитные формации, а в области геантиклиналей — диорит-гранитные формации. И те и другие могут сопровождаться комагматичными эффузивами андезит-трахиандезитового состава. В собственно орогенный этап формируются батолиты водонасыщенных гранитных плутонических серий. Это биотитовые и двуслюдяные микроклин-олигоклазовые граниты. Их магма генерируется как котектическая при высоком давлении воды и пониженных температурах. При понижении давления такая магма сразу кристаллизуется. Соответственно этот тип гранитов не сопровождается эффузивными и абиссальными фациями.

Для позднеорогенных гранитов характерна уже ассоциированность с кислыми эффузивными комагматами. Их состав более кремнеземистый и соответствует котектике при более низких давлениях воды, это более высокотемпературные граниты. Таким образом, батолитовая водонасыщенная формация гранитов обычно не имеет эффузивных комагматов, но заключительные фации субщелочных гранитов могут сопровождаться трахиандезитами и липаритами с высоким содержанием щелочных элементов.

Вообще конкретные проявления как гранитов, так и наземных вулканитов орогенных режимов могут широко варьировать по своим формационным параметрам и последовательности становления. Однако в согласии с особенностями состава родоначального интрателлурического флюида, так же как и в базальтовых сериях, могут образовываться серии известковистых, известково-щелочных и щелочных гранитных магм, причем известковистые (плагиограниты) и известково-щелочные нормальные граниты, конечно, пользуются наибольшим распространением, а щелочные разности гра-

нитов не менее редки, чем щелочные высококальциевые базальты.

Таким образом, орогенный этап развития континентальных сегментов Земли и его магматизм связаны с потоками флюидов глубинной дегазации мантии. В орогенный этап зона окисления флюидов и соответственно зона плавления и магнегенерации перемещаются вверх в коровую область. Взаимодействие флюидов с коровым веществом обеспечивает широкое развитие процессов метаморфизма на орогенном этапе и обильный гранитный магматизм.

### Платформенный эндогенный режим и его магматизм

Древние и молодые платформы слагают преобладающие части всех материков, и, по существу, настоящей материковой корой является кора платформенного типа. Временная эволюция эндогенных континентальных режимов приводит к расширению площадей древних платформ и сокращению площадей геосинклинальных режимов.

Геотектонический режим древних платформ характеризуется максимальным спокойствием. Те платформы, которые сейчас известны, представляют собой устойчивые структуры. Возникнув, они сохраняются в течение последующих времен, испытывая лишь в малой степени воздействия активности других режимов. Платформенный режим еще больше, чем орогенный, укрупняет континентальные структурные формы. Одна древняя платформа как единое целое может объединять целый ряд бывших геосинклинальных зон и мелких протоплатформ. Любой магматизм и древних и молодых платформ связан с глыбовой тектоникой кристаллического основания и с разломами, которые являются каналами проницаемости мантийных магм.

В магматических продуктах древних и молодых платформ необходимо различать несколько генетических типов вулканитов, связанных с разными эндогенными режимами возбуждения мантии. Могут быть выделены: 1) магматизм континентальных рифтов; 2) магматизм резонансной или отраженной активности соседних подвижных поясов; 3) магматизм автономной или собственной платформенной активности.

Рифтогенез присущ не только структурам океанического дна. В меньших масштабах он проявлен и на материках и в таких случаях может накладываться на территории с установившимся платформенным режимом. Яркий пример — рифтовая система древней Южно-Африканской платформы. Молодая Западно-Европейская платформа разрывается Рейнским грабеном и грабеном Осло. В седе Восточно-Европейской платформы имеется довольно древняя Донецко-Припятская рифтовая структура.

Континентальные рифты отличаются от океанических большей глубиной очагов магнеобразования, поскольку разогретая и подплавленная линза мантийного вещества оказывается перекры-

гой мощной толщей континентальной коры. В отличие от океанических рифтов, с их преобладающей толентовой магмой, здесь в континентальном рифтогенезе преобладают более глубинные умереннощелочные и щелочные вулканиды. Для рифтогенного магматизма на континентальных платформах характерны массовые излияния основных магм известково-щелочного и щелочного уклона с подчиненным количеством толентовых базальтов, которые внедряются по системе разломов и трещин. Очень характерны также собственно щелочные породы натриевой и калиевой специализации. Несмотря на широкое разнообразие типов пород они отчетливо группируются в ряд разноглубинных магм толентового, известково-щелочного и щелочного состава. Каждый член такого ряда представляет собой самостоятельную магму, способную образовывать большую серию дифференциатов широкого спектра от недосыщенных мафических магм до кварцсодержащих кислых членов.

Генетическое родство континентальных рифтовых магматических продуктов с океаническими проявляется в том, что на геохимических диаграммах вулканические породы континентальных рифтов ложатся вблизи океанических трендов, или продолжают эти тренды в высокощелочной области. Все рифтогенные вулканические породы хорошо геохимически индивидуализированы.

В краевых частях платформ может проявляться вулканическая активность, связанная с эндогенным режимом соседнего подвижного пояса. Этот тип резонансной или отраженной магматической активности, как правило, связан с наклонным проникновением зоны Беньюфа глубоко под континентальные массы древних и молодых платформ. Поскольку магмы не всегда следуют по наклонному пути, а находят более короткий путь по вертикальным каналам, то магматические продукты геосинклинального магмогенерирующего механизма оказываются на платформенной территории. Это очень глубинные магмы, часто относящиеся к щелочным калиевым базальтам. Типичный пример — мезозойские калиевые базальты на южном краю Сибирской платформы. Бесспорно, проявление этого магматизма непосредственно связано с заложением Тихоокеанского подвижного пояса и никак не может быть объяснено в рамках собственной активности платформенного режима. Геохимические параметры этих базальтов таковы, что на диаграммах они попадают на геосинклинальные тренды.

Для молодых платформ примером резонансной магматической активности могут служить мезозойско-кайнозойские калиевые базальты Тянь-Шаня, появление которых связывается с развитием геологических событий в соседнем Средиземноморском поясе. Опять же геохимические особенности параллелизуют эти базальты с геосинклинальными калиевыми базальтами.

Площадное распространение упомянутых магматических проявлений контролируется двумя системами тектонических разломов, одна из которых имеет направление, параллельное краю платформы и простирацию соседнего подвижного пояса. Другая

система разломов перпендикулярна к первой. На пересечении этих двух систем глубинных разломов располагаются магматические узлы. Поскольку сетка пересекающихся систем трещин обладает некоторой регулярностью и правильностью, то магматические узлы часто располагаются на постоянных или кратных расстояниях друг от друга.

Для собственного автономного магматизма древних платформ характерно развитие трапповой формации толеитов, формации щелочных оливиновых базальтов и щелочного и щелочно-ультраосновного магматизма.

Формация платобазальтов, исключительная по обширности пространственных ареалов и объемам магматических продуктов, может считаться типичной для эндогенного режима континентальных платформ. Трапповый магматизм проявляется как в рассеянной, так и сосредоточенной форме, когда заполняет собой большие впадины, называемые сейчас амфиклизами. Это гигантские амфитеатры с довольно плоским дном и крутыми крыльями, окаймленными большим количеством секущих разломов. Большие массы вулканических продуктов заполняют амфиклизы. Тунгусская амфиклиза на Сибирской платформе может считаться типичной.

Если платобазальты древних платформ, как правило, толеитовые, то платобазальты молодых платформ нередко представлены щелочными оливиновыми базальтами, иногда же их слагают сложные пестрые серии базальтов от толеитов к щелочным и даже лейцитовым калиевым разностям. Одновременно можно напомнить, что геотектонический режим молодых платформ отличается большим размахом глыбовых колебательных движений и большей выраженностью блокового строения основания с явными региональными зонами глубинных разломов.

Щелочной магматизм древних платформ сопряжен со щелочным ультраосновным магматизмом. Объем его магматических продуктов гораздо меньший, чем траппового, но в целом щелочно-ультраосновной магматизм типичен для платформенного режима. Еще более глубинные магмы калиевого уклона имеют ничтожный объем магматического вещества и характеризуются отчетливым ультраосновным уклоном. Это формации пикритовых порфиритов и кимберлитов. Все продукты платформенного магматизма имеют свой специфический химический состав и на геохимических диаграммах формируют индивидуальные тренды.

Говоря об эндогенных причинах платформенного магматизма, можно прийти к выводу, что стимулируется он остаточными потоками ювенильных флюидов глубокой дегазации мантии. Однако в отличие от геосинклинального и орогенного режимов поток флюидов ограничен и в магматических продуктах нет избытка газовой составляющей как при геосинклинальном или орогенном вулканизме. Соответственно в платформенном магматизме нет самостоятельных кислых магм, а эффузивные формы вулканизма преобладают над эксплозивными.

Начальные стадии платформенного магматизма, так же как и геосинклинального, осуществляются при подтоке мантийных флюидов, поэтому обильные толеитовые вулканы ложатся на геохимических диаграммах вблизи геосинклинальных трендов. Однако дальше этот флюидный поток иссякает. Выплавление более глубоких магм затрудняется и удлинняется во времени, что приводит к усиленному обогащению магм когерентными легкоплавкими и тугоплавкими компонентами. Точки щелочных разностей платформенных вулканитов на геохимических диаграммах смещаются уже к океаническим трендам, однако ряд чисто континентальных особенностей (например, титановая инверсия и др.) при этом сохраняется. Ограниченность флюидного подтока на платформенной стадии и прогрев мантийных глубин определяют развитие ограниченных по объему локальных очагов выплавления щелочной ультраосновной магмы. В отличие от геосинклинального режима, где ультраосновные лавы ассоциируют с малоглубинными толеитами, в платформенном режиме ультраосновные лавы ассоциируют с наиболее глубинными щелочными базальтами. Опять же в отличие от геосинклинального режима с его тенденцией к усилению сиалической направленности платформенный магматизм характеризуется тенденцией увеличения мафичности магм и их ультраосновности. Платформенный магматизм характеризуется исключительно основным и ультраосновным характером магматических проявлений. Так же как и в океаническом режиме, спецификой платформенного магматизма является базификация коры, насыщение ее основными и ультраосновными породами. Однако этот процесс никак нельзя назвать океанизацией. Континентальный характер платформенных структур с мощной сиалической корой устойчиво сохраняется, несмотря на ее массивную базификацию.

В конечные этапы континентальных эндогенных режимов истощение флюидных потоков дегазации мантии приводит к тому, что сиалическая направленность геосинклинальных и орогенных режимов снова в платформенную стадию сменяется вулканизмом симатического профиля. На заключительных этапах континентальных эндогенных режимов платформенной стадии, когда устанавливается почти полная тектоническая пассивность, остаточные потоки дегазации мантии еще продолжают стимулировать мантийное магмообразование, но уже исключительно мафического основного и ультраосновного профиля.

### Океанический эндогенный режим и его магматизм

Проблема происхождения океанов и океанической земной коры является одной из самых актуальных. Предложен ряд концепций формирования океанического дна, которые принято делить на так называемые мобилистские и фиксистские. Первые из них связывают образование океанического дна с процессами раскалывания и

раздвигания континентальных блоков с обнажением ультраосновного мантийного субстрата и формированием на этом субстрате молодой базальтовой коры. Вторые объясняют отсутствие сиалического слоя в океанических сегментах сложными процессами преобразования материковой коры в океаническую в результате ее океанизации.

Из мобилистских концепций наибольшей популярностью пользуется гипотеза тектоники литосферных плит. Обычно она рассматривается как взаимосвязанные два механизма: 1) механизм спрединга (раздвижения) в срединно-океанических хребтах, где океаническая кора зарождается и раздвигается в стороны, и 2) механизм субдукции (погружения) в краевых частях океанов, где океаническая кора пододвигается под континентальную кору, погружается и поглощается мантией в глобальных конвективных ячейках.

Эта механистическая гипотеза имеет успех у геофизиков, океанологов, а также популярна в широкой не геологической аудитории. Однако она встречает явное сопротивление у «континентальных» геологов, которые привыкли к устойчивости главных геологических структур, унаследованности их геологического развития, устойчивому положению металлогенических зон и рудных поясов с их сквозной, очень длительной геологической историей и очень тесной связью поверхностных геологических структур с подстилающей их мантией, по образному выражению Е. Е. Милановского, «гвоздями, намертво прибитыми к мантии», мантии латерально изменчивой, но одинаковой для одинаковых геоструктурных сегментов. Одновременно в тектонике плит не находит своего выражения геосинклинальный процесс, столь детально изученный «континентальными» геологами. Возможно, что увеличение тектоникой литосферных плит идет на спад, при возрастании скепсиса и накоплении материалов, явно ей противоречащих. Можно видеть, что у последовательных мобилистов эта гипотеза трансформируется в блоковую геологию, когда на динамических моделях конкретных регионов вместо глобальных плит начинает фигурировать давно известная мозаика разновеликих блоков с перемещениями местных аллохтонных пластин, сорванных в близповерхностных условиях.

Особенно уязвимой оказалась идея субдукции. Как показали новейшие исследования, в островных дугах нет никакого сгруживания глубоководных осадков на фронте пододвигающейся плиты под континент, нет никаких структурных форм, которые бы свидетельствовали о наличии колоссальных тектонических напряжений при эффекте заталкивания океанической пластины под континентальную, нет термических эффектов охлаждения зоны Бенюфа холодной океанической пластиной. В отношении срединно-океанического хребта стоит думать, что это структура не изначально, а конечная. Рифтовый механизм магмообразования подразумевает первичное появление обширного диапара подплавленного мантийного вещества с растеканием этого диапара по нижней кромке ли-

тосферы и широкий площадной вулканизм. Только уже при замыкании и вырождении рифтогенной структуры магматизм «схлопывается» и сосредоточивается в центре в срединной рифтовой долине или срединно-океаническом хребте.

Наконец, два типа коры, аналоги земной континентальной и океанической, имеются и на других планетах и земные механизмы формирования двух типов коры должны все объяснять и там. Однако никто не пытается распространить идеи тектоники плит на Луну с ее мощной (65—90 км) корой или, тем более, на Марс, где мощность коры, по-видимому, превышает 250 км.

Имеются мобилистские концепции более умеренного плана, оперирующие главным образом геологическим материалом. Одна из наиболее известных исходит из идеи тождества океанических и эвгеосинклинальных гипербазит-базитовых разрезов и считает океаническую стадию начальной в развитии континентальных подвижных поясов. Островодужная геологическая ситуация рассматривается как промежуточная между начальной океанической стадией и конечной континентальной. В динамическом плане большое значение в этой концепции принадлежит процессам растяжения коры на начальном океаническом этапе и процессам скупивания коры на последующих стадиях. Локальное распространение геосинклинальных офиолитов объясняется именно скупиванием геосинклинальной области, которая первоначально на океанической стадии была более обширной. В этой концепции геосинклинальный процесс рассматривается как необратимый, создающий в определенной последовательности наиболее важные оболочки планеты. Процесс формирования базальтовой океанической коры и континентальный процесс скупивания сиалической материи, с габбронизацией перидот-серпентинитовой подложки, а также последующая гранитизация оказываются эволюционно соподчиненными и взаимообусловленными.

Геохимические материалы не позволяют принять эту концепцию. Эвгеосинклинальные вулканические комплексы геологического прошлого никак не параллелизуются с океаническими базальтами, а оказываются аналогами вулканических серий островных дуг и активных континентальных окраин, и те и другие имеют несомненную геосинклинальную природу. Но и те и другие вулканы существенно отличаются от магматических пород океанического дна. Тенденции поведения химических элементов при процессах маглообразования в океанических и геосинклинальных структурах различаются кардинально и существенно, что связано с совершенно различными механизмами маглообразования в океанических и геосинклинальных системах. В эвгеосинклинальных комплексах геологического прошлого нет химических аналогов современных океанических базальтов. Также и офиолитовые разрезы океанов и континентов обнаруживают существенные геохимические различия.

Принятие идеи эквивалентности и тождества базит-гипербазитовых комплексов подвижных поясов и океанического дна приво-

дит к большим логическим затруднениям. Если в подвижных поясах офиолитовый комплекс мы называем эвгеосинклинальным, то и в океане его следует называть эвгеосинклинальным и значит считать всю территорию океанов или, например, рифт Красного моря современной эвгеосинклиналью. Однако другие признаки, например: геотектонический режим, характер осадков и т. д., вряд ли позволяют согласиться с такой трактовкой.

Гипотеза океанизации вторичного, а не первичного происхождения океанической коры противостоит мобилистским концепциям. В ней обычно обсуждаются: 1) процесс насыщения и перекрытия континентальной коры таким количеством основного материала, что она теряет физические свойства материковой коры, и 2) процесс обрушения, т. е. опускания и поглощения бывшей сиалической коры в океанический гипербазит-базитовый субстрат.

В своем балансе эта гипотеза имеет много позитивных геологических данных. Во-первых, действительно имеются многочисленные факты видимого продолжения континентальных структур в океан и их обрыва, срезания на границе шельфа. Во-вторых, на океаническом дне фиксируются реликтовые блоки континентальной природы, более древние, чем окружающие и заключающая их океаническая кора. Так, на дне Атлантического океана крупные площади имеют материковое строение, например плато Блейк близ берегов Северной Америки, два участка к северу от Норвегии и Шотландии и к юго-востоку от берегов Гренландии. Остров Кантабрия в Бискайском заливе имеет континентальную форму в окружении океанической. В Тихом океане вулканогенная формация о. Таити позднетриасового — раннеюрского возраста окружена океанической корой позднемелового — палеогенового возраста. Такие примеры все увеличиваются. Однако в целом идея широкой планетарной океанизации континентальной коры встречает сопротивление. Неприятие этой гипотезы многими геологами и геофизиками связано главным образом с тем, что никак не понятен механизм поглощения, растворения и рассасывания сиалических масс в океаническом базальт-гипербазитовом субстрате. Ведь речь идет не о дифференциации, а о противоположном процессе дезинтеграции вещества по вертикальному разрезу кора — мантия с более равномерным рассеиванием радиоактивных элементов при сохранении среднего теплового потока. Заметим, что неглубоко залегающая мантия в океанах не разубожена, а наоборот, оказывается более скоростной и более плотной, чем мантия континентальная. Поскольку обрушению подвергаются очень разнородные континентальные элементы, то и в океанах кора должна быть очень неоднородной. В этом случае океаническая кора должна быть гораздо более сложной, более гетерогенной, и более зрелым геологическим образованием, чем кора континентальная. Однако имеющиеся данные говорят об обратном. Океаническая кора очень маломощна, более проста, более примитивна, более однородна и гораздо менее зрела, чем кора континентальная.

Остановимся теперь на фактах и выводах, которые представляются важными для проблемы происхождения океанической коры, и сделаем акцент на тех новых данных, которые вытекают из сравнительной геохимии магматических пород океанов и континентов.

Магматическая провинция всех современных океанов едина. Особый тип толеитовых океанических базальтов на огромных пространствах океанического ложа сохраняет свои особые черты. Геохимические особенности океанических толеитов отличают их от всех континентальных пород и сближают по составу с ахондритовым или эвкритовым классом каменных метеоритов. Петрологические данные свидетельствуют, что выплавление океанических базальтов осуществляется на малой глубине и при высокой температуре (1250°). Столь малоглубинные условия магмогенерации — характерная черта океанического магматизма, недостижимая на континентах. А очень высокая температура толеитовой магмы говорит о предельной сухости очага магмообразования, т. е. первичные расплавы океанических толеитов образуются в сухой перидотитовой мантии при очень высоких температурах. Океанические толеиты выделяются бедностью газовой составляющей. Среди них отсутствуют взрывные пирокластические разности, очень слабо проявлен или чаще всего отсутствует контактный метаморфизм и автотасоматические изменения базальтов. Именно эта специфика малоглубинности выплавления при отсутствии или ничтожной роли флюида определяет геохимические особенности океанических базальтов, весьма отличающих их от всех континентальных базальтов.

Помимо толеитов среди океанически вулканических пород известны щелочные оливиновые базальты. Объемы щелочного магматизма гораздо меньше толеитового. Можно полагать, что щелочные породы развиты в океане локально и в составе океанической коры не играют существенной роли. Более глубинная и возможно более длительная генерация щелочных оливиновых базальтов обуславливает большую насыщенность щелочных базальтов некогерентными элементами и относительно легкоплавкими когерентными, а также флюидными составляющими. Среди щелочных вулканитов океанических островов известны в небольшом количестве и взрывные формы наземных извержений.

Все океанические базальты имеют сопряженные геохимические характеристики и на геохимических диаграммах формируют свои особые океанические тренды. Закономерные изменения химического состава базальтов вдоль этих трендов связываются с изменениями глубины генерации соответствующих магм. Индивидуальность геохимических трендов океанических базальтов прежде всего связана с различным соотношением когерентных и некогерентных элементов в океанических и континентальных базальтах. На диаграммах с осями когерентного и некогерентного элементов океанические тренды всегда сдвинуты в сторону когерентного элемента. Это значит, что при выплавлении океанических базальтов

всегда силен процесс селективного выплавления когерентных элементов. В то же время другой химический процесс кислотной экстракции некогерентных элементов, связанный с наличием флюидного вещества, проявлен гораздо меньше. Это различие взаимного соотношения когерентных и некогерентных элементов в сериях океанических и геосинклинальных вулканитов является главным. Одновременно и характер поведения всей группы когерентных элементов для океанических и геосинклинальных базальтов оказывается не только неодинаковым, но и прямо противоположным. В сериях разноглубинных океанических базальтов от толеитов к щелочным базальтам усиливается выплавление относительно легкоплавких элементов — V, Ti, Fe, а тугоплавких Ni, Cr, Co, Mg — снижается, т. е. селективность выплавления усиливается. В геосинклинальных же базальтах, наоборот, с глубиной генерации базальтовых магм и увеличением их щелочности эффект выплавления легкоплавких элементов снижается, а тугоплавких усиливается, т. е. селективность выплавления когерентных элементов уменьшается.

Такие коренные отличия геохимического поведения элементов в океаническом и геосинклинальном магмогенерирующих механизмах связывается нами с тем, что в геосинклинальных структурах плавление мантийного вещества осуществляется в потоке фильтрующихся флюидов и при избытке газообразных веществ, а в океаническом механизме маглообразования идет без подтока флюидов, с использованием и сбором флюидов уже имеющихся в ультраосновном мантийном субстрате. Отсутствие флюидного потока в очагах океанического маглообразования объясняет и отсутствие самостоятельных кислых магм. Все кислые породы океанов не являются самостоятельными, а представляют дифференциаты океанических толеитов или щелочных базальтов.

Из-за низкой теплопроводности мантийного вещества, разогрев его внутренних областей, связанный с радиоактивным распадом, может вести к накоплению тепла. Расчеты А. Н. Тихонова и Е. А. Любимовой показывают, что процесс накопления тепла очень длительный, но в результате повышения температуры на некоторой глубине (150—500 км) может возникнуть зона плавления, которая поднимается вверх. Причиной поднятия зоны плавления является то, что градиент температуры плавления больше адиабатического и ведет к перемешиванию в зоне расплава и подаче перегретого материала вверх, а охлажденного — вниз. Направляющими параметрами процесса движения является отношение коэффициента теплопередачи в расплавленном слое к коэффициенту теплопроводности в твердой среде. Процесс накопления тепла, плавления и движения расплавленного слоя вверх цикличен, но в истории Земли циклов проплавления не может быть много.

Такие расчеты тепловых циклов плавления мантии сделаны, конечно, для модели без флюидной составляющей, т. е. именно для океанической модели с ее механизмом простого плавления мантийного вещества и подъема подплавленной зоны мантии

вверх в виде диапира. Механизм океанического магмообразования в отличие от геосинклинального не связан с интенсивной дегазацией глубоких зон Земли. В океанических сегментах очень долго может не происходить никаких геологических событий, пока не произошло накопления радиогенного тепла, которое выливается наконец, в эффект массового сухого плавления мантии. Раз начавшись, этот процесс обладает огромной тепловой инерцией, большой продолжительностью и глобальным характером. Масштабность процесса океанического магмообразования никак нельзя сравнить с локальностью небольших геосинклинальных зон, связанных с пульсирующим характером флюидных потоков по локальным каналам проницаемости.

Существуют очень глубокие и существенные различия не только коры, но и всего разреза литосферы и подстилающей мантии континентальных и океанических сегментов. Имеются сейсмические данные, которые говорят о различиях скоростных и плотностных характеристик океанической и континентальной мантии. Имеются данные и о различиях в распределении радиоактивных элементов и тепла в океанических и континентальных сегментах. Известно, что на материках половина теплового потока происходит из коры, из ее гранито-гнейсового слоя, а другая половина имеет более глубокое происхождение. В океанических же сегментах радиоактивные элементы распределены более равномерно. Океаническая кора дает 0,1 тепла, а 0,9 частей теплового потока приходится на мантию. Поскольку суммарные средние тепловые потоки в океанах и на континентах одинаковы, то это значит, что исходное мантийное вещество в обоих случаях одинаково, но дифференцировано оно различными способами. Мы полагаем, что на континентах флюидный поток дегазации мантии и, в частности, «водородная продувка» перенесли половину радиоактивных элементов из мантии в кору. В океанических же сегментах, где потока дегазации нет, нет столь резкой дифференциации радиоактивных элементов по вертикальному разрезу. Таким образом, изначально континентальные и океанические сегменты Земли дифференцируются различными способами. В первом случае действует механизм дегазации глубинных частей планеты с обогащением внешней оболочки литофильными силикатными элементами. Современные материки представляются как бы застывшими проекциями потоков глубинных флюидов на поверхность Земли. Во втором случае происходит медленное накопление тепла мантийными глубинами, их более обширное и массовое плавление, охватывающие огромные территории с формированием новой океанической вулканической коры.

В процессе развития мировой рифтовой системы была создана мафическая кора современных океанов. Как отмечает Е. Е. Милановский [1976], только с мезозоя и особенно в кайнозойе рифтогенез приобрел широкое развитие, соизмеримое по своим масштабам с геосинклинальным процессом. В палеозойе роль рифтогенных процессов была незначительна и мы ничего не знаем о палеозой-

ских мировых океанах. И наконец, для докембрийских периодов геологические объекты рифтогенного происхождения неизвестны.

Кора современных океанов является новообразованной. Она начала формироваться относительно недавно с начала мезозоя в результате действия глобального мирового рифтогенного механизма. Океанические секторы Земли в начале мезозоя стали ареной колоссальной по интенсивности и объему, но химически однообразной вулканической деятельности. По-видимому, длительное накопление радиогенного тепла в океанических сегментах привело в качественному скачку — массовому плавлению низов океанической литосферы. Поднимающиеся диапиры горячего подплавленного вещества растекаются под нижней кромкой литосферы на широкие пространства и обеспечивают массовый толеитовый вулканизм, заливший всю площадь современных океанов. Позже океанический базальтовый вулканизм сокращается и сейчас он концентрируется главным образом в узких зонах срединно-океанических хребтов. Как показывают колонки бурения океанических плато, базальтовый магматизм, обильный вначале, позже сокращается. Прослой осадочных пород вверх по разрезу скважин увеличиваются, а мощность базальтовых прослоев сокращается. Основываясь на связи океанических рифтов с континентальными, В. В. Белоусов считает, что океанический рифтогенез начался в начале мезозоя. Самые древние зафиксированные осадки относятся к юре. Осевой грабен, сформированный на срединном своде, представляет собой более позднее явление. Поперечные разломы, осложняющие осевую зону, смещают самые молодые структурные элементы на грабене срединных хребтов. Вслед за Ю. М. Шейнманном мы считаем океанический рифтовый и геосинклинальный режимы континентальных окраин глубокоантагонистичными и противоборствующими. Там, где мезозой-кайнозойский геосинклинальный процесс продолжается и в настоящее время, мы видим, что наиболее выдвинутые в океан островные дуги накладываются на океаническое дно, т. е. наступают на океан. Не менее сильно проявляется противоположное явление, когда океанические процессы наступают на континентальные массы, срезают их береговые структуры, отшнуровывают и поглощают сиалические блоки, наваливают на континентальные массы мафические блоки, разрываю континентальную кору рифтовыми впадинами — ответвлениями мировой океанической рифтовой системы. В историческом плане ясно, что геосинклинальная сиалическая докембрийская эпоха планеты дальше сменяется симатической спецификой корообразования в фанерозое, которая резко проявилась в мезозое и усилилась в кайнозое. Поздние этапы стабилизации континентальных сиалических масс, связанные с развитием платформенного режима, в конечном счете тоже оказываются захваченными процессом магматизма симатического профиля — базальтового и ультраосновного — щелочного.

История геологического развития океанических сегментов Земли загадочна тем, что начинается она фактически с середины ме-

озоя, с начала формирования современной базальтовой оболочки второго слоя океанического дна и ее гипербазит-габбровой подложки, слагающей третий слой океанической коры. Всегда возникает сакраментальный вопрос: а что же было на месте современных океанов в предшествующие геологические эпохи? Автор полагает, что возможны два альтернативных предположения.

Первое — на месте современных океанов в предшествующие геологические эпохи не происходило крупных активных геологических процессов. Ультраосновной субстрат, перекрытый толщей воды, оставался неизменным и на нем накапливались осадочные пласты столь медленно, что за все предшествующие геологические эпохи их мощность вряд ли превысила 1—2 км. Современное асимметричное строение Земли, так же как и других планет земной группы, в этой концепции необходимо связывать с первичными неоднородностями, которые выразились в первичном разделении ее внешней оболочки на континентальные и океанические секторы.

Ключом к пониманию проблемы может быть Тихий океан. Впадина Тихого океана существует очень давно, по крайней мере, с середины рифея, но его современная кора молодая. Можно предполагать, что на этой территории до мезозоя не происходило крупных геологических событий. В пространной впадине первичного океана, огражденной по периферии глубоководными желобами, шло только исключительно медленное океаническое осадконакопление. В конце мезозоя наконец-то накопились достаточные запасы внутреннего тепла, началось плавление мантии и океанический вулканизм создал молодую мезозойскую кору Тихого океана. Возможно, что образование впадин вторичных океанов, Атлантического и Индийского, не укладывается в такую схему. Однако идеи первичной неоднородности Земли, асимметричности ее строения могут быть положены в основу разделения ее внешней оболочки на резко различные континентальные и океанические сегменты.

Второе альтернативное решение предлагает нам гипотеза расширяющейся Земли, которая во многих своих аспектах могла бы служить компромиссом между фактической основой мобилистских и фиксистских построений. Действительно в концепции расширяющейся Земли крупные континентальные глыбы могут раздвигаться, оставаясь все время на месте при абсолютной своей спаянности с подстилающим литосферным материалом. Для сегодняшнего обсуждения гипотезы расширяющейся Земли очень мало фактических реперов, данных физического, астрономического и геологического характера, чтобы их можно было подвергнуть логическому анализу. По-видимому, необходимо время, чтобы гипотеза расширяющейся Земли накопила свой багаж позитивного фактического материала, тогда ее можно будет обсуждать более детально. Никто еще не пытался рассматривать геологическую историю Земли в аспекте гипотезы ее расширения, хотя целый ряд больших геологических фактов в этой связи очень любопытны.

Бытует довольно распространенное представление о геологической истории Земли как истории бесконечного старения планеты, когда очень горячая вначале планета постепенно остывает и соответственно очень бурная активная геологическая история начальных этапов постепенно идет на спад, деградирует и в каком-то недалеком будущем должна сойти на нет. В свете известных геологических фактов такое представление совершенно неверно. Обращаясь к геологической истории, следует говорить не о спаде, а о усилении эндогенной активности, убыстрении главнейших геологических процессов, формирующих ее лик. Даже для такого небольшого объекта, как Луна, нельзя говорить о ее геологической смерти. Известно, что хотя основные структурные элементы Луны были сформированы свыше 3 млрд. лет назад, но ее эндогенная активность, и в том числе вулканизм, продолжается и в настоящее время.

Возвращаясь к геологической истории Земли, можно сказать следующее. Ее докембрийская история охватывает огромный промежуток времени в несколько миллиардов лет, но не отличается исключительной сложностью и активностью своей геологической истории. В огромный промежуток времени от 3,5 до 1,7 млрд. лет укладывается относительно немного геотектонических циклов, которые в отличие от фанерозойских характеризуются огромной растянутостью по временной шкале. Уже упоминавшаяся геосинклинальная фаза карелид на Балтийском щите, заканчивающаяся орогенезом и консолидацией, охватывает промежуток времени, приближающийся к 1 млрд. лет (от 2,7 до 1,7 млрд. лет). Еще более ранние геотектонические циклы (кеноранский в Америке, свазилендский в Африке, алданский в Сибири) затягиваются от 3,5 до 2,8 млрд. лет, причем изучение соответствующих разрезов показывает, что в каждом таком случае мы имеем дело не с каким-то очень сложным, а с элементарным геосинклинальным циклом. Литологические разрезы относительно просты и показывают преобладание вулканогенных образований в низах разрезов и их постепенное вытеснение вверху осадочными, сначала терригенными, а потом терригенно-карбонатными фациями. И хотя мощность таких разрезов велика, но учитывая огромные временные интервалы их формирования, следует думать, что скорость накопления вулканогенно-осадочных образований была исключительно медленной.

Будучи дифференцированными по вертикали, докембрийские разрезы отличаются большим латеральным однообразием и одинаковым химическим составом, именно эти качества отличают их от разрезов подвижных зон более молодых эпох. Ранний докембрий отличается также отсутствием ясно выраженных стабильных зон, в связи с чем В. В. Белоусов называет эту стадию Земли пангеосинклинальной, или пермобильной.

Исследование метаморфизма раннедокембрийских гранулитовых комплексов приводит к выводу, что в это время геотермический градиент примерно соответствовал современному геотерми-

ческому градиенту в активных поясах. Но сама геотерма в коре была сдвинута в область высоких температур. Последнее обстоятельство можно связать не с усиленным тепловым режимом глубоких недр, а с высокой температурой поверхности Земли, которая по своему характеру могла приближаться к венерианской, т. е. иметь тяжелую горячую атмосферу с исключительно сильно выраженным парниковым эффектом, с усиленной активностью экзогенных поверхностных процессов. В это же время эндогенная, глубинная активность была очень мала. Свидетельством очень слабой эндогенной активности является чрезвычайная длительность геосинклинальных циклов, очень медленная скорость накопления вулканогенно-осадочных разрезов, малая контрастность и общая вялость тектонических движений. Наконец, в докембрии совершенно отсутствуют химические аналоги наиболее глубинных щелочных вулканических пород; это значит, что эндогенные процессы никак не захватывали глубоких этажей мантии, а в геосинклинальной дифференциации земного вещества участвовали только самые верхние части литосферы. Все события охватывают самые верхи планетной оболочки при активности экзогенных неглубоко действующих факторов и инертности, пассивности или слабой роли глубоких эндогенных факторов.

Пангеосинклинальная стадия развития раннего докембрия заканчивается нижнепротерозойскими (карельским) орогенезом, за которым следует глобальная кратонизация огромных пространств с распространением платформенного режима почти на всей площади современных материков. Поздний протерозой и ранний и средний рифей заметно отличаются от предшествующих докембрийских эпох подавленностью геосинклинальных режимов при широком распространении орогенных и особенно платформенных режимов.

Последующее образование геосинклинальных и подвижных зон в конце докембрия рассматривается Г. Штилле как кардинальная регенерация консолидированных пространств, которую он назвал альгонской революцией, положившей начало новому неогейскому мегациклу. С этого момента геологическая история Земли чрезвычайно активизируется и исключительно убыстряется.

По-видимому, именно к этому моменту планета накопила достаточные запасы внутреннего радиоактивного тепла, что и привело к резкому усилению эндогенной активности. Если говорить об эффекте расширения планеты, то геологические свидетельства такого расширения следует искать именно в фанерозое.

В фанерозое резко усиливается и ускоряется эндогенная активность Земли, что фиксируется в целом ряде таких признаков, как увеличение контрастности движений, усилении магматических и вулканических процессов, резком ускорении геологических циклов. Элементарные геосинклинальные циклы уже не растягиваются на периоды времени до 1 млрд. лет, от эры к эре сокращается продолжительность геосинклинальных циклов и возрастает число орогенических фаз. Знакомая нам геосинклинальная активность

перемежается целым рядом геологических катастроф, никак не связанных с предшествовавшим ходом геологических событий и с геосинклинальными процессами. Мировые геологические катастрофы фиксируются прежде всего в биосфере по резкой смене биогенных остатков в конце палеозоя и в конце мезозоя.

В среднем мезозое начинается великая эпоха обрушения материков и заложение современной мировой океанической рифтовой системы. Этим катастрофическим процессом оказываются захвачены огромные пространства Земли. Мало кто понимает, что свыше половины площади современной Земли представляет собой колоссальную, едва зарубцевавшуюся рану. Огромные пространства океанического дна, залитые базальтовой лавой, сформировались совсем недавно — в конце мезозоя и в кайнозое, причем этот исключительный по своим масштабам процесс не имеет себе аналогов в далеком прошлом и никак не связан с хорошо известным нам геосинклинальным процессом.

Исключительная активность современного этапа развития Земли проявилась совсем недавно в явлениях новейшей активизации, которая выразилась в формировании крупнейших материковых приподнятых плато и горных систем, причем предшествующее геологическое развитие никак не могло быть предпосылкой таких явлений, так как горные плато Центральной Азии появились после вполне установившегося платформенного режима.

Таким образом, представляется, что не ослабление, а необычайное усиление эндогенной активности Земли в фанерозойскую эпоху может быть обсуждено в системе идей о расширяющейся Земле и может быть связано с усилением термических процессов в связи с постепенным накоплением внутреннего радиоактивного тепла. Соответственно и акт позднего раскрытия океанов и позднего формирования океанической коры по сравнению с континентальной может быть поставлен с этим явлением в прямую причинную связь.

В заключение следует сказать, что магматические породы различных геотектонических режимов, конечно, могут быть индивидуализированы по своему химическому составу. Установленные различия химического состава вулканических пород связываются нами с различием механизмов генерации магмы. Континентальная генерация магмы определенно связана с процессом глубокой дегазации земного вещества и выносом на поверхность большого количества литофильных элементов. Вулканизм океанических сегментов Земли иной, проявился он позже и связан с простым селективным плавлением мантийного вещества в результате постепенного накопления тепла мантийными глубинами.

Агафонов Л. В., Андреева Г. А. Газы в альпинотипных гипербазитах Анадырско-Корякской складчатой системы.— Докл. АН СССР, 1973, т. 210, № 3, с. 441—443.

Алексеев А. С. Новая модель строения верхней мантии Земли.— Природа, 1976, № 7, с. 64—78.

Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. М., Наука, 1976.

Балашов Ю. А., Дмитриев Л. В., Шараськин А. Я., Суцеевская Н. М. Разделение редкоземельных элементов при дифференциации верхней мантии океанов.— Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 1, с. 1105—1107.

Белоусов В. В. Основы геотектоники. М., Недра, 1975.

Белоусов В. В. Эндогенные режимы материков. М., Недра, 1978.

Борисов О. М., Лордкипанидзе Л. Н. Роль процессов наложенной отраженной активизации в развитии земной коры.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Узбекистана. Ташкент, 1964, с. 189—200.

Бородин Л. С. Формации щелочных пород.— В кн.: Главнейшие провинции щелочных пород. М., 1974, с. 345—367.

Бородин Л. С., Гладких В. С. Новые данные по петрографии и геохимии вулканогенных щелочных пород контозерской свиты.— В кн.: Новые данные по минералогии и геохимии щелочных пород. М., 1973, с. 48—55.

Бородин Л. С., Гладких В. С., Егорова Н. Ф. К петрографии и геохимии эффузивных пород Ловозерского щелочного массива.— В кн.: Новые данные по минералогии и геохимии щелочных пород. М., 1973, с. 25—48.

Бородин Л. С., Лапин А. В., Пятенко И. К. Петрология и геохимия даек щелочно-ультраосновных пород и кимберлитов. М., Наука, 1976.

Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. Ультраосновной магматизм платформенных областей.— Геология и геофизика, 1977, № 2, с. 33—46.

Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. Чтения им. В. И. Вернадского. М., Наука, 1959.

Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М., Наука, 1978.

Восточно-Африканская рифтовая система/Белоусов В. В., Герасимовский В. И., Горячев А. В. и др. Т. 3, М., Наука, 1974.

Главнейшие провинции и формации щелочных пород/Бородин Л. С., Лапин А. В., Пятенко И. К. и др., М., Наука, 1974.

Гапеева Г. М. Положение кимберлитов в генетической классификации горных пород.— Бюлл. МОИП, 1958, № 1, с. 28—36.

Герасимовский В. И. Геохимические особенности и генезис базальт-андезит-риолитовой серии пород в зоне океанического рифта в Исландии.— В кн.: Междунауч. геол. конгресс, 25 сессия. Докл. сов. геол. М., 1976, с. 135—143.

Герасимовский В. И., Поляков А. И. Геохимия вулканических пород рифтовых зон Восточной Африки.— В кн.: Восточно-Африканская рифтовая система, т. 3, М., Наука, 1974, с. 5—96.

Герасимовский В. И., Шевалеевский И. Д., Карпушина В. А. Хлор в эффузивных породах Исландии.— Геохимия, 1977, № 6 с. 932—935.

Гладких В. С. Петрохимические и геохимические особенности толеитовых базальтов Воронежской антеклизы.— Бюлл. МОИП, 1971, т. 16, № 2, с. 107—118.

Гладких В. С. Ультращелочные гялобазанитоиды бассейна р. Джиды, Прибайкалье.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1976, № 10, с. 120—124.

Гладких В. С. Петрохимические и геохимические особенности щелочных оливиновых и толеитовых базальтов Восточно-Европейской платформы.— В кн.: Геология и металлогения крист. образований платформ. М., 1976, с. 143—146.

Гладких В. С., Жук-Почекутов К. А., Леонтьев Л. Н. Редкие элементы в щелочной эффузивной ассоциации Маймеча-Котуйской провинции.— В кн.: Петрология и геохимические особенности ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. М., 1965, с. 91—126.

Гладких В. С., Пятенко И. К. Толитовые и щелочные оливиновые базальты рифтовых зон континентов.— В кн.: Актуальные вопросы соврем. петрографии. М., 1974, с. 206—220.

Гладких В. С., Коган Р. И. О химическом составе основных членов формации щелочных оливиновых базальтов континентов и океанов.— Бюлл. МОИП. Отд. геологии, 1978, т. 53, № 2, с. 82—93.

Гладких В. С., Гусельников А. А. Распределение редких и рудных элементов в шпинелевых лердолитах и вопросы генезиса базальтовых магм Прибайкалья.— Сов. геология, 1979, № 4, с. 24—32.

Гудвин А. М. Архейский вулканизм на Канадском щите.— В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л., 1977, с. 9—34.

Дмитриев Л. В. Геохимия и петрология коренных пород срединных океанических хребтов. Автореф. докт. дисс. М., 1973а.

Дмитриев Л. В. Петрология и геохимия ультрабазитов срединных океанических хребтов.— В кн.: Проблемы гипербаз. складчатых обл., Новосибирск, 1973б, с. 101—111.

Дмитриев Л. В., Шараськин А. Я. Основные черты магматизма дна океана.— В кн.: Проблемы петрологии. М., 1976, с. 173—189.

Дмитриев Л. В., Соболев А. В., Суцеская Н. М. Первичный расплав океанского толита и состав верхней мантии океана.— Докл. АН СССР, 1978, т. 240, № 1, с. 177—180.

Добрецов Н. Л. Глаукофановый метаморфизм и три типа офиолитовых комплексов.— Докл. АН СССР, 1974, т. 816, № 6, с. 1383—1386.

Егоров Л. С., Гольдбург Т. Л., Шихорина К. М. Геология и петрография магматических пород Гулинской интрузии.— Тр. НИИГА, 1961, т. 122.

Жабин А. Г., Сурина Н. П. Петрология даек, силлов и трубок взрыва Маймеча-Котуйской провинции. М., Наука, 1970.

Жариков В. А., Ишбулатов Р. А., Литвин Ю. А. Проблемы происхождения магм островных дуг в свете экспериментальных исследований при высоких давлениях.— В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск, 1978, с. 148—166.

Жук-Почекутов К. А., Гладких В. С., Леонтьев Л. Н. Ассоциация щелочных базальтов Маймеча-Котуйской провинции.— В кн.: Петрология и геохимические особенности щелочных пород и карбонатитов. М., 1965, с. 5—90.

Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Золотарев Б. П. Геохимия и петрология толит-базальтовой формации Сибирской платформы.— В кн.: Редкие элементы в формациях изверженных пород. М., 1975, с. 56—87.

Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И. Хан-Тайширский офиолитовый комплекс Западной Монголии и проблема офиолитов.— Геотектоника, 1978, № 1, с. 19—42.

Илупин И. П., Каминский Ф. В., Францессон Е. В. Геохимия кимберлитов. М., Недра, 1978.

Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова/Кухаренко А. А.; Орлова М. П., Булах А. Г. и др. М., Недра, 1965.

Кепежинскас В. В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии. М., Наука, 1979.

Кепежинскас В. В., Гладких В. С. Геохимия и кайнозойских вулканических пород Монголии.— В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск, 1978, с. 278—295.

Коржинский Д. С. Проблемы петрографии магматических пород связанных со сквозьмагматическими растворами.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых.— Изд-во АН СССР, 1955, с. 21—30.

Коржинский Д. С. Потoki трансмагматических растворов и процессы гранитизации.— В кн.: Магматические формации крист. пород. М., Наука, 1972, с. 144—153.

Коржинский Д. С. Зависимость состава магм от щелочности трансмагматических флюидов.— Докл. АН СССР, 1977, т. 235, № 2, с. 454—457.

Коржинский Д. С. Кислотно-основное взаимодействие флюидов с породами и магмой.— В кн.: Магматизм и рудообразование. М., Наука, 1978, с. 12—18.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., Недра, 1964.

Куно Х. Латеральная вариация базальтовых магм вкrest окраин континентов и островных дуг.— В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М., Мир, 1970, с. 241—256.

Куно Х. Плато-базальты.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., Мир, 1972, с. 434—441.

Ланда Э. А., Марковский Б. А. Сравнительный анализ геохимических особенностей платформенных и геосинклинальных ультраосновных вулканических пород.— Геохимия, 1976, № 6, с. 855—863.

Леонтьев А. Н. Пространственные отношения редкометалльных гранитов. М., Недра, 1972.

Леонтьев А. Н. Структурное положение формаций эвтектоидных гранитов и связанных с ними редкометалльных месторождений.— В кн.: Магматизм и рудообразование. М., Наука, 1974, с. 80—102.

Леонтьев Л. Н., Жук-Почкутов К. А., Гладких В. С. К вопросу о так называемой щелочно-ультраосновной формации.— В кн.: Петрология и геохимические особенности щелочных пород и карбонатитов. М., 1965, с. 127—158.

Летников Ф. А., Карпов И. К., Шкандрий Б. О. Флюидный режим земной коры и верхней мантии. М., Наука, 1977.

Логачев Н. А. Вулканизм и тектоника Кенийской рифтовой зоны.— Геотектоника, 1974, № 3, с. 74—98.

Логачев Н. А. Вулканогенные и осадочные формации рифтовых зон Восточной Африки. М., Наука, 1977.

Лурье М. Л., Масайтис В. Л. Основные черты геологии и петрологии трапповой формации Сибирской платформы.— В кн.: Базальты плато/М., 1964, с. 13—26.

Лурье М. Л., Масайтис В. Л. Верхнепалеозойские и нижнемезозойские долериты и базальты трапповой формации.— В кн.: Геология Сибирской платформы. М., 1966, с. 31—49.

Лутц Б. Г. Некогерентные элементы в магмах глубинного генезиса и в мантийном субстрате.— Бюлл. МОИП. Отд-ние геологии, 1974, т. 159, № 2, с. 88—103.

Лутц Б. Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М., Наука, 1975.

Лутц Б. Г. Базальт-андезит-дацитовые формации раннего докембрия и их сравнение с современными аналогами.— Геотектоника, 1978, № 4, с. 23—34.

Лутц Б. Г., Павленко А. С., Пополитов Э. И., Серенко В. П. Вещественная природа астеносферного слоя под древними платформами.— Геохимия, 1977, № 6, с. 840—846.

Лутц Б. Г., Францессон Е. В. Геохимическая характеристика кимберлитов и их сравнение с ультраосновными и основными породами.— В кн.: Геохимия, минералогия, петрология. М., 1976, с. 170—180.

Мак-Берни А. Р. Андезитовый и риолитовый вулканизм складчатых поясов.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., Мир, 1972, с. 441—448.

Маллас Д., Стевенс Р. К. Происхождение и структурное положение офиолитового комплекса на примере Западного Ньюфаундленда.— Геотектоника, 1977, № 6, с. 83—103.

Марков М. С., Некрасов Г. Е., Хотин М. Ю., Шараськин А. Я. Особенности петрохимии офиолитов и некоторые проблемы их генезиса.— Геотектоника, 1977, № 6, с. 15—31.

Марковский Б. А., Ротман В. К. О геосинклинальных меймечитах Камчатки.— Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 3, с. 675—678.

Марковский Б. А., Ротман В. К. Геохимия пород ультраосновной вулканической провинции Камчатки.— Сов. геология, 1975, № 1, с. 70—82.

Масайтис В. Л. Базитовые магматические формации Сибирской платформы.— В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, 1973, с. 159—170.

*Масайтис В. Л., Рябченко А. А.* Петрохимические особенности пород разновозрастных трапповых формаций Сибирской платформы.— Труды ГИН, новая сер., 1971, т. 158, с. 178—192.

*Милановский Е. Е.* Рифтовые зоны континентов. М., Недра, 1976.

*Милановский Е. Е.* Рифтовые зоны геологического прошлого и эволюция рифтогенеза в истории Земли.— В кн.: Роль рифтогенеза в геол. истории Земли. Новосибирск, 1977, с. 5—11.

*Муратов М. В.* Происхождение материков и океанических впадин. М., Наука, 1975.

*Мурс Э. М., Вайн Ф. Д.* Массив Троодос на Кипре и другие офиолиты как древняя кора.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., Мир, 1973, с. 50—74.

*Мушкин И. В.* Раннемезозойская щелочно-базальтоидная формация Южного Тянь-Шаня. Автореф. док. дисс., Новосибирск, 1977.

*Мэйсон Б., Мелсон У.* Лунные породы. М., Мир, 1973.

*Некрасов Г. Е.* Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки. М., Наука, 1976.

*Некрасов Г. Е.* Новые данные о тектоническом строении хребта Пекульней.— Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 6, с. 1433—1436.

*Нестеренко Г. В., Альмухамедов А. И.* Геохимия дифференцированных траппов. М., Наука, 1973.

*Олейников Б. В.* Геохимия и рудогенез платформенных базитов. Новосибирск, Наука, 1979.

*Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклиналичного процесса/Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А. и др.*— Сов. геология, 1972, № 12, с. 7—25.

*Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов/Ред. Л. С. Бородин, М., Наука, 1965.*

*Петрология и метаморфизм древних офиолитов/Добрецов Н. А., Молдавандцев Ю. Е., Казак А. П. и др.* Новосибирск, Наука, 1977.

*Пополитов Э. И.* Геохимические особенности магматизма островных дуг и некоторые вопросы петрогенезиса.— В кн.: Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск, Наука, 1977, с. 206—215.

*Ритман А.* Вулканы и их деятельность. М., Мир, 1964.

*Савельева Г. Н., Савельев А. А.* Офиолиты Войкар-Сыньинского массива на Полярном Урале.— Геотектоника, 1977, № 6, с. 46—61.

*Скорнякова Н. С., Липкина М. И.* Основные и ультраосновные породы Марианского глубоководного желоба.— Океанология, 1975, т. 15, № 6, с. 1063—1066.

*Соболев В. С.* Петрология траппов Сибирской платформы.— Труды Аркт. ин-та, 1936, т. 12.

*Соболев С. Ф.* Габбро-тоналитовый комплекс Полярного Урала. М., Наука, 1965, с. 162.

*Сурина Н. П.* Геология даек ультраосновных щелочных пород Маймеча-Котуйского района.— Геология и геофизика, 1968, № 10, с. 13—22.

*Тайер Т. П.* Некоторые аспекты структурного положения серии параллельных даек в офиолитовых комплексах.— Геотектоника, 1977, № 6, с. 32—46.

*Тернер Ф., Ферхуген Д.* Петрология изверженных пород. М., Изд-во иностр. лит. 1961.

*Тейлор С.* Геохимия андезитов.— В кн.: Распространенность элементов в земной коре. М., Мир, 1972, с. 8—32.

*Федорченко В. И., Родионова Р. И.* Ксенолиты в лавах Курильских островов. Новосибирск, Наука, 1975.

*Фролова Т. И., Бурикова И. А.* Геосинклиналичный вулканизм. М., Изд-во МГУ, 1977.

Францессон Е. В. Об особенностях строения кимберлитовых полей.— Геология рудных месторождений, 1976, № 4, с. 66—69.

Хамрабаев И. Х., Воронич Т. М., Баратов Р. Б., Кустарник А. А. Тектоно-магматическая активизация некоторых регионов Средней Азии.— В кн.: Металлогения активизированных областей. Иркутск, 1973, с. 87—95.

Херасков Н. П., Перфильев А. С. Основные особенности геосинклинальных структур Урала.— Труды ГИН СССР, 1963, вып. 92.

Хотин М. Ю. Эффузивно-туфово-кремнистая формация Камчатского мыса. Наука, 1976.

Шараськин А. Я., Харин Г. С., Дмитриев Л. В. Коренные магматические породы дна Северной Атлантики.— Геохимия, 1976, № 6, с. 1160—1166.

Шейнманн Ю. М. Некоторые закономерности распространения вулканических явлений на платформах.— Труды Всесоюз. аэрогеол. треста, 1956, вып. 2, с. 136—157.

Шейнманн Ю. М. О связи щелочных магматических формаций с крупнейшими структурами материков.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., 1960, с. 436—442.

Шейнманн Ю. М. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация.— Геология месторожд. редких элементов, 1961, вып. 12, М., с. 38—54.

Шейнманн Ю. М. Закономерности размещения провинций ультраосновных щелочных пород.— Геология месторожд. редких элементов, 1962, вып. 17, М., с. 5—9.

Шейнманн Ю. М. Тектоника верхов мантии под геосинклиналями и островными дугами.— Сов. геология, 1964, № 4, с. 19—30.

Шейнманн Ю. М. Об одной особенности срединных океанических хребтов.— Геотектоника, 1965, № 4, с. 106—108.

Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., Недра, 1968.

Шейнманн Ю. М. Тектоника и магматизм. Избр. труды, М., Наука, 1976.

Шейнманн Ю. М., Лутц Б. Г. Вещественные группы ультрабазитов, их значение для тектонического анализа.— Геотектоника, 1974, № 4, с. 3—18.

Штилле Г. Избранные труды. М., Мир, 1964.

Яковлев Г. Ф. Тектоно-магматическое развитие и колчеданные месторождения Южного Урала.— В кн.: Палеозойский вулканизм и колчеданные месторождения Урала. М., Изд-во МГУ, 1968, с. 73—88.

Appleton I. D. Petrogenesis of potassium-rich lavas from the Roccamonfina volcano, Roman region, Italy.— J. Petrol., 1972, v. 3, p. 425—456.

Arculus R. I. Geology and geochemistry of the alkali basalt—andesite associate of Grenada. Lesser Antiles island arc.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1976, v. 87 p. 617—644.

Aumento F. The Mid-Atlantic ridge near 45° N.— Canadian j. Earth. Sci., 1968, v. 5, p. 1—21.

Aumento F. Diorites from the Mid-Atlantic ridge at 45° N.— Science, 1969, v. 165, p. 1112—1113.

Aumento F., Hydman R. D. Uranium content of the oceanic upper mantle.— Earth Planet. Sci. Lett., 1971, v. 12, p. 373—384.

Bailey D. K., MacDonald G. Petrochemical variations among mildly peralkaline obsidian from the oceanic and continents.— Contrib. Min. Petrol., 1970, v. 28, N 4.

Baker P. E. Comparative volcanology and petrology of Atlantic Island.— Arcs. Bull. Volcanol., 1968, v. 32, p. 189—206.

Baker P. E. Composition variations in the Patagonian plateau basalt. Internat. Geodynamic. Conference Western Pacific. Tokyo, 1978, p. 206—208.

Baker F. E., Buckley F. Petrology and chemistry of Eastern Island.— Contrib. Min. Petrol., 1974, v. 44, p. 85—100.

Baker P. E., Gass I. G., Harris P. G., Maire R. W. The volcanological report of the Royal Soc. Expedition to Trista Da Cunha.— Phill. Trans. Roy. Soc. London, 1964, v. 256, p. 439—578.

*Baker B. H., Goles G. G., Leeman W. P., Lindstrom M. M.* Geochemistry and petrogenesis of basalt—benmoreite—trachite suite from south part of the Gregory Rift, Kenya. — *Contrib. Min. Petrol.*, 1977, v. 64, p. 303—332.

*Bandy T. F.* Geology and petrology of Easter Island. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1937, v. 48, N 12.

*Baragar W. R., Plant A. G., Prindle G. I., Schau N.* Petrology and alteration of selected units of Mid-Atlantic ridge basalts sampled. — *Canadian J. Earth Sci.*, 1977, v. 14, p. 837—874.

*Barberi F., Innocenti F., Ferrara G., Ketter J.* Evolution of eolian arc volcanism. — *Earth Planet. Sci. Lett.* 1974, v. 21, p. 269—276.

*Barberi F., Ferrara G., Santacroce R., Trevisi M., Varet I.* Transitional basalt—pantellerite sequence of fractional crystallization the Beina Centre. — *J. Petrology*, 1975, v. 16, p. 22—56.

*Beccaluva L., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M., Venturelli G.* The trace element geochemistry of Corsican ophiolites. — *Contrib. Min. Petrol.*, 1977, v. 64, p. 11—31.

*Bishop A. C., Wolley A. R.* A basalt—trachyte—phonolite series from UA Pu, Marquesas Islands, Pacific Ocean. — *Contrib. Min. Petrol.*, 1973, v. 39, p. 309—326.

*Blanchard D. P., Rhódes J. M., Duncan H., Rodgers K. V.* The chemistry and petrology of basalts from Leg37. — *J. Geophys. Res.*, 1976, v. 81, p. 423.

*Bollingberg H., Brooks C., Noe—Nygaard A.* Trace element variations in Faeroese basalt and their possible relationships to ocean floor spreading history. — *Bull. Geol. Soc. Denm.*, 1975, v. 24, p. 55—60.

*Bonatti E., Honnorez I.* Equatorial Mid—Atlantic ridge. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1970, v. 9, p. 247—256.

*Bonatti E., Honnorez I., Ferrara G.* Peridotite—gabbros—basalt complex from the equatorial Mid-Atlantic ridge. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 1971, A—268, p. 368—412.

*Bonatti E., Honnorez I., Kits P., Radicati F.* Metagabbros from Mid-Atlantic ridge. — *J. Geol.*, 1975, v. 83, p. 61—78.

*Bonatti E., Harrison C. G., Fisher D. E., Honnorez I., Schilling I. G.* Easter volcanic chain, Southeast Pacific. — *J. Geophys. Res.*, 1977, v. 82, p. 2457—2478.

*Brooks C. K., Jakobsson S. P., Campsie J.* Dredged basaltic rocks from the seaward extension of the Reykjanes volcanic zones, Iceland. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1974, v. 22, p. 320—327.

*Brooks C., Hart S. R., Hofman A., James D. E.* Rb—Sr mantle isochrons from oceanic regions. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1976, v. 32, p. 51—61.

*Brown G. M., Holland I. G., Sigurson H., Arculus R.* Geochemistry of the Lesser Antilles volcanic Island arc. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1977, v. 41, p. 785—801.

*Bryan W. B., Stice G. D., Ewart A.* Geology, petrography and geochemistry of the volcanic island Tonga. — *J. Geophys. Res.* 1972, v. 77, p. 1566.

*Bryan W. B., Frey F. A., Thompson G.* Oldest Atlantic sea floor. — *Contrib. Min. Petrol.*, 1977, v. 64, p. 223—242.

*Byerly G. R., Melson W. G., Vogt P. R.* Rhyodacites, andesites, ferrobasalts and ocean tholeiites from the Galapagos spreading center. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1976, v. 30, p. 215—221.

*Bunch T. E., Keil K.* Contribution to mineral chemistry of Hawaiian rocks. *Contrib. Min. Petrol.*, 1971, v. 32, p. 267—274.

*Cann I. R.* Spilites from the Carlsberg ridge, Indian ocean. — *J. Petrology*, 1969, v. 10, p. 1—19.

*Cann I. R.* Rb, Sr, Zr, Nb in some ocean floor basaltic rocks. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1970, v. 10, N 1.

*Cann I. R.* Petrology of basement rocks from Palmer ridge, Atlantic. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 1971, A—268, p. 605—617.

*Challis G. A.* The origin of New Zealand ultramafic intrusions. — *J. Petrology*, 1965, v. 6, p. 322–364.

*Challis G. A.* High-temperature contact metamorphism at the Red Hills ultramafic intrusion New Zealand. — *J. Petrol.*, 1964, v. 6, p. 395.

*Coleman R. G.* Ophiolites: anisient oceanic lithosphere? Springer-Verbag, Berlin, Heidelberg, New York, 1977.

*Coleman R. G., Fleck R. I., Hedge C. E., Ghent E. D.* The volcanic rocks of Southwest Saudi Arabia and the opening the Red Sea. U. S. Surv., Saudi Arabian Project report, N 194, 1975.

*Condie K., Harrison N. M.* Geochemistry of the Archean Bulawayan Group. Precambrian Res., 1976, v. 3, p. 253–271.

*Coombs D. S., Landis C. A., Norris R. J., Sinton J. M.* The Dun Mountain ophiolite belt, New Zealand. — *Amer. j. Sci.*, 1976, v. 276, p. 561–603.

*Cox K. G., Hornung G.* The petrology of the Karro basalts of Basutoland. — *Amer. Min.*, 1966, v. 51, p. 1414–1432.

*Cox K. G., Gass I. D., Mallic D. I.* The peralkaline volcanic suite of Aden and Little Aden, South Arabia. — *J. Petrol.*, 1970, v. 11, p. 433–461.

*Cundari A., Mathias P. P.* Evolution of the Vico lavas Roman volcanic region, Italy. — *Bull. Volcanol.*, 1974, v. 38, p. 98–114.

*Dalrymple G., Lanphere M. A., Jacson E. D.* Contributions to the petrography and geochronology of volcanic rocks from the Leeward Hawaiian Island. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1974, v. 85, p. 727–738.

*Dalrymple G. B., Clagne D. A., Lanphere M. A.* Revised age for Midway volcano Hawaiian volcanic chain. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1977, v. 37, p. 107–116.

*Daly R. A.* The geology of St. Helena Island. *Amer. Acad. Arts and Sci. Proc.*, 1927, v. 62, p. 31–92.

*Davies H. L.* Peridotite—gabbro—basalt complex in eastern Papua. — *Austral. Bur. Mineral. Res. Bull.*, 1971, p. 128.

*Davis P. A., Condie K. C.* Trace element model studies of Nyanzian greenstone belt, Western Kenya. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1977, v. 41, p. 271–277.

*Dmitriev L. V.* Petrochemistry of basaltic and plutonic rocks, Leg 37, Initial Rep. of Deep Sea Drilling Project, v. 37, p. 681–690, 1977.

*Dostal I., Muecke G. K.* Trace element geochemistry of igneous rocks from suite 334, Leg 37. Initial Rep. of Deep Sea Drilling Project, 1977, v. 37, p. 573–576.

*Dostal I., Zutilli M., Caelles I. C., Clarc A. H.* Geochemistry and origin of volcanic rocks of the Andes. *Contrib. Min. Petrol.*, 1977, v. 63, p. 113–128.

*Duncan R. A., Compston W.* Sr-isotopic evidence for an old mantle source region for French Polynesian volcanism. — *Geology*, 1976, v. 4, p. 728.

*Dupuy C., Lefevre C.* Fractionnement des elements en trace Li, Rb, Ba, Sr dans les series andesitiques et shoshonitiques du Perou. — *Contrib. Min. Petrol.*, 1974, v. 46, p. 147–157.

*Eales H. V., Robey J. A.* Differentiation of tholeiitic Karro magma at Birds river, South Africa. — *Contrib. Min. Petrol.*, 1976, v. 56, p. 101–117.

*Engel A. E., Engel C. G.* Composition of basalts from the Mid-Atlantic ridge. *Science*, 1964, v. 144, p. 1330.

*Engel A. F., Engel C. G.* Chemical characteristics of oceanic basalt and upper mantle. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1965, v. 76, p. 719–734.

*Engel C. G., Fisher R.* Granitic to ultramafic rocks complex of the Indian ocean. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1975, v. 86, p. 1553–1578.

*Esenwein P.* Zur petrographie der Azores. *Zeitschrift für vulkanologie*. Bd. 12, 1929, p. 102–222.

*Ewart A.* Mineralogical and chemical evolution of the Tonga—Kermadec—New Zealand Island arc. 25 Internal. Geol. Congr. Abstract, v. 1, 1976, p. 50–51.

*Ewart A., Bryan W. B.* The petrology and geochemistry of the Tongo Island.—In: The Western Pacific island arcs marginal seas. Ed. P. J. Coleman, Univ. Western Australia press. 1973.

*Fisher R., Engel C.* Ultramafic and basaltic rocks dredged from the nearshore flank of the Tonga Trench.—*Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1969, v. 80, p. 1373—1378.

*Fleet A. J., Henderson P., Kempe D. R.* Rare earth element and related chemistry of some drilled southern Indian Ocean basalts and volcanogenic sediments.—*J. Geophys. Res.*, 1976, v. 81, p. 4257—4268.

*Flower F. I.* Rare earth element distribution in lavas and ultramafic xenoliths from Comore archipelagos Indian ocean. *Contrib. Min. Petrol.*, 1971, v. 31, p. 335—346.

*Frey F.* Rare earth and potassium abundance in St. Paul rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1970, v. 7, p. 351—360.

*Frey F. A., Haskin L. A., Haskin M. A.* Rare earth abundances in some ultramafic rocks.—*J. Geophys. Res.*, 1971, v. 76, N 8.

*Frey F. A., Green D. H., Roy S. D.* Integrated modes of basalt petrogenesis: a study of quartz tholeiites to olivine melilitites from South Australia.—*J. Petrology*, 1978, v. 19, p. 463—553.

*Gale G. H.* Paleozoic basaltic komatiite and ocean-floor type basalts from Northeastern Newfoundland. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1973, v. 18, p. 22—28.

*Gass I. G.* Ultrabasic pillow lavas from Cyprus.—*Geol. Mag.*, 1958, v. 95, p. 241—251.

*Gass I. G.* Tectonic and magmatic evolution of the Afro-Arabian demo.—In: African magmatism and tectonics. Ed. Oliver and Boyd. Edinburg 1970, p. 285—300.

*Gass I. G., Mallick D. I.* Jebel Khariz: an upper Miocene strato-volcano of comendite affinity of the South Arabian Coast.—*Bull. Volcanol.*, 1968, v. 32, N 1.

*Gass I. G., Mallick D. I., Cox K. G.* Volcanic island of the Red Sea.—*J. Geol. Soc. London*, 1973, v.129, p. 31—42.

*Gast P. W.* Terrestrial ratio of potassium to rubidium and the compositional of the earth's mantle. *Science*, 1965, v. 147, p. 877—880.

*Gast P. W.* Dispersed element chemistry of oceanic ridge basalts. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 1971, A—268, p. 467.

*Gehnes P., Wimmenauer W.* Geochemical studies on igneous rocks of the Rheine graben region.—*Neues J. Min. Monatsh.*, 1975, v. 2, p. 49.

*Gill J. B.* Role of underthrust oceanic crust in the genesis of a Fijian calc-alkaline suite. *Contrib. Min. Petrol.*, 1974, v. 43, p. 29—45.

*Gill J. B.* Composition and age of Lau Basin and Ridge volcanic rocks.—*Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1976, v. 87, p. 1384—1395.

*Girod M., Camus G., Vialette Y.* Sur la pressure de tholeiites a lila Saint-Paul.—*Contrib. Min. Petrol.*, 1971, v. 33, p. 108—117.

*Glikson A. Y.* Eviden on the radius of the Precambrian Earth.—*J. Austral. Geol. Geophys.*, 1977, v. 2, p. 229—232.

*Glikson A. Y., Sheraton I. W.* Early precambrian trondhjemitic suites in Western Australia and Scotland and the geochemical evolution of Shield.—*Earth Planet. Sci. Lett.*, 1972, v. 17, p. 227—242.

*Goodwin A. M.* Evolution of the Canadian Shield. *Geol. Assoc. Canada*, 1968, v. 19, p. 1—14.

*Gorton M. P.* The geochemistry and origin of quaternary volcanic in the New Hebrides. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1977, v. 41, p. 1257—1270.

*Green D. H., Ringwood A. E.* Petrology of the upper mantle. *Dept. Geophys. Geochim. Austral. Nat. Univ.*, 1966, N 444.

*Green D. H., Ringwood A. E.* Origin of the calc-alkaline igneous rock suite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1966, v. 1, p. 307—316.

- Green D. H., Ringwood A. E.* The Genesis of basaltic magmas. *Contrib. Min. Petrol.*, 1967, v. 15, p. 103—190.
- Green T. H., Ringwood A. E.* Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite. *Contrib. Min. Petrol.*, 1968, v. 18, p. 105—162.
- Gunn B., Watkins N.* Geochemistry of the Cape Verde Islands and Fernando de Noronha. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1976, v. 87, p. 1089—1100.
- Hallberg I. A.* Archean mafic and ultramafic rock eastern goldfield region Western Australia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1972, v. 15, p. 191—200.
- Hamilton W.* Columbia river basalt Western Idaho. — *U. S. Geol. Surv. Bull.*, 1963, N 1141, p. 37.
- Hart G. R. K.* K, Rb, Cs of fresh and altered submarine basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1969, v. 6, p. 295—303.
- Hart S. R. K.* K, Rb, Cs, Sr and Ba content and Sr isotope ratios of ocean floor basalts. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 1971, A—268, p. 573—587.
- Hart S. R., Nalwalk A. I.* K, Rb, Cs, Sr relationships in submarine basalt. *Geochim. Acta*, 1970, v. 34, N 2.
- Hekinian R., Thompson G.* Comparative geochemistry of volcanics from Rift Valley, transform fault and aseismic ridges. *Contrib. Min. Petrol.*, 1976, v. 57, p. 145—172.
- Herrman A. G., Potts M. J., Knake D.* Geochemistry of the rare earth elements in spilites from the oceanic and continental crust. *Contrib. Min. Petrol.*, 1974, v. 44, p. 1—16.
- Herrman A. G., Gunter B. D., Haskin L. A., Jacobs J. W., Knake D.* Major, minor and trace element compositions of peridotitic and basaltic komatiites from the Precambrian crust of Southern Africa. *Contrib. Min. Petrol.*, 1976, v. 59, p. 1—12.
- Higazy R. A.* Trace elements of volcanic ultrabasic potassic rocks of South-western Uganda. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1954, v. 65, p. 39—70.
- Hughes D. I., Brown G. C.* Basalts from Madera. *Contrib. Min. Petrol.*, 1972, v. 37, p. 91—109.
- Humphris S., Thompson G.* Trace element mobility hydrothermal alteration of oceanic basalts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1978, v. 42, p. 127—136.
- Hydman D. W.* Petrology of Igneous and Metamorphic rocks. MacGrawhill, New York, 1972, 553 p.
- Irvine T. N., Baragar W. R.* A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. — *Can. J. Earth Sci.*, 1971, v. 8, p. 523—548.
- Irvine T. M., Findlay T. C.* Alpine-type peridotite with particular reference to the Bay of Island complex. *Pub. Earth Phys. Branch Dept. Energy. Mines and Resources Canada*. 1972, v. 42, p. 97—128.
- Ito K.* Petrological model on the oceanic lithosphere: geophysical and geochemical tests. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1974, v. 21, p. 169.
- Jackson E. D., Wright T. L.* Xenoliths in the Holololu volcanic series Hawaii. — *J. Petrology*, 1970, v. 11, p. 405—430.
- Jakes P.* Geochemistry of continental growth. — In: *Implication of Continental Drift to Earth Sci.* Ed. Taling D., Runcorn S., Academic Press, London, New York, 1973.
- Jakes P., Smith J. E.* High potassium calc-alkaline rocks from Cape Nelson, eastern Papua. *Contrib. Min. Petrol.*, 1970, v. 28, p. 259—271.
- Jakes P., White A. I. R.* Composition of island arc and continental growth. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1971, v. 12, p. 224—230.
- Jakes P., White A. I. R.* Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic area. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1972, v. 83, p. 29—40.
- Jaques A. L.* Higd — K<sub>2</sub>O island arc volcanic rocks from the Finistere Papua New Guinea. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1976, v. 87, p. 861—867.

*Johns W. D., Huang W. H.* Distribution of chlorine in terrestrial rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1967, v. 31, p. 35—49.

*Jolly W. T.* Subdivision of the Archean lavas of the Abitibi area Canada. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1975, v. 27, p. 200—210.

*Kay R. W.* Aleutian Volcanism: its regional setting and geochemical characteristics. 25 Internal. Geol. Congr. Sidney. Abstracts, v. 1, p. 56, 1976.

*Kay R., Hubbard N. I., Gast P. W.* Chemical characteristics and origin of oceanic ridge volcanic rocks. — *J. Geophys. Res.* 1970, v. 75, p. 1585—1599.

*Kay R. W., Senechal R. G.* The rare earth geochemistry the Troodos ophiolite complex. — *J. Geophys. Res.*, 1976, v. 81, p. 964—970.

*Keller J.* Petrology of some volcanic rocks series of the Aeolian arc, Southern Tyrrhenian sea. *Contrib. Min. Petrol.*, 1977, v. 46, p. 29—47.

*Kempe D. K., Schilling I. G.* Discovery tablemount basalt: petrology and geochemistry. *Contrib. Min. Petrol.*, 1974, v. 44, p. 101—115.

*Kopecky L.* Riftové struktury, finity mladý alkalický magmatismus jako noaiteke rudné mineralizace v Cesken massivu. *Geol. Pruzk.*, 1972, N 7.

*Krisnamurthy P., Cox K. G.* Picrite basalt and related lavas from the Deccan Traps. *Contrib. Min. Petrol.*, 1977, v. 62, p. 53—75.

*Kuno H.* Petrology of Hakone volcano and adjacent area Japan. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1950, v. 61, p. 957—1020.

*Kuno H., Yamaseki C., Iida C., Nagashima K.* Differentiation of Hawaiian magma. — *Japan J. Geol.*, 1957, v. 28, p. 179—218.

*Kuno H.* High-alumina basalt. — *J. Petrol.*, 1960, v. 1, p. 121—145.

*Kuno H.* Origin of andesite and its bearing on the island arc structure. — *Bull. Volcanol.*, 1968, v. 32, p. 141—176.

*Kushiro I.* Effect of water on the composition magmas formed at high pressures. — *J. Petrol.*, 1972, v. 13, p. 311—334.

*Lambert R. J., Holland J. G.* Trace elements and petrogenesis of DSDP 37 basalts. — *Canadian J. Sci.*, 1977, v. 14, p. 809—836.

*Lauder W. R.* The geology of some New Zealand ultramafic rocks and associated sediments and volcanics. — *Pacific Geology*, 1974, v. 7, p. 9.

*Le Maitre R. W.* Petrology of volcanic rocks Gough island South Atlantic. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1962, v. 73, p. 1309—1340.

*Le Maitre R. W.* Kaersutite plutonic xenoliths from Tristan da Cunha. — *Min. Mag.*, 1969, v. 37, p. 185—197.

*Lower G. G., Carmichael J. S. E.* The volcanoes and caldera of Talasea, New Britain. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1970, v. 81, p. 17—38.

*MacDonald G. A.* Hawaiian lavas and the upper mantle. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1965, v. 44, p. 10.

*MacDonald G. A., Katsura T.* Chemical composition of Hawaiian lavas. — *J. Petrol.*, 1964, v. 5, p. 82—133.

*MacGregor I.* The effect of pressure on the minimum melting composition in the system  $MgO-SiO_2-TiO_2$ . *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1966, v. 47, N 1.

*Mackenzie D. E., Chapel B. W.* Shoshonitic and calc-alkaline lavas from the Highland of Papua New Guinea. *Contrib. Min. Petrol.*, 1972, v. 35, p. 50—62.

*Marsh B. D.* Some Aleutian andesites: their nature and source. — *J. Geol.*, 1976, v. 84, p. 27—45.

*Masuda A., Nakamura N., Tanaka T.* Rare earth elements in metagabbro from the Mid-Atlantic ridge. *Contrib. Min. Petrol.*, 1971, v. 32, p. 295—306.

*Melson W. G.* Alkaly olivine basalt dredged near St. Paul Rock. — *Nature*, 1967, v. 215, p. 381.

*Melson W. G., Thompson G.* Petrology of transform fault zone and adjacent segment. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 1971, A—268, p. 423—441.

*Melson W. G., Hart S. R., Thompson G.* St. Paul rocks, equatorial Atlantic. — *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1972, N 132, p. 241—272.

*Menzie M.* Rare earth geochemistry of fused ophiolitic and alpine iherzolite Othris, Lanzo and Troodos. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1976, v. 40, p. 645—656.

*Miyashiro A.* The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1973, v. 19, p. 218.

*Miyashiro A.* Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Amer.—J. Sci.*, 1974, v. 274, p. 321—355.

*Miyashiro A.* Classification, characteristics and origin of ophiolites. — *J. Geol.*, 1975, v. 83, p. 249—281.

*Miyashiro A., Shido Fo, Ewing M.* Composition and origin of serpentinitic from Mid-Atlantic Ridge. *Contrib. Min. Petrol.*, 1969, v. 23, p. 117.

*Miyashiro A., Shido F., Ewing M.* Crystallization and differentiation in abyssal tholeiites and gabbros from Mid-oceanic ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1970, v. 7, p. 361—365.

*Miyashiro A., Shido F., Weing M.* Metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 1971, A—268, p. 589—603.

*Miyashiro A., Shido F.* Tholeiitic and calc-alkalic series in relation to the behaviors of Ti, Cr, Ni — *Amer. J. Sci.*, 1975, p. 265.

*Montigny R., Bougault H., Bottinga Y., Allegre C.* Trace element geochemistry and genesis of the Pindos ophiolite suite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1973, v. 37, p. 2135—2147.

*Moore I. G.* Water contents of basalt erupted on the ocean floor. *Contrib. Min. Petrol.*, 1970, v. 28, p. 272—279.

*Moore E. M., MacGregor I. D.* Types of alpine ultramafic rocks and their implications for fossil plate interactions. — *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1972, N 132, p. 209—223.

*Morioka N., Kigoshi K.* Lead isotopes and age of Hawaiian iherzolite nodules. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1975, v. 25, p. 116—120.

*Nagasawa H., Wakita W., Higuchi H., Onuma N.* Rare earth in peridotite nodules. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1969, v. 5, p. 377—381.

*Nesbitt R. W., Sun S. S.* Geochemical of Archean spinifex textured peridotites and magnesian and low-magnesian tholeiites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1976, v. 31, p. 433—453.

*Nicholls I. A.* Potassium-rich volcanic rocks of the Sunda Island arc Java, Indonesia. 25 *Inter. Geol. Congr. Abstracts*, v. 1, p. 58, 1976.

*Nicholls G. D., Islam M. R.* Geochemical investigation of basalts and association rocks from the ocean floor and their implication. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 1971, A—268, p. 469—486.

*Nicolas A., Jackson E. D.* Reportition en deux provinces des peridotites des chaines alpines logeant la Mideterrance. *Schweiz. Min. Petrog. Mitt.*, 1972, v. 52, p. 479—495.

*Ninkovich D., Hays J.* Mediterranean island arcs and origin of high potassium volcanoes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1972, v. 16, p. 331—345.

*Nockolds S. R., Allen R.* The geochemistry of some igneous rock. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1956, v. 7, p. 34—77.

*O'Hara M. J.* Is there an Iceland mantle plume? — *Nature*, 1975, v. 253, N 5494, p. 708—710.

*O'Nions R. K., Gronvold K.* Petrogenetic relationships of acid and basic rocks in Iceland. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1976, v. 19, p. 397—409.

*Oversby V. M.* Genetic relations among the volcanic rocks of Reunion. *Geochim. Acta*, 1972, v. 36, p. 1167—1179.

*Paepé P., Gijbels R., Hertogen J.* Rare earth and some other trace elements in an igneous rock suite from Fuerteventura Canary island. — *Bull. Soc. Belge geol. paleontol. Hydrol.*, 1971, v. 80, p. 31—50.

*Paepé P., Klerx J., Hertogen J., Plinke P.* Oceanic tholeiites on the Cape Verde Island. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1974, v. 22, p. 347—354.

- Palacios M., Oyarzun M. R.* Relationship between dept to Benioff zone and K and Sr concentrations in volcanic rocks of Chile. *Geology*, 1975, v. 3, p. 595—596.
- Pearce J. A.* Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments of Cyprus. — *Tectophysics*, 1975, v. 25, p. 41—67.
- Philpotts I. A., Schnetzler C. C.* Submarine basalts: K, Rb, Sr, Ba data bearing. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1969, v. 7, p. 293—299.
- Rittmann A.* The geochemical importance of pyromagma. — *Bull. Volcanol.*, 1974, v. 38, p. 998—1014.
- Rocci G., Ohnensteller D., Ohnensteller M.* La dualite des ophiolites tethysiennes. *Petrologie*, 1975, N 2, p. 172—174.
- Rodgers K. A.* Ultramafic and related rocks from southern New Caledonia. — *Bull. Bur. rech. geol. et mineres.*, 1976, v. 4, p. 33—55.
- Roex A. P., Reid D.* Geochemistry of Karroo dolerite sill in the Calvinia district. *Contrib. Min. Petrol.*, 1978, v. 66, p. 351—360.
- Sailey J. C., Noe-Nygaard A.* Chemistry of miocene plume tholeiites from northwest Iceland. *Litos*, 1976, v. 9, p. 185—201.
- Savelli C.* The problem of rock assimilation by Somma Vesuvius magma. *Contrib. Min. Petrol.*, 1967, v. 16, p. 328—353.
- Scael J. S., Weaver S. D.* Trace element data bearing on the origin of salic rocks from the Quaternary volcano Paka, Gregory Rift, Kenya. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1971, v. 12, p. 327—331.
- Schilling J. G.* Sea-floor evolution: rare earth evidence. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 1971, A—268, p. 663—706.
- Schilling J. G.* Afar mantle plume: rare earth evidence. *Natur. Phys. Sci.*, 1973a, v. 242, p. 2—5.
- Schilling J. G.* Iceland mantle plume: geochemical study of Reykjanes Ridge. *Nature*, 1973b, v. 242, N 5400, p. 565—571.
- Schilling J. G.* Azore mantle blob: rare earth evidence. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1975, v. 25, p. 103—115.
- Schilling J. G., Anderson R. N., Vogt P.* Rare earth, Fe and Ti variations along the Galapagos apreding centre. — *Nature*, 1976, v. 261, p. 108—113.
- Schilling J. G., Winchester J. W.* Rare earth contribution to the origin of Hawaiian lavas. *Contrib. Min. Petrol.*, 1969, v. 23, p. 27—33.
- Schubert C. E.* Rare earth element distributions in equatorial Mid-Atlantic ridge gabbro. — *Nature Phys. Sci.*, 1972, v. 237, N 71.
- Self S.* The recent volcanology of Terceirs, Azores. — *J. Geol. Soc.*, 1976, v. 132, p. 645—666.
- Self S., Gunn B. M.* Petrology, volume and age relations of alkaline and saturated peralkaline colcanics from Terceira, Azores. *Contrib. Min. Petrol.*, 1976, v. 54, p. 293—313.
- Shiraki K.* Metamorphic basement rocks of Yap Iseland. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1971, v. 13, p. 167—174.
- Sigvaldason G. E., Oskarson N.* Chlorine in basalts from Iceland. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1976, v. 40, p. 777—789.
- Strong D. F.* Lush bight and Robert Arm groups of central Newfoundland. *Geol. Socm Amer. Bull.*, 1973, v. 84, p. 3917—3928.
- Stuber A. M.* Abundance of K, Rb, Sr and Sr isotopes in ultramafic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1969, v. 33, p. 534—553.
- Sugimura A.* Spatial relations of basaltic magmas in island arcs. — In: *Basalts*, Ed. Hess, Polderwaard, New York, Willey, 1968.
- Sun S. S., Hanson D. N.* Evolution of the mantle: geochemical evidence from alkali basalt. — *Geology*, 1975, v. 3, p. 297.
- Tatsumoto M.* Isotopic composition of lead in oceanic basalt and implication to mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1978, v. 38, p. 63.

*Tatsumoto M., Hedge E., Engel E. J. K.*, Sr. Rb, U and Sr isotope in oceanic tholeiitic basalt. *Science* 1965, v. 150, p. 886—888.

*Taylor S. R.* Geochemistry of andesites.—In: *Origin and distribute of the elements*. Ed. Ahrens L. H., Pergamon Press, 1968.

*Thompson G., Bryan W., Frey F. A., Dickey J. S.* Basalts and related rocks from deep-sea drilling suites in Indian Ocean. *Marine Geol.*, 1978, v. 26, p. 119—138.

*Tilley C. E.* Some aspects of magmatic evolution. *Quart.* — *J. Geol. Soc. London*, 1950, v. 106, p. 37—61.

*Tilley C. E.* Differentiation of Hawaiian basalts.—*J. Petrol.*, 1960, v. 1, p. 47—55.

*Upton B. G., Wodsworth T.* Peridotite and gabbroic rocks associated with the shield-formation lavas of Reunion. *Contrib. Min. Petrol.*, 1972, v. 35, p. 139—158.

*Viljoen M. I., Viljoen R. P.* An introduction to the geology of the Barberton granite-greenstone terrain. *Geol. Soc. S. Africa, Sp. Publ.*, 1969, N 2, p. 9—28.

*Villaume J., Rose A. W.* The geochemistry of some Archean ultramafic lavas. *Chem. Geol.*, 1977, v. 19, p. 43—60.

*Vinogradov A. P., Dmitriev L. V., Udintsev G. B.* Distribution of trace elements in crystalline rocks of rift zones. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 1971, A—268, p. 487—491.

*Watkins N., Gunn B., Mongier J., Baski A.* Kerguelen: continental fragment or oceanic island? — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1974, v. 85, p. 201—212.

*Wenner D. B., Taylor H. P.* Oxygen and hydrogen isotope studies of the serpentinization of ultramafic rocks in oceanic environments and continental ophiolite complexes. — *Amer. J. Sci.*, 1973, v. 273, p. 207—239.

*Williams L. A.* Volcanic associations in the Gregory rift valley, East Africa.—*Nature*, 1969, v. 224, p. 2210—2218.

*Williams H., Malpas J.* Sheeted dikes and precciated dike rocks within transported igneous complex, Bay of Island Newfoundland.—*Canadian J. Earth. Sci.*, 1972, v. 9, p. 1216—1229.

*Wright R.* Remifications of extreme age of St. Peter and St. Paul rocks.—*Bull. Amer. Assoc. Geol. Petrol.*, 1965, v. 49, N 10.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Предварительные замечания	5
<b>Магматические породы современных океанов</b>	
Геологические сведения о вулканических породах океанов	14
Базальты срединно-океанических хребтов	15
Базальты океанических островов	17
Базальты океанических плато	21
Андезиты, дациты и другие кислые породы океанов	23
Метаморфические породы океанов	29
Геохимический анализ	33
<b>Магматические породы современных геосинклиналей</b>	
Геологические сведения о вулканизме островных дуг и активных континентальных окраин	55
Базальты, андезиты, дациты известковой (толеитовой) серии	64
Базальты, андезиты, дациты известково-щелочной серии	67
Базальты, андезиты, дациты щелочной серии	67
Ультраосновные вулканиты	69
Геохимический анализ	75
Эвгеосинклинальные зеленокаменные пояса геологического прошлого	97
Магнитогорская эвгеосинклиналь Южного Урала	98
Эвгеосинклинальные вулканические комплексы докембрия	102
<b>Офиолитовые базит-габбро-гипербазитовые комплексы океанов и континентов</b>	
Геологические сведения об офиолитах	112
Гипербазиты и габбро океанов	115
Гипербазиты и габбро из фундамента островных дуг	120
Мезозойские офиолиты Тихоокеанского подвижного пояса	126
Офиолиты Альпийского подвижного пояса	133
Палеозойские офиолиты Урало-Монгольского и Аппалачского подвижных поясов	138
Общие представления о континентальных офиолитовых разрезах	142
Геохимический анализ	148
<b>Магматические породы континентальных платформ</b>	
Вулканические комплексы континентальных рифтов	166
Вулканические породы толеитовой серии	172
Вулканические породы известково-щелочной серии (формации щелочных оливиновых базальтов)	177
Вулканические породы щелочной натривой серии	177
Вулканические породы щелочной калиевой серии	177
Геохимический анализ	177
Вулканические комплексы древних и молодых платформ	183
Геохимический анализ	197
Заключение	208
Список литературы	234

БОРИС ГЕОРГИЕВИЧ ЛУТЦ

**Геохимия океанического  
и континентального магматизма**

Редактор издательства *Е. К. Семилеткова*  
Переплет художника *И. М. Пучкова*  
Художественный редактор *Е. Л. Юрковская*  
Технические редакторы *Л. Н. Шиманова, Т. П. Локтионова*  
Корректор *Е. В. Мухина*

ИБ № 3958

---

Сдано в набор 22.02.80. Подписано в печать 25.08.80. Т-12192. Формат 60×90<sup>1/16</sup>.  
Бумага типографская № 2. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл.-печ. л. 15,5.  
Уч.-изд. л. 18,47. Тираж 2000 экз. Заказ 148/8135—1. Цена 3 р. 10 к.

---

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19  
Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология»

3351

Sp. 10.

HEAPA