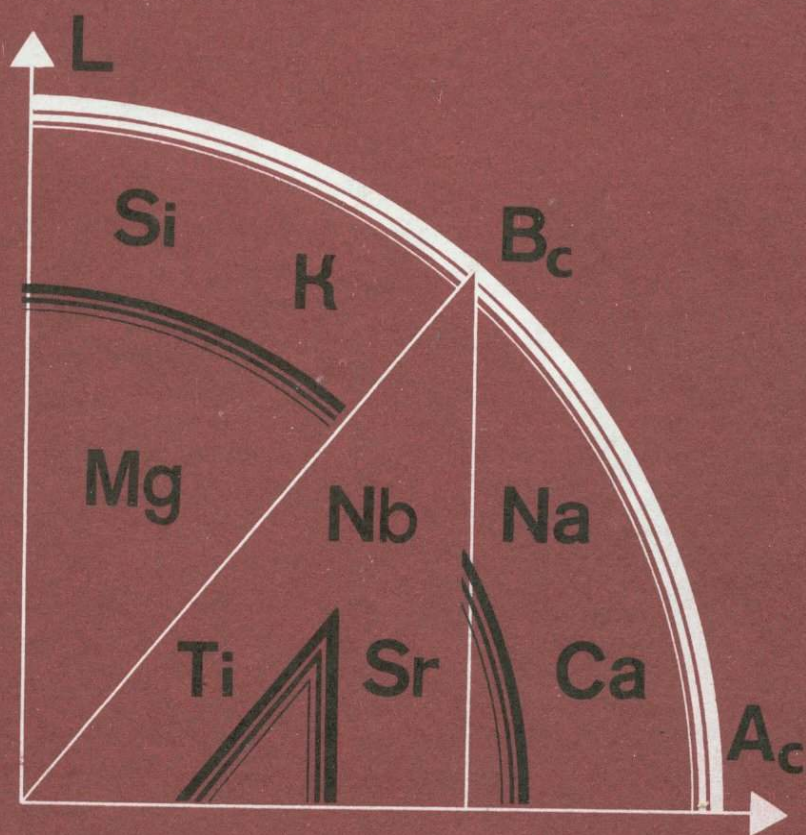


Л.С.БОРОДИН

# ГЕОХИМИЯ ГЛАВНЫХ СЕРИЙ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД



Л. С. БОРОДИН

ГЕОХИМИЯ  
ГЛАВНЫХ СЕРИЙ  
ИЗВЕРЖЕННЫХ  
ПОРОД

3629



МОСКВА „НЕДРА“ 1981

**Бородин Л. С.** Геохимия главных серий изверженных пород. М., Недра, 1981. 195 с.

Дана сравнительная характеристика главных серий изверженных пород. Особенности их геохимии рассмотрены на примерах ряда эталонных континентальных и океанических провинций (Гавайские острова, Малая Антильская дуга, Курило-Камчатская дуга, Исландия, рифтовые зоны Африки и др.). Приведены таблицы химического состава типичных для каждой серии пород и графики распределения элементов-примесей в процессе магматической дифференциации. Особое внимание уделено литофильным редким элементам — редким землям, рубидию, цирконию и др. — как геохимическим индикаторам формационных и генетических связей магматических пород, их металлогенической специализации. Описан разработанный автором метод оценки кислотности магматических расплавов как универсальной петрохимической характеристики изверженных пород.

Для геологов, геохимиков, петрологов, специалистов по рудным месторождениям.

Табл. 55, ил. 56, список лит. — 163 назв.

Рецензент доктор геолого-минералогических наук *Д. А. Ми-  
неев* (МГРИ)

## ПРЕДИСЛОВИЕ

В период становления современной геохимии ее основоположники В. И. Вернадский, В. М. Гольдшмидт и А. Е. Ферсман выделяли в качестве основной задачи изучение распределения химических элементов и их парагенезисов в различных породах земной коры. Применительно к главным породообразующим элементам сложность решения этой задачи определялась не столько получением необходимых аналитических данных, сколько трудностями оценки их статистической представительности. Однако на пути изучения закономерностей распределения элементов-примесей в горных породах значительным препятствием было отсутствие массовых и точных высокочувствительных методов количественного анализа. Поэтому ведущим объектом для геохимии редких элементов длительное время были не породы, а редкометалльные минералы и руды.

Этим в значительной степени объясняется, что систематическое изучение в изверженных породах парагенезисов химических элементов на основе количественных данных вплоть до 50-х годов XX в. было ограничено преимущественно петрогенными элементами. На этом фоне выделяются геохимические исследования С. Р. Нокколдса и Р. Аллена. Используя лишь приближенно-количественные спектральные методы анализа, они достигли значительных результатов, впервые систематически изучив распределение элементов-примесей в различных сериях изверженных пород.

Положение коренным образом изменилось за последние 10—15 лет, когда в геохимии стали широко применять рентгеноспектральные, изотопные, нейтронно-активационные и другие высокочувствительные и точные аналитические методы. Это позволило перейти к массовому количественному изучению элементов-примесей в магматических породах и объединить петрологические и геохимические аспекты в единое целое. На новом этапе геохимических исследований основное внимание по традиции было уделено получению более представительных, чем прежде, данных о средних содержаниях элементов-примесей как в главных типах пород (глобальные кларки литосферы), так и в породах отдельных петрографических провинций или конкретных геологических объектов.

В последние годы все большую актуальность приобретает геохимическое изучение типичных дифференцированных серий изверженных пород. Это объясняется эффективностью использования данных о распределении редких элементов в массе породы и в отдельных составляющих ее минеральных фазах для решения

различных металлогенических и петрологических вопросов, в том числе и для корректировки петрологических моделей, базирующихся на петрографических и экспериментальных данных. Подобные модели как объективный научный метод проверки общих генетических гипотез наиболее эффективны именно в случае их приложения к последовательным сериям эффузивных или интрузивных пород — основному звену в составе магматических формаций или ассоциаций.

Хотя количество магматических серий, особенно интрузивных, для которых выполнен детальный анализ распределения элементов-примесей, пока еще не велико, новому направлению «петрологической геохимии» несомненно принадлежит большое будущее. В то же время приходится отметить, что этому направлению пока не уделялось должного внимания в распространенных общих руководствах и справочных пособиях по геохимии, где обычно отсутствуют материалы по сравнительной геохимической характеристике главных серий изверженных пород. Этим определяется первая задача предлагаемой работы: обобщить разрозненные в различных периодических и других публикациях основные сведения по распределению редких элементов и их средним содержаниям в главных изверженных породах. В главах 1 и 2 настоящей работы дается общая характеристика геохимического поведения редких элементов в процессе магматической дифференциации и сведены основные материалы по химическому составу пород, представляющих главные типы первичных (мантийных) магм. Здесь необходимо подчеркнуть, что эти материалы не претендуют на полное освещение всех аспектов проблемы кларков изверженных пород, детально разбиравшихся в работах А. А. Беуса, А. Б. Ронова и А. А. Ярошевского, В. А. Кутюлина, Б. Г. Лутца и других исследователей. Их следует рассматривать как введение к последующим разделам книги, посвященным главным сериям изверженных пород и общим закономерностям распределения в них редких элементов.

Вторая и основная задача книги — показать на типичных примерах геохимические особенности главных серий изверженных пород, сопоставить вариации характерных элементов-примесей с изменением содержания главных петрогенных элементов для последовательных стадий процесса дифференциации главных типов первичных магм (толеитовых, известково-щелочных и щелочно-базальтовых). В связи с этим необходимо обратить внимание на два обстоятельства.

1. Несмотря на все возрастающий поток геохимической информации при ближайшем рассмотрении выясняется, что лишь в немногих публикациях разобраны примеры серий, в полной мере удовлетворяющие требованиям поставленной задачи. Эти требования включают: наличие полного ряда дифференциатов, представительность по количеству проанализированных проб, использование современных методов анализа с указанием точности по сравнению с международными стандартами, одновременное определе-

ние в пробах всех главных и наиболее характерных элементов-примесей, сопоставление содержаний редких элементов в массе породы и в главных породообразующих минералах и, наконец, сравнение экспериментальных данных с математически рассчитанными моделями дифференциации.

При подготовке рукописи были просмотрены многие публикации из ведущих геохимических и петрологических журналов. Таким путем были отобраны материалы, обеспечивающие возможность сравнения эталонных в петрологическом и тектоническом отношении регионов (Гавайские острова, Шотландия, Исландия, Курило-Камчатская дуга, Малая Антильская дуга, Восточно-Африканская рифтовая зона и др.). При этом пришлось поступиться тем, что для некоторых провинций перечисленные выше требования были соблюдены не полностью.

2. Необходимый для решения поставленной задачи сравнительный геохимический анализ не мог быть обеспечен путем простого обобщения литературных материалов, прежде всего из-за различной методической основы, используемой в каждом конкретном случае для характеристики процесса дифференциации. Наряду с такими, считающимися универсальными показателями (индексами) дифференциации, как индекс Торнтон — Таттла или показатель затвердевания, многие авторы применяют различные частные параметры, например содержание нормативного кварца или нефелина, фемический индекс или просто величину содержания в породе  $MgO$ .

Для этой цели автор разработал новый метод характеристики химизма пород и предложил показатель общей (относительной) кислотности пород  $A_c$ . В отличие от других показателей дифференциации при расчете величины  $A_c$  учитывается концентрация в породе всех ее главных компонентов, а также и различия в степени их относительной основности  $B_c$ . Величина  $B_c$  определяется по такой фундаментальной характеристике атомов, как потенциалы ионизации, и согласована с кристаллохимическими и энергетическими особенностями катионов. Рассмотрению обеих величин в данной работе посвящены разделы главы 1. Показано, что с величиной  $A_c$  коррелируют любые из ранее предложенных показателей дифференциации. Поэтому величина  $A_c$  была использована как наиболее универсальный петрохимический и геохимический параметр, позволяющий связать с изменением общего химизма пород и магм даже незначительные изменения содержаний элементов-примесей в процессе магматической дифференциации. Для всех примеров дифференцированных серий приводятся вариационные графики относительно  $A_c$ , наглядно выявляющие зависимость между изменением содержаний главных и редких элементов.

Особое внимание уделяется эффузивным толеитовым и известково-щелочным сериям (глава 3). Именно эти серии включают главную массу продуктов дифференциации первичных подкорковых магм. Ввиду ограниченного объема книги менее полно изложен

материал по щелочнобазальтовым и габбро-гранитным сериям, а собственно щелочные серии не рассматриваются.

Наконец, в качестве особой задачи следует выделить анализ общих закономерностей распределения редких элементов в изверженных породах, их использование как геохимических индикаторов при решении различных генетических вопросов и оценке потенциальной рудоносности магматических формаций. Этим вопросам посвящена заключительная 4-я глава монографии.

Автор надеется, что книга заинтересует геологов, петрологов, геохимиков и будет способствовать решению актуальных вопросов происхождения и металлогении главных серий магматических пород.

МАГМАТИЧЕСКАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ  
И ГЕОХИМИЧЕСКОЕ ПОВЕДЕНИЕ  
ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ

ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Процессы изменения состава мантийных магм при их перемещении в верхние горизонты земной коры приводят к появлению различных магматических дифференциатов и формированию серий интрузивных и эффузивных пород. Основной механизм дифференциации расплавов в условиях последовательного понижения давления и температуры обычно определяется как фракционная кристаллизация, в процессе которой выделяющиеся кристаллы изолируются от расплава, постепенно изменяющего свой состав. Наиболее показательными примерами фракционной кристаллизации является осаждение первовыделений цветных минералов — оливина или пироксена из менее плотных базальтовых расплавов.

Для распространенных серий изверженных пород согласно петрографическим наблюдениям намечаются последовательные ряды (серии) кристаллизации цветных и лейкократовых минералов: 1) оливин — пироксен — роговая обманка — биотит; 2) основной плагиоклаз — средний плагиоклаз — щелочные полевые шпаты и кварц.

Отражением закономерной петрографической корреляции между этими рядами, обоснованной в результате известных экспериментальных работ Н. Боуэна, являются эволюционные серии и формации изверженных пород: от ультрабазитов через базальты и габброиды к диоритам (андезитам) и гранитоидам (дацитам — липаритам). Повторяемость и сопоставимость главных эффузивных и интрузивных серий (ассоциаций) из различных петрографических провинций позволяют считать более частными (локальными) другие механизмы магматической эволюции: ассимиляцию различных вмещающих пород, смешение магм, ликвацию и др. Таким образом, в общем случае дифференциации ультраосновных и базальтовых магм последовательные стадии фракционной кристаллизации будут приводить к отделению от магмы железомagneзиальных и кальциевых силикатов и обогащению остаточных жидкостей кремнием и щелочными металлами.

С изменением состава расплавов в процессе отделения породообразующих минералов обычно закономерно связано и изменение концентрации редких и малых элементов-примесей. Для большей части литофильных редких элементов уже в начальный период геохимического изучения изверженных пород отмечена закономерная тенденция к концентрации в остаточных расплавах. Ре-

результатом этого является либо их выделение в виде собственных акцессорных и рудных минералов (берилл, колумбит, монацит и др.), либо повышение их содержания в поздних генерациях породообразующих, особенно цветных минералов (биотит, роговая обманка и др.).

При объяснении геохимического поведения редких элементов-примесей, как и других петрогенных компонентов, в процессе магматической дифференциации необходимо принимать во внимание ряд факторов, учитывающих особенности состояния магматических систем, а также структурные (кристаллохимические) характеристики минеральных фаз. Их систематическое рассмотрение дается в ряде известных учебных руководств и монографий на основе общих теоретических положений кристаллохимии, петрологии и физической химии [6; 87; 101]. В большинстве современных курсов геохимии для качественной оценки главных тенденций (трендов) рассеяния и концентрации используются преимущественно традиционные представления общей геохимии и кристаллохимии. При этом основываются на степени геохимической близости элементов, определяющейся величиной радиусов ионов, их зарядов и типом внешних электронных оболочек, т. е. теми факторами, которые положены в основу классического определения изоморфизма и известных принципов В. М. Гольдшмидта и А. Е. Ферсмана для объяснения явлений изоморфизма в минералах.

Исходя из этих принципов, В. М. Гольдшмидт выделил для изверженных пород две контрастные группы элементов: 1) элементы, кристаллохимически близкие к железу, магнию, кальцию, алюминию — главным петрогенным катионам силикатов начальных и средних этапов магматической кристаллизации, и 2) элементы, отличающиеся слишком большой или малой величиной ионных радиусов, а также и величиной заряда от петрогенных элементов. Катионы первой группы изоморфно захватываются в структурах породообразующих минералов (Ni, Cr, V, Co, Ga, Sc), что приводит к их резко пониженной концентрации в остаточных расплавах. По отношению к элементам второй группы, включая калий, кристаллизующийся расплав можно уподобить сетке, эластичные ячейки которой сепарируют как наиболее крупные, так и наиболее мелкие катионы (K, Rb, Nb, Ta, Zr, Li, Be и др.). Это способствует их концентрации в остаточном расплаве. К аналогичному выводу приводят и современные объяснения, основанные на сравнении величин коэффициентов распределения, в частности на выделении группы «остаточных элементов», практически не захватываемых главными породообразующими минералами — оливином, пироксеном и плагиоклазами в ультрабазитах, базальтах, габброидах и других породах.

Детальный анализ изоморфных замещений был сделан А. Е. Ферсманом в книге «Геохимия» (1934—1939 гг.). Согласно А. Е. Ферсману, под изоморфизмом следует понимать свойство элементов замещать друг друга в кристаллической решетке при

условии близости размеров составляющих кристалл единиц (атомов, ионов и т. д.), тождества заряда и относительно близких величин поляризации. Особое внимание было уделено трактовке изоморфизма на основе Периодического закона Д. И. Менделеева. При этом А. Е. Ферсман подчеркнул роль диагональных направлений, объединяющих близкие в геохимическом отношении элементы, изоморфно замещающие друг друга. Были намечены следующие семь основных диагональных рядов:

- 1) Be — Al — Ge
- 2) Rb — Ba
- 3) K — Sr — TR — Th
- 4) Na — Ca — Y — TR
- 5) Li — Mg — Sc — Zr
- 6) Ti — Nb — W
- 7) Mo — Re

Важное место в геохимической литературе занимало обоснование таких «универсальных» геохимических параметров, которые объединяли бы одновременно размерные и энергетические факторы, позволяя оценить поляризующую силу катионов. Таковы величины  $z/r^2$  В. М. Гольдшмидта,  $z/r$  Дж. Картледжа и  $ЭК = kz^2/2r$  А. Е. Ферсмана, где  $z$  — заряд (равный величине групповой валентности), а  $r$  — радиус катиона. Из них в геохимической литературе, пожалуй, наиболее популярен ионный потенциал Картледжа  $\Phi = z/r$  в виде табличных характеристик или диаграммы. На основе функции  $z/r$  А. Э. Рингвуд сформулировал правила, характеризующие геохимическое поведение в расплавах ассоциаций элементов со сходными геохимическими свойствами. Среди них выделены:

1) элементы-сеткообразователи, имеющие в магматических расплавах большой заряд и малые радиусы —  $Si^{4+}$ ,  $V^{5+}$ ,  $P^{5+}$ ,  $W^{6+}$  и др.; величина  $z/r$  для них составляет 8,5—25;

2) катионы-модификаторы решетки с наиболее выраженными особенностями свободных катионов:  $Cs^+$ ,  $Pb^+$ ,  $K^+$ ,  $Na^+$ ,  $Li^+$ ,  $Ba^{2+}$ ,  $Sr^{2+}$  и др.; для них характерны малые величины зарядов и большие радиусы и соответственно низкие ионные потенциалы — 0,6—3,5;

3) промежуточные катионы с ионным потенциалом 3,7—4,8:  $Se^{3+}$ ,  $Th^{4+}$ ,  $V^{3+}$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $Cr^{3+}$ ,  $Nb^{5+}$  (преимущественно в виде свободных ионов) и ионы с потенциалом 4,8—7,6  $Zr^{4+}$ ,  $Al^{3+}$ ,  $Ti^{4+}$ ,  $Nb^{5+}$  и др. (преимущественно комплексные).

А. Э. Рингвуд определил принципы устойчивости и концентрации в расплаве анионных тетраэдрических комплексов.

1. Катионы, образующие комплексы с нететраэдрической координацией (С, В), не могут легко замещать Si в силикатах. Они охотнее накапливаются в более поздних фракциях вплоть до того момента, когда они начинают кристаллизоваться в виде собственных минералов.

2. Катионы, образующие тетраэдрические комплексы, могут замещать  $\text{Si}^{4+}$  в силикатах, если имеют близкие параметры. Если же они имеют больший заряд (как  $\text{Mo}^{6+}$ ,  $\text{P}^{5+}$ ,  $\text{Nb}^{5+}$ ) или больший радиус (как  $\text{Zr}^{4+}$ ,  $\text{Sn}^{4+}$ ), то такие катионы будут накапливаться в поздних растворах.

Нетрудно заметить, что возможность использования подобных, в общем сопоставимых функций, в частности потенциала Картледжа, зависит от двух принципиально разных случаев: 1) сравнение ионов элементов сходной электронной структуры, принадлежащих к одной подгруппе периодической системы, и 2) сравнение ионов элементов соседних подгрупп. В первом случае при одной и той же величине заряда с увеличением радиуса катиона последовательно меняется и величина  $\Phi = z/r$ , уменьшаясь по вертикали при переходе к более крупным катионам в таких, например, рядах, как  $\text{Li}^+$  (1,28) —  $\text{Na}^+$  (1,02) —  $\text{K}^+$  (0,75) —  $\text{Rb}^+$  (0,67) —  $\text{Cs}^+$  (0,61) или  $\text{Mg}^{2+}$  (2,56) —  $\text{Ca}^{2+}$  (1,90) —  $\text{Sr}^{2+}$  (1,58) —  $\text{Ba}^{2+}$  (1,40), что отражает нарастание основности (металличности) элементов и предопределяется самой структурой периодической системы.

Во втором случае, при сравнении соседних элементов в горизонтальном направлении, также в соответствии с периодическим законом слева направо должна последовательно уменьшаться степень основности. При этом меняются как значения  $z$  — увеличиваются слева направо, так и  $r$ , что определяет резкое возрастание величины  $\Phi$ , например:  $\text{Na}$  (1,02) —  $\text{Mg}^{2+}$  (2,56) —  $\text{Al}^{3+}$  (5,26) и т. д. Очевидно, что при увеличении основности элементов сверху вниз и ее уменьшении (нарастании кислотности) слева направо должно быть также «равнодействующее» диагональное направление, объединяющее элементы с близкими кислотно-основными и другими геохимическими характеристиками (диагональные ряды Ферсмана).

Если величина  $\Phi$  является мерой геохимического подобия элементов, например их кислотности — основности, то следовало бы ожидать и определенной близости величин  $\Phi$  для диагональных направлений. Однако такого сходства величин  $\Phi$  не наблюдается. Так, для геохимически близких элементов (диагональных пар)  $\text{K}$  и  $\text{Sr}$ ,  $\text{Ca}$  и  $\text{Y}$  или  $\text{Mg}$  и  $\text{Sc}$  величины  $\Phi$  соответственно равны 0,75 и 1,60, 1,90 и 2,81 или 2,56 и 3,59, т. е. разнятся гораздо больше, чем, например, для пар  $\text{Li}$  и  $\text{Rb}$  или  $\text{Ca}$  и  $\text{Sr}$ . Нетрудно понять причину таких несовпадений: радиусы катионов по диагональным направлениям действительно близки, а величины валентности ( $W$ ) для любых элементов, например элементов второй группы, по сравнению с первой меняются в 2 раза. Существенно различаются величины  $\Phi$  и для ряда других групп изоморфных элементов, хотя геохимически или кристаллохимически они близки, например:  $\text{Fe}^{3+}$  (4,50),  $\text{Ti}^{4+}$  (6,25),  $\text{Nb}^{5+}$  (7,25) и  $\text{Ca}^{2+}$  (1,90),  $\text{Ce}^{3+}$  (2,55),  $\text{Th}^{4+}$  (3,63).

Те же ограничения могут быть отмечены и по отношению к предложенной Л. Х. Аренсом «функции катионного поля»:  $I_n/r$ ,

где  $I_n$ — $n$ -ный потенциал ионизации, т. е.  $I_1$  — для однозарядных катионов,  $I_2$  — для двухзарядных и т. д. [1]. Так, для группы геохимически близких элементов значения  $I_n/r$ , приведенные в скобках, равны: Na (5,14), Ca (11,87) Y (20,5), Th (29,38), что отражает значительное увеличение потенциалов ионизации при сохранении близких величин радиусов в случае перехода от одной подгруппы периодической системы к другой. Иначе говоря, абсолютные значения потенциалов ионизации непригодны для геохимического сравнения катионов с разным зарядом.

Здесь уместно отметить известную условность величин ионных радиусов, используемых для вычисления рассмотренных выше функций: и потому, что радиусы вычислены для твердых кристаллических фаз как условная граница на картах электронной плотности ионных кристаллов, и потому что необходимо для определения величин типа  $\Phi$  учесть степень ионности-ковалентности связи, влияющую на абсолютную величину  $r$  в конкретных структурах. Этот вопрос особенно усложняется с появлением различных систем радиусов, например орбитальных или ионно-атомных, предложенных вместо ионных [31]. В новейших работах по теории изоморфизма вместо гольдшмидтовского критерия различия размеров радиусов предлагается использовать непосредственно межатомные расстояния, определяемые для конкретных кристаллических структур. При этом различные системы радиусов не имеют принципиальных преимуществ друг перед другом для интерпретации явлений изоморфизма.

Наибольшее признание при определении геохимического родства элементов в публикациях последних двух десятилетий получили оценки, основанные на степени электроотрицательности (ЭО) элементов — по известной шкале Полинга и другим системам ЭО. В этом случае подтверждается закономерная геохимическая близость элементов, входящих в диагональные ряды периодической системы элементов. Так, для упоминавшихся выше диагональных рядов значения ЭО по шкале Полинга составляют: Na 0,9, Ca 1,0, Li 0,85, Th 1,1 или Fe 1,8, Nb 1,6, Ti 1,6 при общем диапазоне изменений ЭО для петрогенных и акцессорных элементов от 0,7 (цезий) до 1,8 (кремний).

А. Э. Рингвуд [149] сформулировал правило изоморфизма, учитывающее степень электроотрицательности: всякий раз, когда существует возможность изоморфного замещения для двух элементов с разной электроотрицательностью, в первую очередь будет входить в решетку элемент с меньшей электроотрицательностью. При обосновании этого и других правил изоморфизма А. Э. Рингвуд брал за основу данные по соотношению электроотрицательностей и температур плавления преимущественно простых соединений со сходным (ионным) типом структуры. Между тем в кристаллизующихся расплавах величина радиуса и другие кристаллохимические параметры не остаются постоянными, меняясь в зависимости от типа окружения катиона. Также не могут быть универсальными и объяснения изоморфных замещений для катио-

нов одних и тех же подгрупп, но с различным типом электронных оболочек, например *s*- и *d*-элементов или *d*- и *p*-элементов.

С этих позиций выводы А. Э. Рингвуда были критически рассмотрены Д. М. Шоу [87], а также Р. Дж. Бернсом и В. С. Файфом [8]. Используя теорию кристаллического поля, эти авторы подчеркнули роль дополнительного выигрыша энергии при переходе ионов *d*-элементов (Sc, Ti, V, Cr, Co, Ni и др.) из тетраэдрического положения (расплав) в октаэдрическое (кристаллическая фаза).

В зависимости от выигрыша энергии был намечен ряд предпочтительного (селективного) захвата ионов рассеянных элементов кристаллизующимися минералами:  $Ni > Cu > Co > Fe > Mn \geq Ca$ ,  $Zn$  — для  $M^{2+}$  ионов и  $Cr > Mn > Ti > V > Fe \geq Sc$ ,  $Ga$  — для  $M^{3+}$  ионов.

Поскольку число тетраэдрических позиций в силикатных расплавах (стеклах) увеличивается с возрастанием содержания щелочных ионов и кремнезема и с уменьшением содержания глинозема, то коэффициенты распределения между минералами и магмой для ионов, характеризующихся значительной величиной дополнительного выигрыша энергии, должны быть больше для гранитных, чем для базальтовых магм. Этот вывод был подтвержден на примере магматических серий, где сопоставлялось распределение рассеянных элементов в последовательном ряду пород — от базальтов до риолитов [101].

Современные работы по теоретическому анализу изоморфизма, базирующиеся на термодинамической его трактовке, оценивают изоморфизм в зависимости от энергии взаимодействия атомов в кристаллах —  $E$  (энергия атомизации). Теоретический расчет  $E$  требует знания эффективных зарядов атомов и для различных минералов комплексного состава, особенно для минералов, содержащих редкие элементы, в настоящее время является сложной проблемой [80]. Поэтому в практике геохимических исследований при характеристике изоморфных замещений на первое место обычно выступают структурные факторы, поскольку сравнение структурных особенностей и состава минералов позволяет наиболее просто и наглядно оценивать характер вхождения в них изоморфных примесей и затем уже судить о роли энергетических факторов в последовательности выделения минералообразующих оксидов из магматических расплавов. В общем виде структурная специфика минералов охарактеризована Н. В. Беловым как «удобство позиции».

В последнее десятилетие большое внимание в теоретических и экспериментальных петрологических исследованиях уделяется коэффициентам распределения рассеянных — редких и второстепенных элементов между магматическим расплавом и кристаллическими фазами (минералами) горных пород. Коэффициенты распределения ( $K_p$  или  $D$ ) характеризуют равновесные отношения концентраций при распределении вещества между двумя фазами, например содержание в твердой фазе ( $C_T$ ), кристаллизующейся

из жидкости (расплава) с определенной концентрацией ( $C_{ж}$ ) данного компонента:  $K_p = C_{т}/C_{ж} = \text{const}$  (закон Бергло — Нернста). Величины концентраций могут меняться, но их отношение в данной системе при равновесии остается постоянным для каждой определенной температуры и давления.

К настоящему времени имеются экспериментальные данные о значениях коэффициентов распределения многих элементов-примесей для большинства главных породообразующих минералов — оливина, пироксенов, плагиоклазов и др. (табл. 1). Эти данные используются для проверки различных гипотез выплавления исходных магм и роли фракционной кристаллизации при последующей магматической дифференциации [91; 101; 112; 192]. При этом в уравнениях, применяемых для описания магматических систем, вводятся валовые (комбинированные) коэффициенты распределения, характеризующие распределение элементов-примесей в полифазном кристаллизующем агрегате.

Так, в случае равновесного парциального плавления, когда рассеянный элемент переходит из твердой фазы в расплав того же состава, его концентрация в расплаве ( $C$ ) будет определяться уравнением

$$\frac{C}{C_0} = \frac{1}{D + F(1 - D)},$$

$C_0$  — исходная концентрация рассеянного элемента в твердой фазе;  $F$  — доля расплава на определенной стадии плавления;  $D$  — валовый коэффициент распределения элемента-примеси.

Таблица 1

Коэффициенты распределения редких элементов для базальтовых расплавов

Элементы-примеси	Клинопироксен	Ортопироксен	Оливин	Гранат	Плагиоклаз	Амфибол
La	0,02—0,18	0,00055	0,0005	0,001	0,1	0,2
Ce	0,04—0,26	0,0009	0,0008	0,0033	0,1	0,25
Nd	0,09—0,40	0,0019	0,0013	0,0184	0,1	0,45
Sm	0,14—0,57	0,0028	0,0019	0,0823	0,1	0,6
Eu	0,16—0,61	0,0036	0,0019	0,1333	1,3	0,7
Tb	0,19—0,64	0,0059	0,0019	0,2568	0,1	
Ho	0,19—0,62	0,0089	0,0020	1,083	0,1	0,65
Yb	0,20—0,56	0,0286	0,0040	4,0	0,1	0,4
Lu	0,19—0,54	0,038	0,0048	7,0	0,1	0,35
Y	0,20	0,009	0,002	1,4	—	—
Cr	30	1	1	20	0,06	5
Co	2	2	3	4,0	—	1,1
Ni	3	3	10	0,7	0,01	1,7
Rb	0,05—0,0011	0,01	0,01—0,0002	0,02	0,1—0,03	0,25
Sr	0,15—0,05	0,01	0,01—0,0002	0,014	3,0—2,04	0,50
Ba	0,08—0,0008	0,01	0,01—0,0002	0,04	0,6—0,33	0,50

Составлена по данным Ф. А. Фрея, Д. Х. Грина, Дж. Г. Шиллинга и др.

Применение этого уравнения предполагает, что достигнуто термодинамическое равновесие между расплавом и исходным материалом. Для неравновесного парциального плавления в простейшем случае концентрация элементов-примесей в расплаве определяется по суммарной их концентрации в исходных минералах (пропорционально весовой доле минералов, переходящих в расплав).

Различные модели предложены и для описания распределения редких элементов при фракционной кристаллизации, при их распределении между магматической жидкостью и кристаллическими фазами, осаждающимися в магматической камере. Предполагается ряд допущений, которые могут в той или иной степени не соблюдаться в процессах реальной магматической кристаллизации: «закрытый» тип магматической системы, постоянные значения коэффициентов распределения в процессе плавления и кристаллизации, равновесие между вкрапленниками и расплавом, однородность исходного субстрата или расплава.

В случае простой фракционной кристаллизации концентрация рассеянного элемента в остаточной жидкости  $C^L$  может быть определена согласно уравнению

$$C^L = C^0 F^{(D-1)},$$

где  $C^0$  — начальная концентрация элемента в магме;  $F$  — доля остаточной магматической фракции;  $D$  — суммарный (комбинированный) коэффициент распределения данного элемента между твердыми фазами и расплавом.

Однако использование этого уравнения сопряжено с рядом затруднений. Неизвестна величина параметра  $F$  — единственной экстенсивной переменной, характеризующей процесс кристаллизации. Величина  $D$  не является постоянной и зависит от соотношения и состава фаз, меняющихся в процессе кристаллизации. Положение существенно упрощается, если величина  $D$  значительно меньше 1 на протяжении всего процесса дифференциации, т. е. для элементов, концентрирующихся в остаточных расплавах. Именно к таким остаточным элементам и принадлежат многие редкие элементы. В этом случае при  $D \ll 1$  имеем  $C^L = C^0/F$ , т. е. концентрация остаточного элемента в магме является простой функцией доли остаточной магмы. Это соотношение выдерживается для широкого диапазона величин  $D$ , например от  $10^{-6}$  до  $5 \cdot 10^{-2}$ .

Если концентрация рассеянного (остаточного в указанном выше смысле) элемента удовлетворяет соотношению  $C^L = C^0/F$ , то два остаточных элемента —  $C_1$  и  $C_2$  подчиняются зависимости:  $C_1 = (C_1^0/C_2^0) C_2$ , т. е. связаны линейной корреляцией. Имеющиеся в литературе сведения по корреляционным связям элементов-примесей показывают, что во многих сериях изверженных пород, особенно щелочнобазальтовых, к типичным остаточным элементам принадлежат высокозарядные катионы:  $Zr^{4+}$ ,  $Ni^{4+}$ ,  $La^{3+}$ ,  $Ce^{3+}$ ,  $U^{4+}$ ,

$\text{Th}^{4+}$ , а также элементы с наибольшей — Cs, Rb — или наименьшей — Be, Li — величиной радиуса катионов.

Этой группе могут быть противопоставлены рассеянные элементы с наиболее высокой величиной  $D$ , например никель и хром, захватываемые железомagneзиальными силикатами (оливин, пироксены) в начале кристаллизации, а также элементы более или менее равномерно распределенные между кристаллическими фазами и расплавом (скандий, кобальт). Наконец, к остаточным элементам могут быть отнесены щелочноземельные элементы (Ba, Sr). По кристаллохимическим особенностям они близки к главным катионам — K, Na и Ca, и максимум их фракционирования приходится примерно на начало кристаллизации полевых шпатов.

Таким образом, наличие линейной корреляции между различными рассеянными элементами, концентрирующимися в остаточных фракциях «закрытой» магматической системы, может быть использовано для петрологических интерпретаций, например для выяснения комагматичности членов интрузивных или эффузивных серий и их генерации в процессе последовательной фракционной кристаллизации [98; 109; 154].

Отсутствие линейной корреляции может служить одним из доказательств в пользу явлений контаминации мантийных расплавов коровым материалом, особенно для элементов с различными кристаллохимическими и кислотно-основными свойствами, например лантана и ниобия или гафния и церия. Наклон корреляционного графика между двумя остаточными рассеянными элементами в соответствии с уравнением  $C_1 = \left( \frac{C_1^0}{C_2^0} \right) C_2$  определяется отношением начальных концентраций сравниваемых элементов в исходной магме. Поэтому предполагается использовать корреляционные графики и при оценке комагматичности серий изверженных пород. Так, различные углы наклона графиков для сходных пар элементов могут свидетельствовать о различиях в исходном составе магм.

Предлагаются и другие способы приближенной графической интерпретации данных, например, при условном разделении рассеянных элементов по величинам коэффициентов распределения на «магматофильные» и «гипермагматофильные» элементы [91]. Типичными гипермагматофильными считаются тантал, лантан, цезий, а магматофильными — тяжелые лантаноиды, цирконий и гафний.

В подобных случаях предполагается, что для той или иной модели магматического процесса, например парциального плавления или фракционной кристаллизации, можно выбрать характерное поле точек распределения редких элементов. Однако для вполне корректной идентификации данных необходим обсчет результатов нескольких моделей, учитывающих реальный состав исходного материала (например, подкорового мантийного субстрата) и физико-химические параметры процесса, что затрудняет систематический анализ различных моделей. В случае, если пара-

метры какой-то модели выводятся из фактических данных, достоверность интерпретации оценивается статистически.

Даже для наиболее простых моделей, например рассмотренной выше простой фракционной кристаллизации, трудно априорно оценить зависимость коэффициентов распределения различных элементов от комбинации в различной степени меняющихся факторов: температур, давления и эффекта изменения состава расплава, особенно на конечных этапах кристаллизации. Учет последнего фактора особенно важен, поскольку в зависимости от различных концентраций летучих компонентов (фтор, уголекислота, вода и др.), кремнезема и щелочных металлов (калий, натрий) будет заметно варьировать кислотность — основность магматических расплавов, что будет по-разному сказываться на активности отдельных петрогенных, в том числе и редких элементов. Так, известно, что коэффициент распределения стронция между кристаллами плагиоклаза и расплава увеличивается по мере увеличения кислотности расплава и содержания натрия в плагиоклазе, а коэффициент распределения никеля между оливином и расплавом увеличивается по мере роста Fe/Mg-отношения в расплаве.

Эффект изменения основности — кислотности будет особенно сказываться на изоморфных замещениях с участием элементов-гомологов, различающихся основностью, например для пар алюминий — галлий, литий — магний, рубидий — стронций и, конечно, цериевой и иттриевой групп лантаноидов. Поэтому очевидна определенная условность указанных выше допущений, например противопоставления лантана и самария по степени стабильной «магматофильности», поскольку при этом не учитывается подвижность границы разделения цериевых и иттриевых земель [11].

Неполнота моделей, базирующихся на ведущей роли механизма фракционной кристаллизации в закрытых или частично открытых системах, в наибольшей степени ощутима для магм повышенной щелочности (гранитоидные, нефелинсyenитовые и другие серии). В подобных случаях открытый характер системы определяется привнесом редких и щелочных металлов совместно с легко летучими компонентами (фтор, хлор и др.) потоками ювенильных (трансмагматических) растворов или перераспределением при эманационном привносе в апикальные части глубинных магматических очагов.

По данным Д. К. Бейли и Р. Макдональда [94], для серий повышенной щелочности — от кварцевого трахита до пантеллерита — простая модель фракционного плавления не может объяснить большинство наблюдаемых графических зависимостей для редких элементов. Например, наблюдается высокая корреляция между рубидием, концентрирующимся в полевом шпате, и цирконием, который следовало бы считать остаточным элементом; графики отклоняются от линейных и т. д. Возможно, что поведение редких элементов в значительной степени контролируется распределением их комплексных соединений с фтором и хлором между флюидом и расплавом, изменяющимся в зависимости от условий магма-

тической дифференциации (состав расплава и флюидов, их температура, давление и др.).

Рассмотрим более подробно некоторые аспекты использования данных по коэффициентам распределения на примере группы редкоземельных элементов (РЗЭ), наиболее широко применяемых в настоящее время в качестве элементов-индикаторов при решении различных вопросов магматической петрологии и геохимии\*. Примечательной особенностью группы РЗЭ, образующей ряд из 14 химических элементов — от лантана (№ 57) и церия (№ 58) до иттербия (№ 70) и лютеция (№ 71), является непрерывное изменение их свойств, прежде всего радиусов и основности трехвалентных ионов (см. стр. 28). Поэтому крайние элементы этого ряда заметно различаются в химическом отношении и по кристаллохимическим особенностям. По величине ионного радиуса лантан и церий ( $R=1,22-1,18$ ) сопоставимы со стронцием, средние лантаноиды ( $R=1,13-1,05$ ) — с кальцием и иттрием, лютеций ( $R=1,00-0,99$ ) — со скандием и в меньшей степени — с марганцем и железом\*\*. Таким образом, в отличие от некоторых других индикаторных пар редких элементов РЗЭ образует «индикаторную шкалу», отвечающую более широкому диапазону физико-химических условий.

3629  
Особенности распределения РЗЭ и других элементов-примесей в породе (магме) зависят от влияния ряда факторов: 1) состава редких земель в исходной магме или мантийном материале; 2) эффекта селективного фракционирования РЗЭ при выделении отдельных породообразующих минералов-вкрапленников; 3) механизма образования и последующей дифференциации магмы. Для достаточно строгого теоретического анализа необходимо знать коэффициенты распределения РЗЭ между расплавом и кристаллами различного состава в зависимости от температуры и давления. Необходимо также создать определенную математико-термодинамическую модель, согласованную с любыми стадиями магматического процесса, что практически невозможно.

Однако для качественных оценок и приближенно-количественных расчетов обычно вводят ряд допущений: принимают хондритовый тип распределения РЗЭ в первичном мантийном источнике, ограничивают модель процесса простой фракционной кристаллизацией, пренебрегают ролью давления, состава расплава и т. д. В этом случае главное значение при интерпретации геохимических данных приобретают различия эмпирических коэффициентов распределения РЗЭ для главных породообразующих минералов в конкретных магматических породах.

\* Общая характеристика РЗЭ как геохимических индикаторов приведена в работах автора [11, 12]. Подробный анализ геохимического поведения РЗЭ и использования данных по коэффициентам распределения дается в работах Ю. А. Балашова [2], Д. А. Минеева [56] и других исследователей [70; 86; 153; 156].

\*\* Величина радиусов приводится по В. М. Гольдшмидту.

При описании процессов мантийного магмаобразования обычно исходят из средних значений коэффициентов распределения РЗЭ между фенокристаллами и основной массой базальтового состава (рис. 1). Для главных породообразующих минералов — оливина, плагиоклаза и ромбического пироксена — коэффициенты распределения различных РЗЭ сопоставимы и для основной группы РЗЭ значительно меньше 1. Поэтому удаление значительных количеств первовыделений, например 50% оливина, заметно не отразится на составе РЗЭ, которые почти полностью будут концентрироваться в остаточном расплаве. Иначе говоря, не будет существенной разницы в значении как общего индикаторного отношения  $TR_{Ce}/TR_{Y}$ , так и парных индикаторных отношений типа  $La/Sm$ .

Дальнейшее фракционирование плагиоклаза или пироксена может значительно сместить видовой состав РЗЭ, захватываемых плагиоклазом, в конечных магматических дифференциатах, например привести к аномальному понижению содержания европия. Таким образом, определенные индикаторные отношения и общий график соотношения РЗЭ, сравниваемый обычно с хондритовым типом их распределения, могут быть использованы при геохимическом сравнении разных базальтов, выяснении их первичной мантийной природы и т. п.

Для различных типов интрузивных массивов, например габбро или гранитов, с учетом различий в коэффициентах распределения

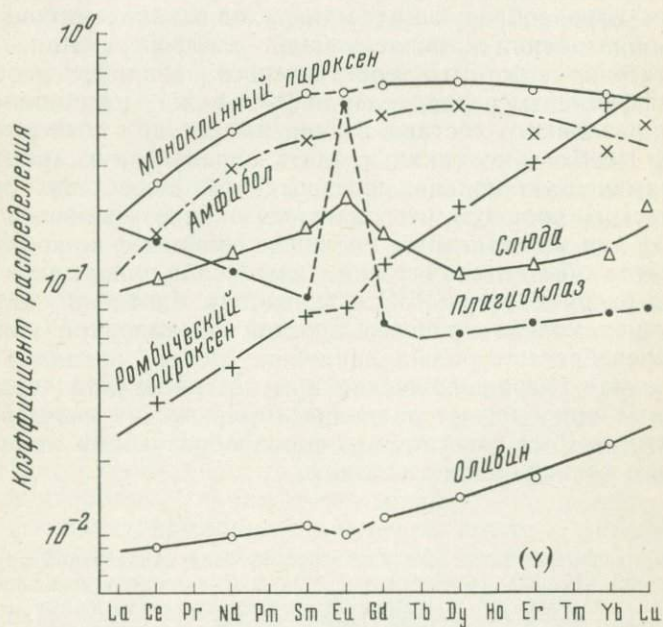


Рис. 1. Коэффициенты распределения РЗЭ между фенокристаллами и основной массой базальтов, по Дж. Г. Шиллингу [1973]

РЗЭ также можно определить тенденцию рассеяния и концентрации более основных (цериевые) и менее основных (иттриевые) РЗЭ в последовательных дифференциатах. В общем случае можно констатировать, что ввиду небольших величин коэффициентов распределения РЗЭ в главных породообразующих минералах их концентрация будет возрастать в поздних генерациях распространенных аксессуарных минералов, например в сфене или апатите.

На поздних этапах кристаллизации, когда особенно сказывается влияние флюидного режима в изменении основности — кислотности среды, увеличение относительной концентрации лантана — наиболее основного элемента из группы РЗЭ может быть использовано для качественной оценки возрастания относительной основности (щелочности) расплавов с помощью лантановых графиков. В условиях пониженной щелочности, определяющей слабую активность цериевой подгруппы, при относительной концентрации лантана до 8—10% от  $TR_2O_3=100\%$  характерна линейная положительная корреляция с лантаном всех элементов этой подгруппы и отрицательная — для иттриевой подгруппы. При этом цериевые и иттриевые земли концентрируются примерно в равной степени.

Дальнейшее увеличение щелочности и сопряженное с ней повышение относительной концентрации лантана сопровождается изменением границы между цериевой и иттриевой подгруппами, поскольку к менее основным РЗЭ присоединяются Nd, Sm и Eu. В условиях повышенной щелочности фракционируются селективные цериевые составы, характерные для собственно редкоземельных минералов. В этом случае особенно удобны лантановые графики и тройные (треугольные) диаграммы  $TR_{Ce}(La-Nd)$  —  $TR_{Y}(Sm-No)$  —  $TR_{Y}(Er-Lu)$ , позволяющие сопоставить исходный состав РЗЭ в породах и минералах-концентраторах в широком диапазоне содержаний РЗЭ [11; 12; 22]. Зависимость фракционирования РЗЭ от щелочности среды, наглядно проявляющаяся в подвижности границы между цериевой и иттриевой подгруппами, в общем приводит к заметным различиям спектра лантаноидов в разных формациях изверженных пород.

Говоря о зависимости фракционирования РЗЭ отдельными породообразующими минералами и валового (комбинированного) коэффициента распределения РЗЭ от щелочности среды, необходимо принимать во внимание и кристаллохимические факторы, отражающие как величину радиусов, так и различие в основности ионов РЗЭ. Близость радиусов ионов РЗЭ и некоторых главных петрогенных элементов сама по себе недостаточна для вхождения РЗЭ в структуры породообразующих минералов. Так, по величине ионного радиуса натрия не отличается от иттриевых РЗЭ — иттербия и лютеция, которые тем не менее захватываются щелочными полевыми шпатами. Отсутствие геохимического сродства объясняется как различием в строении внешних электронных оболочек ионов, неодинаковой их относительной основностью, так и практической невозможностью компенсации валентностей при за-

мещении одновалентного иона натрия трехвалентным ионом РЗЭ. Последнее обстоятельство ограничивает и изоморфное вхождение РЗЭ на место кальция. Наиболее реальным способом компенсации валентностей при гетеровалентном изоморфизме в этом случае будет  $2\text{Ca}^{2+} = \text{Na}^{+} + \text{TR}^{3+}$ , что отражает прямую зависимость изоморфного вхождения лантаноидов в пироксены и другие минералы от увеличения концентрации в расплаве щелочных металлов.

Увеличение концентрации в расплаве щелочных металлов не обязательно связано с повышением общей основности среды. Нередко наблюдается повышение относительной концентрации основных лантаноидов при переходе от базитов к более кремнекислым породам — диоритам, гранитоидам параллельно с возрастанием содержания в них калия и натрия. Для отдельных типов пород, например базальтов, при повышении содержания щелочных металлов, особенно калия, содержание РЗЭ увеличивается одновременно с увеличением примеси и других литофильных редких элементов, но при этом значительно возрастает относительная концентрация лантана и наиболее основных лантаноидов — Се и Nd.

Во-вторых, различие в основности (степени ионности) цериевых и иттриевых земель предопределяет более ионный тип связей с кислородом для лантана и  $\text{TR}_{\text{Ce}}$  и более ковалентный — для  $\text{TR}_{\text{Y}}$ . С увеличением щелочности расплава будет увеличиваться ковалентность связи в анионных радикалах, что способствует их нейтрализации катионами повышенной основности и, следовательно, ведет к повышению доли цериевых земель в общей сумме РЗЭ. Иначе говоря, на величине коэффициентов распределения РЗЭ будет отражаться как изменение концентрации щелочных катионов, так и общей основности — кислотности среды (расплава).

Оба эти фактора в наибольшей степени проявлены в случае агпайтовых нефелин-сиенитовых магм, где  $(\text{Na} + \text{K})/\text{Al} > 1,1 - 1,5$ . Избыточная концентрация щелочных металлов в этом случае способствует не только увеличению относительной концентрации всей цериевой группы за счет обычной посреднической роли кальция в диагональном изоморфном ряду  $\text{Na} - \text{K} - \text{TR}$ , но и к резкому возрастанию содержания двух наиболее крупных катионов — La и Се. В этом случае реализуется диагональный изоморфизм с участием более крупного, чем кальций, стронция по схеме:  $3\text{Ca} \rightarrow \text{La} + \text{Sr}$ . Отражением этих схем изоморфизма является образование специфических аксессуарных минералов агпайтовых комплексов — натриево- и стронциево-редкоземельных аналогов обычных минералов. Таким аналогом апатита  $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$  является беловит  $(\text{Sr}, \text{Ce}, \text{Na})_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH})$ , а аналогом перовскита  $\text{CaTiO}_3$  — лопарит  $(\text{Na}, \text{Ce})(\text{Ti}, \text{Nb})_2\text{O}_6$ .

О кристаллохимическом контроле коэффициентов распределения РЗЭ в породообразующих минералах можно судить и непосредственно по виду кривых на графиках коэффициентов распре-

деления. Для таких минералов, как оливин и ромбический пироксен, где главными катионами являются магний и железо ( $R = 0,78-0,82$ ), характерно повышение величины коэффициентов распределения для крайних РЗЭ иттриевой подгруппы. В моноклинном пироксене и амфиболе, где магнию и железу сопутствует более крупный кальций ( $R = 1,06$ ), повышено содержание всей иттриевой подгруппы без значительного селективного обогащения крайними иттриевыми землями (см. рис. 1).

В щелочных и кальциевых минералах — полевых шпатах и апатите коэффициенты распределения выше для цериевой подгруппы относительно иттриевой. Не менее показательно распределение лантаноидов в парагенезисах главных минералов из перидотитовых и эклогитовых нодулей. В них цериевыми лантаноидами обогащен клинопироксен, а иттриевыми — энстатит и гранат.

Использование данных о распределении редких элементов между кристаллическими фазами и расплавами помогает на основе определенных моделей магматической кристаллизации примерно оценить особенности их первичной концентрации в мантийных базальтовых магмах и последующего фракционирования в процессе магматической дифференциации. Вместе с тем оценки самих коэффициентов распределения являются эмпирическими и не имеют строгого обоснования, учитывающего положение элементов в периодической системе. Опубликованные различными авторами системы коэффициентов распределения недостаточно сопоставимы друг с другом. Объяснение расхождений затрудняется многообразием факторов, влияющих на геохимическое поведение элементов. В конечном итоге при объяснении особенностей распределения приходится опираться на традиционные критерии «геохимического сродства» и общие правила изоморфизма, учитывающие кристаллохимические особенности минералов и влияние валового состава расплава, его кислотности — основности.

#### ОТНОСИТЕЛЬНАЯ ОСНОВНОСТЬ КАТИОНОВ И ОСОБЕННОСТИ ИХ ГЕОХИМИЧЕСКОГО ПОВЕДЕНИЯ В МАГМАТИЧЕСКОМ ПРОЦЕССЕ

При анализе изоморфных замещений целесообразно в первую очередь исходить из структурных особенностей минералов. «Условия принятия мельчайших количеств некоторого элемента в кристаллическую решетку на позиции, обильно занятые элементом-хозяином, всегда диктуются лишь достаточным удобством позиции, главным образом размерами помещения (отношение радиусов) и возможностью иметь соответствующее «координационное число» [5]. Хотя оба эти фактора взаимосвязаны, абсолютные величины радиусов отступают на второй план. Так, для анионных радикалов  $\text{XO}_4$ , характерных для элементов первых рядов периодической системы элементов, большее значение приобретает величина радиусов аниона. Эта величина в основном определяется

не величиной радиуса катиона, а размерами объединенных в четверки крупных атомов кислорода. В подобных анионах изоморфно замещают друг друга разные анионообразования:  $\text{LiO}_4$ ,  $\text{BeO}_4$ ,  $\text{MgO}_4$ ,  $\text{AlO}_4$ ,  $\text{SiO}_4$  и др.

Рентгеноструктурный эксперимент дает информацию лишь о сумме размеров отдельных атомов (межатомное расстояние) или их разности. Выбор исходного (стандартного) значения радиуса всегда в какой-то степени условен и получить абсолютные значения кристаллических радиусов нереально [84]. Существенно лишь, чтобы значения разностей радиусов в любой их системе соответствовали бы разности экспериментальных межатомных расстояний.

Определяющая роль координационного числа при изоморфизме была подробно рассмотрена А. С. Поваренных, считающим, что координационное число данного атома (иона) лишь в незначительной степени зависит от отношения его размеров с размерами окружающих — координирующих — атомов. Координационные отношения атомов — это прежде всего силовые отношения, отношения прочности химических связей. Так, распространенность для многих элементов координационных чисел 4 и 6 обусловлена в подавляющем большинстве случаев высокой прочностью симметричных гибридных связей типа  $sp^3$  и  $dsp^3$ , характерных для кислородного или сульфидного окружения (при  $T$  и  $P$  обычных для условий формирования горных пород). Большая часть координационных атомных полиэдров не только в сульфидном, но и в кислородном окружении имеет направленные связи, отражающие определенный тип гибридизации электронных орбит. Таким образом, координационное число атомов, как и сама форма их координации, зависит от строения наружной электронной оболочки [68].

Из изложенного следует, что специфика магматической кристаллизации как динамического процесса перестройки микрогетерогенной структуры расплава с постепенно меняющейся степенью полимеризации дискретных анионов не может быть интерпретирована с позиций взаимодействия жестких сферических ионов, имеющих стабильные величины радиусов. Выражение величины искомого общего геохимического параметра, связывающего энергетические и размерные факторы, не должно быть функцией величин эффективных (кажущихся) радиусов ионов, как это принято, например, в формуле ионного потенциала Картледжа ( $\Phi = z/r$  или  $\omega/r$ ). Эта формула не учитывает различия в строении внешних электронных оболочек ионов и не пригодна для сопоставления элементов соседних групп и подгрупп периодической системы элементов. Тем самым затрудняется оценка диагонального изоморфизма — наиболее распространенного и основного в природе типа изоморфных замещений в минералах. Правильнее рассматривать и отношения радиусов, и величину координационных чисел в зависимости от характера взаимодействия внешних электронных оболочек ионов, т. е. в зависимости от таких их фундаментальных характеристик, как потенциалы ионизации и валентность.

Обычно принято выделять два типа ионов с наиболее устойчивой конфигурацией внешних электронных оболочек: типа благородных газов и типа «купро». Однако представление о катионах типа «купро» в настоящее время нуждается в серьезном пересмотре, так как в устойчивых природных соединениях не только катионы литофильных, но и других элементов формируют вокруг себя оболочку благородного газа (после потери валентных электронов с помощью донорно-акцепторного механизма). Таковы катионы Fe, Co, Ni, Zn, Ga.

В главных типах первичных магм (силикатных расплавах) сера обычно играет второстепенную роль по сравнению с кислородом. Отмеченное выше сходство главных литофильных и других элементов усиливается и тем обстоятельством, что кислород в отличие от серы является типичным ионообразующим элементом. Ионный характер связи главных и второстепенных катионов магматического расплава максимально возрастает по мере прогрессирующей магматической дифференциации и возрастания степени кислотности радикалов гипотетических кремниевых и алюмокремниевых кислот: от орто- и пиросиликатов к каркасным алюмосиликатам [49; 148].

Эти представления, первоначально основанные на оценках по степени «поляризующей силы» или электроотрицательности элементов, в настоящее время подтверждаются непосредственным определением эффективных зарядов атомов в силикатах, указывающим на отрицательно одновалентное состояние кислорода с эффективным отрицательным зарядом, близким к 1. При этом связь кремний — кислород существенно ковалентна. Соответственно связь катионов в силикатах является существенно ионной, как это и предсказывалось Г. Рамбергом.

Таким образом, главной характеристикой, определяющей различия катионов в расплаве, их кислотно-основные свойства, может служить энергия отрыва (или присоединения) последнего валентного электрона, предшествующего приобретению устойчивой внешней оболочки благородных газов, и последний потенциал ионизации будет соответствовать характеристической (групповой) валентности.

В. М. Гольдшмидт впервые показал, что при оценке степени ионности связи целесообразно сопоставлять не непосредственно потенциалы ионизации  $I_p$ , а величину их отношения к валентности катиона — ионный потенциал Гольдшмидта:  $I_w = I_p/\omega$  [114].

Тенденция к увеличению степени ионности при увеличении ионного потенциала наблюдается при изменении валентностей от 1 до 3. Для церия, тория, циркония и, возможно, олова сохраняется сильно выраженная ионная связь в оксидах и галогенах. Для  $Si^{4+}$  в силикатах степень ионности примерно равна степени ковалентности. Таким образом, можно сравнивать поляризующую силу катионов, действующих на окружающие анионы. Следовательно, величина  $I_p$  вполне определенно характеризует ионный или ковалентный тип связи. Позднее примерно аналогичная функ-

ция была предложена А. С. Поваренных как мера электроотрицательности элементов:  $\text{ЭО} = I_n/n + F$ , где  $I_n$  — потенциал ионизации до соответствующего валентного состояния,  $n$  — валентность атома,  $F$  — сродство к электрону. Поскольку величина  $F$  примерно на порядок ниже и определяется менее точными, часто косвенными методами, то в этом выражении принципиальное значение принадлежит величине  $I_n/n$ .

В геохимии при характеристике изоморфных замещений и оценке основности отдельных катионов чаще всего используют шкалу относительных электроотрицательностей Полинга. Со времени появления этой шкалы были предложены различные способы расчета ионности-ковалентности химической связи и соответствующие им системы электроотрицательностей, претендующие на большую точность по сравнению со шкалой Полинга. Таковы системы Оллреда и Рохова, Горди и Томаса, Малликена, Некрасова и др. [4].

Поскольку само понятие электроотрицательностей не получило строгого теоретического обоснования, до сих пор нет единого мнения о том, каким образом измерять ее и в каких единицах выражать ее числовое значение. Сравнение характеристик катионов по различным системам показывает, что они не могут быть согласованы между собой так, чтобы наметить единый ряд последовательного изменения основности (ионности-ковалентности) элементов:

Ряды основности элементов по их электроотрицательностям

Л. Полинг

Ca = Sr  $\perp$  La  $\perp$  Mg = Y  $\perp$  Sc  $\perp$  Zr  $\perp$  Be = Al = Ti = Ta  $\perp$  Nb = V = Zn = Ga  $\perp$  Fe<sup>2+</sup> = Ni = Si  $\perp$  Fe<sup>3+</sup>  
1,0 1,0 1,1 1,2 1,3 1,4 1,5 1,6 1,8 1,9

А. Оллред и Е. Рохов

Sr  $\perp$  Ca  $\perp$  La  $\perp$  Y  $\perp$  Sc  $\perp$  Zr  $\perp$  Mg = Nb  $\perp$  Ti  $\perp$  Ta  $\perp$  V  $\perp$  Be = Al  $\perp$  Fe  $\perp$  Si  $\perp$  Ni  $\perp$  Ga  
0,99 1,04 1,08 1,1 1,20 1,22 1,23 1,32 1,33 1,45 1,47 1,64 1,74 1,75 1,88

В. Горди и В. Томас

Sr  $\perp$  Ca  $\perp$  Be = La  $\perp$  Mg = Ga  $\perp$  Zr = Zn = Al = Nb  $\perp$  Ta = Si = Ti  $\perp$  Fe  
0,9 1,1 1,3 1,4 1,5 1,6 1,7 1,8

С. С. Бацанов

Sr = Ca  $\perp$  Mg = La = Y  $\perp$  Sc  $\perp$  V  $\perp$  Be = Al = Zr  $\perp$  Ti = Zn = Ga  $\perp$  Nb = Ta = Fe<sup>2+</sup>  $\perp$  Fe<sup>3+</sup>  $\perp$  Si  
1 1,2 1,2 1,3 1,4 1,5 1,6 1,7 1,8 1,9

А. С. Поваренных

Sr  $\perp$  Ca  $\perp$  La  $\perp$  Y  $\perp$  Mg  $\perp$  Fe<sup>2+</sup>  $\perp$  Sc  $\perp$  Zr  $\perp$  Ta  $\perp$  Be  $\perp$  Al  $\perp$  Nb  $\perp$  Fe<sup>3+</sup>  $\perp$  Ga  $\perp$  Ti  $\perp$  Si  
127 137 148 150 173 187 191 196 208 210 218 231 235 236 249 260

Порядок расположения щелочных металлов у всех авторов сходен:  $\perp$  Cs  $\perp$  Rb  $\perp$  K  $\perp$  Na  $\perp$  Ba  $\perp$  Li, поэтому они не включены в сравниваемые ряды. Полулужирным выделены три «реперных» элемента с равной ЭО в системе Полинга.

Различные системы электроотрицательностей пригодны лишь для приближенных оценок, особенно в случае значительных разностей величин электроотрицательностей [33; 57; 67].

Из изложенного следует, что для приближенной количественной оценки степени основности элементов целесообразно использовать такой метод вычислений, который бы позволил сопоставить полученные оценки с другими принципиальными геохимическими

характеристиками, в первую очередь радиусами катионов. При приближенном сравнении основности катионов достаточны не абсолютные, а относительные оценки, если они базируются на принципиальных количественных характеристиках, непосредственно определяющихся положением элементов в периодической системе. В качестве таких характеристик рационально использовать величины потенциалов ионизации ( $I_p$ ) и связанную с ними величину  $I_w = I_p/\omega$ , отражающую ионный или ковалентный тип связи.

Переход от абсолютных величин ионных потенциалов к относительным оценкам упрощается, если решение этой задачи ограничить определением основности элементов, составляющих наиболее распространенные группы минералов — силикаты и окислы, слагающие главную массу изверженных горных пород.

В силикатах и других минералах с преимущественно ионным типом связи четко определена анионная функция кремния. Соответственно петрогенные катионы представлены элементами с величиной электроотрицательности, меньшей, чем у кремния. Имея в виду это обстоятельство, для приближенно-количественной оценки достаточно принять основность кремния равной единице, а остальные катионы сопоставить с кремнием по величине их ионных потенциалов. При этом целесообразно использовать десятибалльную шкалу относительной основности [14].

Согласно этой шкале при основности кремния, равной 1, максимальной основностью, равной 10, обладают цезий и франций — наиболее щелочные металлы первой группы периодической системы. Остальные петрогенные катионы по своей относительной основности —  $B_c$  в соответствии с величиной их ионных потенциалов размещаются между цезием и кремнием. При оценке относительной основности катионов  $B_c$  шкала изменения  $I_p/\omega$  построена с выделением равных интервалов величиной 0,5 относительных единиц таким образом, чтобы наименьшее число катионов располагалось на границах интервалов (рис. 2). Соответственно от кремния (начало шкалы) к цезию получаем следующий ряд основности катионов (в скобках — величина  $B_c$ ):

Si (1), Ti<sup>4+</sup> (1,5), Fe<sup>3+</sup>, Ga (2), Nb, Ta (2,5), Al (3), Be (3,5), Zr, Hf (4), Sc (4,5), Fe<sup>2+</sup>, Mn (5), Mg (5,5), Y, TR<sub>Y</sub> (6), TR<sub>Ce</sub> (6,5), La (7), Ca (7,5), Sr, Li (8), Na (8,5), Ba (9), K, Rb (9,5), Cs, Fr (10).

В приведенном ряду катионов лишь цирконий и двухвалентное железо попадают на границы интервалов шкалы. Первый —

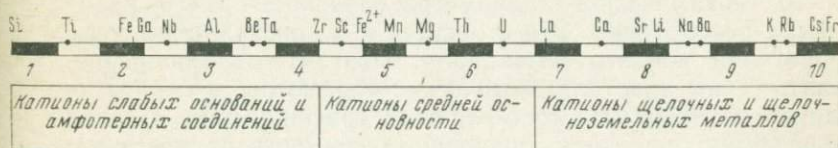


Рис. 2. Шкала относительной основности катионов ( $B_c$ ). Изменение шкалы  $B_c$  от 1 до 10 соответствует изменению  $I_w = I_p/\omega$  от 11,3 (для Si) до 3,9 (для Cs)

между 4 и 4,5, второй — между 4,5 и 5. Принимая во внимание гораздо большую амфотерность циркония по сравнению с  $\text{Fe}^{2+}$ , а также и геохимическую близость последнего и двухвалентного марганца, величина  $B_c$  для циркония принята равной 4, а для  $\text{Fe}^{2+}$ —5. Для тантала и гафния значения  $B_c$  приняты такими же, как и для их более распространенных аналогов — ниобия и циркония ввиду практически одинаковых химических свойств. По величине  $I_w$  Hf и Ta следовало бы считать более основными элементами, но в данном случае, вероятно, большее значение приобретает близость суммы первых двух потенциалов ионизации. Например для Zr и Hf суммы  $I_1+I_2$  соответственно равны 20 и 20,4 эВ [33]. Для германия ( $I_w=11,5$ ) и олова ( $I_w=11,8$ ) ввиду близких к кремнию значений  $I_w$  величина  $B_c$  также принята равной 1.

Кислотно-основные свойства элементов в какой-то мере характеризуют также средние потенциалы ионизации  $I_{cp}$ , рассчитываемые как среднеарифметическое, например, из двух, трех, четырех потенциалов ионизации соответственно для двух-, трех-, четырехвалентных катионов. Шкала относительной основности катионов по величине  $I_{cp}$  может быть представлена следующим рядом: Cs, Rb, K(10), Na, Li(9,5) — одновалентные катионы I группы, Sr, Ba (8,5), Ca (8), Mg (7), Be (6) — двухвалентные катионы II группы, La (6,5), Y (6), Sc (5,5), Al (4) — трехвалентные катионы III группы, Zr (3,5), Ti (1,5), Si (1). Значения  $B_c$  по этой шкале для  $\text{Fe}^{2+}$  6,5, для  $\text{Fe}^{3+}$  4.

Очевидно, что рассчитанные таким путем характеристики отражают последовательное изменение основности для отдельных групп (по вертикальным направлениям), но недостаточны для сопоставления разных групп с учетом изменения свойств элементов по диагональным направлениям периодической системы. Так, основность любых элементов I группы — от Li до Cs будет выше основности элементов II группы — от Be до Sr. Поэтому величина  $B_c$  для наименее основного катиона I группы — лития должна быть больше, чем  $B_c$  для таких основных металлов II группы, как стронций и барий; закисное железо оказывается катионом такой же основности, как лантан и т. д. Поэтому величины  $B_c$ , рассчитанные по средним потенциалам ионизации, менее пригодны для сравнительной характеристики поведения редких элементов в магматических процессах и особенностей их распределения в минералах.

Хотя величина ионного потенциала, обозначаемого нами  $I_w = I_p/\omega$ , была предложена В. М. Гольдшмидтом [114] в качестве общего геохимического параметра, подробно в его работе она не была рассмотрена. Это относится и к кристаллохимической интерпретации ионного потенциала. Поэтому целесообразно сопоставить с ним кристаллохимические параметры, в первую очередь радиусы катионов. Из составленного графика (рис. 3) видно, что наблюдается близкая к линейной зависимость радиусов катионов от величины  $I_w$ . Очевидно, что величина  $I_w$ , вычисляемая по такой фундаментальной характеристике, как потенциалы ионизации, яв-

ляется в количественном отношении более принципиальным параметром, чем радиус ионов. Это позволяет считать использование  $I_w$  более оправданным по сравнению с функциями типа потенциала Каргледжа ( $\Phi$ ).

В настоящее время в геохимических справочниках приводятся различные системы ионных радиусов, различающихся не только по абсолютным значениям, но и по относительной величине — соотношению размеров отдельных катионов. Это следует иметь в виду при использовании радиусов как кристаллохимических характеристик элементов при объяснении особенностей изоморфных замещений, а также при вычислении производных от них величин  $\Phi$  и других функций. В петрологической литературе последних лет часто используются эмпирические величины коэффициентов распределения лантаноидов, в свою очередь интерпретируемые в зависимости от изоморфного вхождения этих элементов в те или иные минералы. Остановимся подробнее на примере соотношения радиусов ионов лантаноидов.

В табл. 2 приведены величины радиусов ионов лантаноидов и некоторых других элементов на основе трех наиболее распространенных систем ионных радиусов: В. М. Гольдшмидта, Н. В. Белова и Л. Аренса. Сравнение нескольких комбинаций катионов, отвечающих возможным схемам изоморфизма, показало, что нет случая, когда однотипные соотношения оказались бы идентичными.

В. М. Гольдшмидт

$Sr > La > Ce$   $Sr > La > Ca$   $La > Y = Ca$   $Gd > Y = Ca$   $Th > Y \gg U$

Н. В. Белов и Г. Б. Бокий

$Sr > La \gg Ce$   $Sr > La \gg Ca$   $La = Ca > Y$   $Ca > Y > Gd$   $Y > Th > U$

Л. Аренс (Г. Штрунц)

$La \gg Sr > Ce$   $La \gg Sr > Ca$   $La > Ca > Y$   $Ca > Gd > Y$   $Th > U > Y$

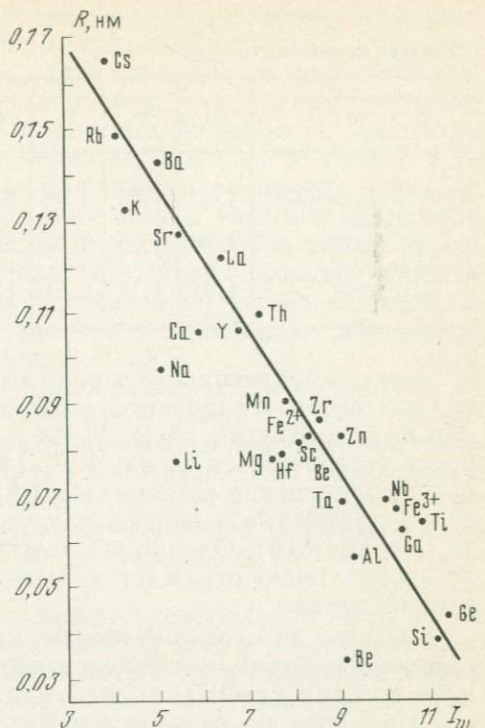


Рис. 3. Зависимость радиусов ионов от величины ионных потенциалов элементов

Радиусы катионов,  $10^{-1}$  нм

Автор	Ba	Sr	Ca	La	Ce <sup>3+</sup>	Gd	Y	Th	U <sup>4+</sup>
В. М. Гольдшмидт	1,43	1,27	1,06	1,22	1,18	1,11	1,06	1,10	1,05
Н. В. Белов и Г. Б. Бокий	1,38	1,20	1,04	1,04	1,02	0,94	0,97	0,95	0,89
Л. Аренс (Г. Штрунц)	1,34	1,12	0,99	1,14	1,07	0,97	0,92	1,02	0,97

Значение величины  $\Phi$  в ряду относительной основности также будет зависеть от принятой системы радиусов. Так, если основываться на радиусах по В. М. Гольдшмидту, то лантан ( $\Phi=2,5$ ) будет располагаться между  $\text{Fe}^{2+}$  ( $\Phi=2,4$ ) и Mg ( $\Phi=2,6$ ). Иным будет соотношение потенциалов ( $\Phi$ ) этих элементов, если использовать табличные величины радиусов, по Л. Аренсу: La (2,6), Fe (2,7) и Mg (3,0). Однако и в том, и в другом случае величина  $\Phi$  не вполне точно отражает химическую специфику рассматриваемых элементов.

Известно, что все лантаноиды, как и магний, проявляют только основные свойства, а двухвалентное железо — менее основной элемент, так как  $\text{Fe}(\text{OH})_2$  обладает слабыми амфотерными свойствами. При этом по относительной основности, используя оценки Т. Меллера и Х. Кремерса [11], лантаноиды подразделяются на три подгруппы.

	I	II	III
La	1235	Sm 8,4	Er 0,16
Ce	185	Eu 4,2	Tm 0,041
Pr	33,3	Gd 2,6	Yb 0,036
Nd	23,5	Tb —	Lu 0,031
		Dy (1)	
		Ho (1)	

Ко второй подгруппе примыкает и иттрий. По величине  $I_{\omega} = I_p/\omega$  рассматриваемые элементы соотносятся следующим образом: La 6,4, Y 6,8, Mg 7,5, Fe 8,1. Соответственно располагаются они и по величине  $B_c$ : La (7),  $\text{TR}_{\text{Ce}}$  (6,5), Y и  $\text{TR}_Y$  11 (6), Mg (5,5),  $\text{TR}_Y$  111 (5,5) и Fe (5). Очевидно, что величина  $B_c$  находится в большем соответствии с их химическими свойствами, чем  $\Phi$ .

В качестве еще одного примера можно привести соотношения величин  $\Phi$  в зависимости от выбранных радиусов для диагональных пар Al—Be и Al—Ti.

Al	Be	Ti
5,3	5,9	6,2 (радиусы по В. М. Гольдшмидту)
5,9	5,7	5,9 (радиусы по Л. Аренсу)

В первом случае, когда при вычислении  $\Phi$  радиусы были взяты по таблице В. М. Гольдшмидта, в ряду основности (противоположно порядку увеличения  $\Phi$ ) элементы располагаются:

$Al < Be < Ti$ . Во втором случае (радиусы по Л. Аренсу) порядок относительной основности иной:  $Be < Al = Ti$ . Известно, что окиси всех трех элементов амфотерны, хотя основные свойства у бериллия выражены гораздо сильнее, чем кислотные. На этом основании можно было бы предпочесть соотношение  $Be > Al = Ti$ , тем более, что по химическому характеру бериллий близок и к магнию. В то же время кристаллохимические особенности сближают бериллий с кремнием в большей степени, чем титан и алюминий, хотя у этих двух элементов в отличие от других катионов также проявлены анионные функции в силикатах. С таких позиций принятое нами расположение указанных элементов по шкале  $B_c$ , приближающее их к кремнию, более объективно отражает их химические и кристаллохимические особенности.

Корреляция  $I_w$  и радиусов предопределяет аналогичную их зависимость от величины  $B_c$  (рис. 4). Поэтому шкала относительной основности может быть использована при интерпретации кристаллохимических особенностей элементов. Так, наибольшей величиной координационного числа (КЧ-10, 12) в минералах (кислородных соединениях) обладают наиболее основные катионы — цезий, калий ( $B_c = 9,5-10$ ), а наименьшей (КЧ-4) — кремний ( $B_c = 1$ ).

Максимальные расхождения между расчетными и экспериментальными данными наблюдаются для пар элементов, существенно различающихся по величине электроотрицательности. При разнице электроотрицательностей менее 1,5—2 расчетные и экспериментальные данные близки (табл. 3). В ряду петрогенных и редких элементов, которым уделяется основное внимание в настоящей работе, разница в величине ЭО по Л. Полингу между наиболее щелочным металлом цезием (0,7) и кремнием (1,7—1,9) примерно равна 1, а между кремнием и кислородом (3,4—3,5) — около 1,5. Таким образом, для геохимической характеристики

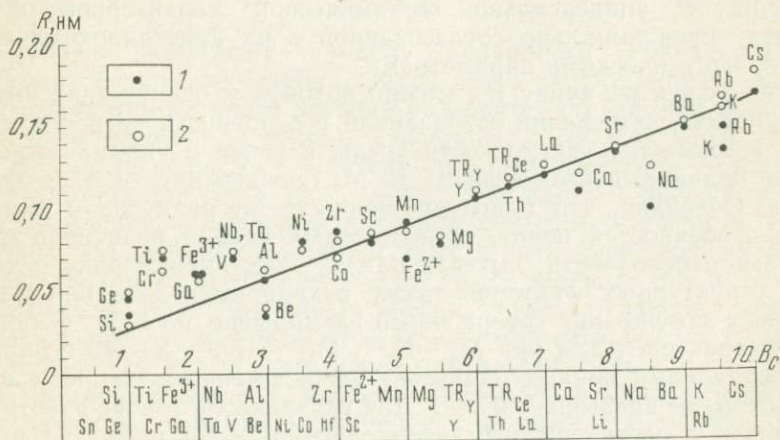


Рис. 4. Зависимость радиусов ионов от величины их относительной основности 1 — радиусы по системе Гольдшмидта; 2 — радиусы по Виттейкеру — Мунтусу

Значения энергии связи  $D_0$  (ккал/моль), рассчитанные по шкале электроотрицательности Полинга \*

АВ	$X_A - X_B$	$D_0$ (расчетная)	$D_0$ (экспериментальная)	Расхождение	АВ	$X_A - X_B$	$D_0$ (расчетная)	$D_0$ (экспериментальная)	Расхождение
LiF	3,0	238	137	101	NaF	3,1	247	107	140
LiCl	2,0	130	115	15	NaCl	2,1	133	98	35
LiBr	1,8	109	101	8	NaBr	1,9	111	88	23
Lil	1,5	82	81	1	NaI	1,6	84	71	13

\* По данным Г. Пиментеля и Р. Спратли [67].

петрогенных элементов шкала Полинга сохраняет свое значение как показатель их кислотности — основности. Поэтому целесообразно сопоставить с ней шкалу  $B_c$ . Для большинства интересующих нас катионов наблюдается близкая к линейной корреляция обоих параметров (рис. 5). Значительные отступления от прямой зависимости отмечаются лишь для таких переходных элементов, как железо и таллий. При этом очевидно, что, например, для  $Fe^{2+}$  — типичного катиона по сравнению с кремнием — оценка по ЭО явно завышена.

В качестве другого независимого способа проверки шкалы  $B_c$  приводится ее сопоставление с величинами энергии связи металл — кислород ( $E_m$ ) на одну валентную связь [85]. Величина энергии связи  $E_m$  достаточно объективно отражает различия в кислотности — основности элементов в силикатных расплавах. Наблюдается четкая корреляция величин  $B_c$  и  $E_m$  (рис. 6). Таким образом, все приведенные выше данные позволяют считать величину  $B_c$  универсальной геохимической характеристической катионов, функционально согласованной с их кристаллохимическими и энергетическими параметрами.

Используя величину  $B_c$ , можно подойти к оценке зависимости изоморфных замещений от различий в основности катионов и общей основности — кислотности среды в связи с упоминавшимися ранее правилами изоморфизма В. М. Гольдшмидта и А. Е. Фермана. Очевидно, что благодаря корреляции радиусов и химических особенностей ионов, объединяемых единой величиной относительной основности, вытекающая из этих правил роль размерных структурных факторов также сохраняется. Так, при изовалентных замещениях совершенный изоморфизм по В. С. Соболеву [74] характерен для пар  $Mg-Fe^{2+}$ ,  $Mn^{2+}-Fe^{2+}$ ,  $K-Rb$  с близкими величинами ионных радиусов. Одновременно и различие в величине  $B_c$  не превышает 0,5—1. Для указанных в той же работе пар катионов с несовершенным изоморфизмом —  $Ca$  и  $Mn$ ,  $Li$  и  $Na$ ,  $Ca$  и  $Fe^{2+}$ ,  $Ti$  и  $Zr$  различие в величине  $B_c$  увеличивается от 0,5 ( $Li$  и  $Na$ ) до 3 ( $Ca$  и  $Fe$ ).

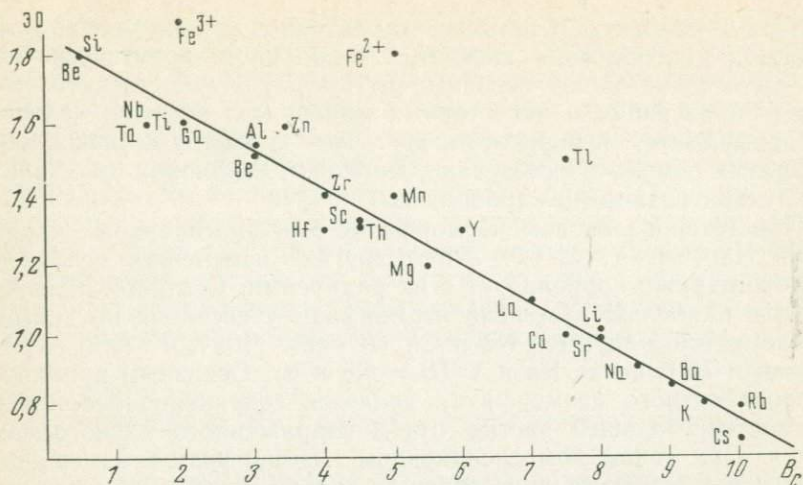


Рис. 5. Соотношение электроотрицательностей и относительной основности катионов

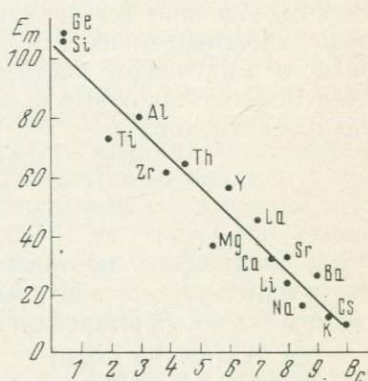


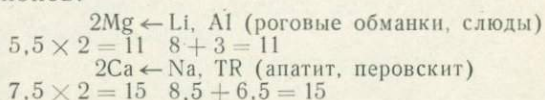
Рис. 6. Соотношение силы связи металл—кислород от величины относительной основности катионов

Согласно известному правилу полярности Гольдшмидта — Ферсмана катион меньшего радиуса легче входит в кристаллическую структуру на место катиона большего радиуса, чем наоборот (при одинаковом типе ионов). Таковы пары Na и K, Ca и Sr или Mg и Ca, где первыми приведены катионы меньших размеров. Нетрудно видеть, что в этом случае речь идет о предпочтительном вхождении в минералы катионов меньшей основности, обладающих большей или примерно равной величиной энергии связи с кислородом. Отступления же от этого правила (обратная полярность), отвечающие энергетически менее выгодным замещениям, связаны с возрастающей ролью концентрационных факторов и особенно изменением общей основности среды.

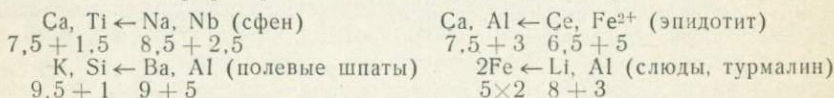
В щелочных породах, особенно агапитового ряда (с избыточным натрием), характерно замещение кальция ( $B_c=7,5$ ) более основным стронцием ( $B_c=8$ ) в различных силикатах и окислах, а также и в апатите вплоть до выделения стронциевого аналога

апатита — беловита. Столь же характерно для щелочно-ультра-основных и агапитовых щелочных пород часто практически полное вытеснение менее основных иттриевых земель цериевыми в породообразующих и аксессуарных минералах: апатите, кальците, лампрофиллите, перовските и др. Это приводит к накоплению иттриевых земель в остаточных магмах и растворах (эвдиалитовые луавриты, поздние карбонатиты).

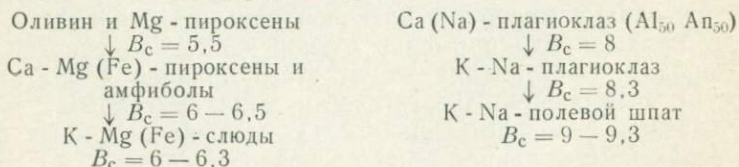
При гетеровалентном изоморфизме для диагональных направлений Na—Ca—Y, Al—Ti—Nb и других изменение основности катионов также коррелирует с их радиусами. Соответственно проявлен в наибольшей степени изоморфизм у соседних по диагонали элементов, например Na и Ca ( $B_c=8,5$  и  $7,5$ ) или Y и Ca ( $B_c=6$  и  $7,5$ ), но не Na и Y ( $B_c=8,5$  и  $6$ ). Основным принципом гетеровалентного изоморфизма является сохранение баланса валентностей, большей частью путем сопряженного парного замещения. При таком компенсационном изоморфизме замещаемые пары ионов отвечают друг другу не только по суммарной валентности, но и по основным свойствам [74]. В связи с этим можно отметить, что при гетеровалентном изоморфизме достаточно типичны «изоэнергетические» замещения с сохранением общей основности в катионной части минералов. При этом редкий элемент захватывается как примесь, компенсирующая изменение основности главных катионов:



Им могут быть противопоставлены гетеровалентные замещения, с изменением, чаще повышением основности, особенно на поздних этапах формирования магматических пород:



Роль  $B_c$  как геохимического параметра можно показать на примере изменения основности в катионной части минералов при последовательной смене котектических парагенезисов цветных и лейкократовых минералов, входящих в известные кристаллизационные («реакционные») ряды Боуэна:



Сопоставление обоих рядов показывает, что главному периоду кристаллизации — от оливина до амфиболов и слюд и от основного до среднего и кислого плагиоклаза в различных сериях пород (например, в габбро-гранитных формациях) отвечает весьма

небольшой диапазон изменения относительной основности (в пересчете на условный единичный катион). Очевидно, что и интервал изменения кислотности соответствующих кремнекислородных анионов столь же мал. Лишь для конечных этапов кристаллизации, предшествующих обособлению анхизвектического гранитного расплава, можно констатировать более заметное повышение величины  $V_c$  для калинатрового полевого шпата. Отметим также, что большей основности катионов в минералах лейкократового ряда по сравнению с цветным соответствует и большая «сила» алюмокремниевых анионов согласно с уже упоминавшимся принципом нейтрализации (максимальной полярности) при кислотно-основном взаимодействии в силикатных расплавах.

#### КИСЛОТНОСТЬ — ОСНОВНОСТЬ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ И ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

В процессе магматической дифференциации при формировании распространенных серий изверженных пород последовательно увеличивается концентрация кремнезема по отношению к остальным катионам и кислороду. Кристаллохимическим выражением этого процесса можно считать прогрессирующую силификацию и сопряженный с ней «синтез» молекул  $\text{SiO}_2$ . В основе этого механизма, согласно Н. В. Белову, лежит допущение о том, что тетраэдр  $\text{SiO}_4$  — несомненно главная статистическая единица всех силикатных построек, их силикатный кирпич создается на месте в результате силификации — внедрения в более ранние образования легко подвижных нейтральных молекул  $\text{SiO}_2$ . Так, при образовании оливина нейтральные («основные») массы  $\text{MgO}$  отрывают от магмы также нейтральные («кислые») молекулы  $\text{SiO}_2$ , а не тетраэдры  $\text{SiO}_4$ , т. е. реализуется не реакция  $2\text{MgO} + \text{SiO}_4 = \text{Mg}_2\text{SiO}_4 + \text{O}_2$ , а реакция  $2\text{MgO} + \text{SiO}_2 = \text{Mg}_2\text{SiO}_4$ .

По мере остывания магматического расплава все большее число отрывающихся от него нейтральных порций  $\text{SiO}_2$  силифицирует одиночные тетраэдры  $\text{SiO}_4$ , связывая их в пироксеновые цепочки.

Их последующая силификация новыми порциями  $\text{SiO}_2$  приводит к образованию кремнекислородных сеток биотита. С окислением двухвалентного железа в трехвалентное связана промежуточная конденсация пироксеновых цепочек в сдвоенные ленты амфиболов. «Прогрессирующая силификация — поглощение плотноупакованными  $\text{Mg}(\text{Fe})$ -октаэдрами все увеличивающихся и прочно удерживаемых количеств кремнезема характерна для левой темноцветной ветви известной вилки Боуэна. На правой ее ветви записывается развивающийся процесс в освобождающейся от неудобных атомов  $\text{Mg}(\text{Fe})$ -тетраэдрической массе. Крупные двухзарядные катионы Са способны стабилизировать «на месте» отдельные участки вязи из тетраэдров, а именно «более слабые» там, где велико содержание алюминия... По мере остывания магмы... в стабилизации тетраэдрической вязи принимает участие «напарник» двухвалентного кальция тем же радиусом — одновалент-

ный натрий. Создаются плагиоклазы со снижающимся содержанием Са и увеличивающимся количеством натрия вплоть до чисто натриевого альбита  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ . К концу процесса дифференциации начинают выделяться и К-полевые шпаты...» [6, стр. 275].

С этими главными особенностями магматической кристаллизации согласуется и традиционный петрологический подход к определению общей кислотности — основности пород по их кремнекислотности — валовому содержанию  $\text{SiO}_2$  и величине отношения  $\text{SiO}_2/\text{MeO}$ , где MeO — окислы различных металлов. Эти параметры обычно недостаточны для сравнительной количественной характеристики химизма пород, поскольку не в полной мере учитывают геохимические различия отдельных компонентов, прежде всего степень их основности.

Используя величину  $B_c$  как количественный геохимический параметр, общую основность магматического расплава ( $B_m$ ) можно определить как сумму произведений концентраций катионов на их относительную основность  $B_m = \sum (\text{Me}B_c)$ .

При этом к катионам отнесены и амфотерные элементы  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Ti}^{4+}$  и  $\text{Al}^{3+}$ . Для последнего в структурах породообразующих минералов типична анионная функция (алюмосиликаты). Однако, судя по составу минеральных ассоциаций распространенных изверженных пород и результатам экспериментальной петрологии, анионную функцию Al как заместителя Si можно в значительной степени признать вторичной (кристаллизационной), обусловленной влиянием окружения крупных катионов повышенной основности — Na и K. Поэтому в высокоглиноземистых, обогащенных Mg, Fe и Ca дифференциатах глубинных магм наиболее ранний минерал — оливин вначале сопровождается не анортитом, а пироксеном, захватывающим Al в виде  $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$ , а также меллитом — в щелочно-ультраосновных породах. Позднее к ним присоединяются основные плагиоклазы, содержащие до 20 % натриевого (альбитового) компонента.

Таким образом, в ряду главных породообразующих минералов оливин — пироксен — плагиоклаз — щелочной полевой шпат отношение атомов Si/Me возрастает от 0,5 до 1,5. Аналогичное возрастание кремнекислотности наблюдается при обычной магматической эволюции: от дунитов и пироксенитов к габброидам и далее к сиенитам. Соответствующий полевым шпатам щелочносиенитовый расплав можно принять за «нейтральный» — предельно насыщенный кремнеземом, в дальнейшем выделяющимся в гранитоидах в виде избыточного  $\text{SiO}_2$  (кварца). Общую кислотность этого нейтрального расплава, обозначаемую как  $A_c$ , можно выразить через отношение кислотности кремнезема к основности всех катионов. При близости состава такого расплава полевошпатовому миналу с соотношением кремнезема к катионам 3:2 или  $(\text{K}_{0,5}\text{Na}_{0,5}\text{Al Si}_3\text{O}_8)$  суммарная относительная основность щелочных металлов и алюминия  $\sum \text{Me}B_c$  равна  $0,5 \times 9,5 + 0,5 \times 8,5 + 1 \times 3 = 12$ . С учетом допускаемой нейтральности расплава величину  $A_c$  удобно принять равной 1. В этом случае суммарная кислотность

Примеры пересчета химических анализов и определения параметров относительной основности и кислотности

Компо- ненты	Оливиновое габбро				Авгитовый андезит				Дацит			
	Окислы, %	Ме, ат. кол-ва	$B_c$	$Me \times B_c$	Окислы, %	Ме, ат. кол-ва	$B_c$	$Me \times B_c$	Окислы, %	Ме, ат. кол-ва	$B_c$	$Me \times B_c$
SiO <sub>2</sub>	46,48	0,774	1	—	57,50	0,957	1	—	65,68	1,093	1	—
TiO <sub>2</sub>	1,17	0,015	1,5	0,023	0,79	0,010	1,5	0,015	0,57	0,007	1,5	0,011
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,73	0,348	3	1,044	17,33	0,340	3	1,020	16,25	0,319	3	0,957
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,66	0,046	2	0,092	3,78	0,047	2	0,094	2,38	0,030	2	0,060
FeO	6,17	0,086	5	0,430	3,62	0,050	5	0,250	1,90	0,026	5	0,130
MnO	0,17	0,002	5	0,010	0,22	0,003	5	0,015	0,06	0,001	5	0,005
MgO	8,86	0,220	5,5	1,210	2,86	0,071	5,5	0,391	1,41	0,035	5,5	0,193
CaO	11,48	0,205	7,5	1,538	5,83	0,104	7,5	0,780	3,46	0,062	7,5	0,465
Na <sub>2</sub> O	2,16	0,070	8,5	0,595	3,53	0,114	8,5	0,969	3,97	0,128	8,5	1,088
K <sub>2</sub> O	0,78	0,017	9,5	0,162	2,36	0,050	9,5	0,475	2,67	0,057	9,5	0,542
				$\Sigma_2 = 5,104$				$\Sigma_2 = 4,009$				$\Sigma_2 = 3,451$
				$4Si = 0,774 \times 4 = 3,096$				$4Si = 0,957 \times 4 = 3828$				$4Si = 1,093 \times 4 = 4372$
				$A_c = 3,096 : 5,104 = 0,61$				$A_c = 3828 : 4009 = 0,95$				$A_c = 4372 : 3451 = 1,27$
				$B_m = 5,10$				$B_m = 4,01$				$B_m = 3,45$

кремнекислородных анионов расплава или «кислотность» соответствующих им 3 атомов кремния в полевошпатовом минале также должна быть равна 12, т. е. учетверенному количеству атомов кремния:  $A_c = 4Si_3 / \sum Me B_c = 12/12 = 1$ .

При оценке степени кислотности любого магматического силикатного расплава по сравнению с щелочносиенитовым ( $A_c = 1$ ) достаточно сопоставить величины  $A_c$ , определяемые по общей формуле

$$A_c = 4 Si / \sum (Me B_c),$$

где суммарные количества атомов катионов и Si рассчитываются по данным химических анализов изверженных пород (табл. 4). Значения  $B_c$  определяются по десятибалльной шкале (см. стр. 25). При  $A_c > 1$  магматические породы обязательно должны содержать кварц (гранитоиды). Наименьшая величина  $A_c$  характеризует недосыщенные  $SiO_2$  породы-габброиды, ультрабазиты и др. (табл. 5). При  $A_c = 0,8-1$  возможно образование как бескварцевых, так и кварцсодержащих пород (сиениты и др.).

По соотношению  $A_c$  и содержанию  $SiO_2$  изверженные породы образуют последовательный ряд от дунитов к сиенитам и гранитам. В пределах этого ряда (рис. 7) выделяются четыре группы пород, которые согласуются с известной петрохимической систематикой Ф. Ю. Левинсона-Лессинга. При этом график  $A_c-SiO_2$  отражает также и зависимость общего химизма пород от количественных соотношений главных породообразующих минералов. Так, поле ультрабазитов и базитов, отвечающих различным соотношениям оливина, пироксенов и плагиоклазов, четко ограничено линиями анортит — альбит (микроклин) и оливин — альбит. Для большинства известково-щелочных типов пород и гранитоидов в связи с пониженной щелочностью  $(K+Na) < Al$  насыщение  $SiO_2$  происходит еще на стадии кристаллизации средних плагиоклазов. Поэтому фигуративные точки этих пород располагаются вблизи общей линии бинарных составов плагиоклаз — кварц (прерывистая линия на рис. 7).

Таблица 5

Кислотность и основность главных групп магматических пород

Породы	$SiO_2$ , %	$B_m$	$A_c$
Дуниты, перидотиты	40—44	6,5—6,9	0,4
Пироксениты	47—52	5,3—5,4	0,6
Габбро, базальты	47—49	4,6—5,1	0,6—0,7
Анортозиты	50	4,7	0,7
Нефелиновые сиениты	54—57	5,0—5,2	0,7—0,8
Диориты, андезиты	54—57	4,1—4,3	0,8—1,0
Сиениты, трахиты	58—61	4,2—4,3	0,9—1,0
Сиениты щелочные	62—64	4,0—4,3	0,9—1,0
Гранодиориты, рапакиви	65—68	3,5—3,6	1,2—1,3
Граниты, липариты	71—73	3,1—2,8	1,5—1,7

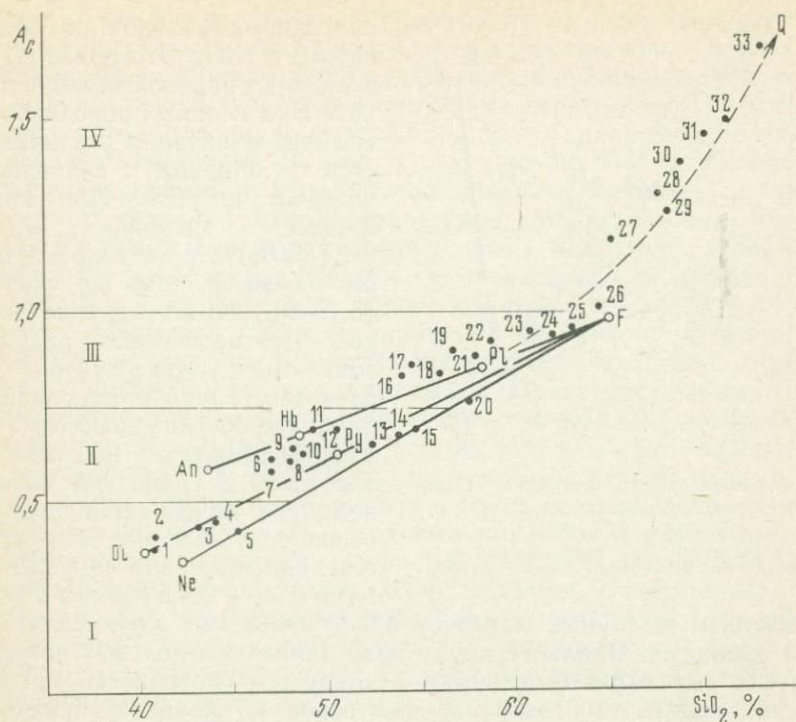


Рис. 7. Соотношение общей кислотности ( $A_c$ ) и содержания  $SiO_2$  в магматических породах.

Ol — оливин, Ne — нефелин, Ap — анортит, Hb — роговая обманка, Py — пироксен, Pl — плагиоклаз, F — щелочной полевой шпат, Q — кварц. I — ультрабазиты, II — базиты, III — мезиты, IV — ацидиты. Средние составы пород: 1 — дунит, 2 — гардбургит, 3 — ийолит, 4 — дерколит, 5 — уртит, 6 — эссекситовое габбро, 7 — диаллагит, 8 — базальт толентовый, 9 — габбро, 10 — шонкинит, 11 — базальт, 12 — анортозит, 13 — вебстерит, 14 — дуяврит, 15 — нефелиновый снейт, 16 — андезит, 17 — кварцевое габбро, 18 — монзонит, 19 — диорит, 20 — фонолит, 21 — трахиандезит, 22 — снейт, 23 — трахит, 24 — щелочной снейт, 25 — щелочной трахит, 26 — нордмаркит, 27 — гранодiorит, 28 — рапакиви, 29 — пантеллерит, 30 — адамеллит, 31 — гранит, 32 — гранит (докембрий), 33 — липарит

При использовании предлагаемых параметров кислотности и основности наглядно выявляются различия щелочноземельных и щелочных серий по таким характерным показателям, как  $(Na+K)/Ca$  и  $(Na+K)/Al$  (рис. 8). Эти различия обусловлены обратной зависимостью между увеличением общей основности магм и повышением концентрации наиболее сильных оснований —  $Na_2O$  и  $K_2O$ , проявленной прежде всего при замещении основных кальциевых плагиоклазов кремнекислыми натриевыми. Параллельно при смене силикатов Mg, Fe и Ca щелочными полевыми шпатами повышение концентрации щелочных металлов сопровождается заменой силикатных анионов на более сильные алюмосиликатные в соответствии с принципом нейтрализации.

Последовательное возрастание величин  $A_c$  (см. табл. 5) обусловлено в первую очередь уменьшением в расплаве валовой кон-

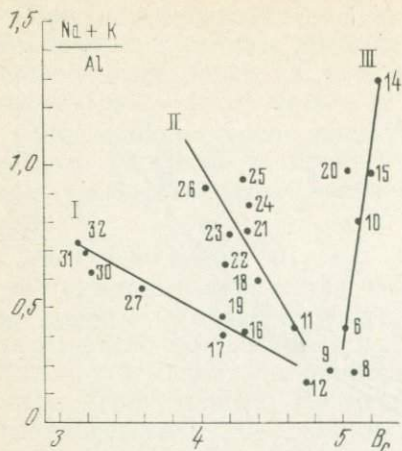


Рис. 8. Зависимость величины  $(Na+K)/Al$  от общей основности  $B_c$ .

I — серии гранитоидов (ацидитов), II — серии сиенитов (мезитов), III — серии щелочных пород (фонидитов). Нумерация пород — по рис. 7

трализацией щелочных катионов более сильными алюмосиликатными анионами. Однако к концу кристаллизации полевых шпатов и других силикатов фактически реализуется способность магматических силикатных расплавов-растворов к кислотно-основному взаимодействию в них катионов и  $SiO_2$ . Избыточное количество  $SiO_2$  выделяется в виде кварца, играющего роль нейтрального растворителя при образовании наиболее кремнекислых изверженных пород.

#### ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ДИАГРАММЫ И ИНДЕКСЫ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ

Ранее при рассмотрении кислотности — основности магматических расплавов было показано, что для всей совокупности средних составов изверженных пород отчетливо выражено генеральное направление химизма: увеличение общей (относительной) кислотности параллельно с увеличением содержания  $SiO_2$  в ряду ультрабазиты — мезиты — ацидиты (гранитоиды). Этот ряд одновременно выражает естественную (генетическую) последовательность формирования наиболее распространенных пород и их серий, равно как и выделение главных породообразующих минералов: от ранних высокотемпературных (оливин, Са-плагиоклаз, нефелин) к поздним, более низкотемпературным (щелочные полевые шпаты), вплоть до кварца.

Поскольку изменение  $A_c$  четко коррелируется с содержанием  $SiO_2$ , то для «нормальных» серий типа габбро — диорит — гранодиорит или базальт — андезит — риолит величина содержания  $SiO_2$  будет одновременно и показателем основности-кислотности

центрации катионов по отношению к  $SiO_2$ . Это приводит к снижению валовой основности, хотя  $B_c$  в главных породообразующих минералах увеличивается от оливина к щелочным полевым шпатам. При этом среднее значение  $B_c = \Sigma(MeB_c)/\Sigma Me$  сохраняется на одном и том же уровне (5,1—5,5) во всех группах пород (магматических расплавов) — от ультрабазитов до сиенитов. Лишь в остаточных наиболее обогащенных Na и K дифференциатах щелочнобазальтовой и гранитной магмы несколько повышается средняя основность катионов (до 5,5—5,8) одновременно с повышением общей кислотности и ней-

пород, с чем согласуется и традиционное ее использование как общего петрохимического индекса дифференциации. Однако при геохимическом анализе нередко приходится сравнивать поэлементно (по различным элементам-примесям) серии пород в относительно узком интервале содержаний  $\text{SiO}_2$ , например базальты различных формаций. В этом случае возникает необходимость сравнения изменения содержаний элементов-примесей в зависимости от вариаций таких петрогенных элементов, как Mg, Fe, (Na+K) и др. Изменение соотношений, например (Na+K)/Si или Ca/Fe, несмотря на близкую кремнекислотность сравниваемых пород, отражает изменение общей кислотности магм и будет заметно сказываться также на поведении элементов-примесей.

Наиболее ощутима недостаточность кремнекислотного параметра как универсальной петрохимической характеристики при геохимическом сравнении щелочных и других пород. В этом случае сходные по кремнекислотности породы могут заметно различаться по щелочности ( $\Sigma\text{K}+\text{Na}$ ) и другим петрохимическим параметрам. Этим предопределяется и возможность существенных различий в концентрации редких элементов-примесей (Rb, TR, Nb и др.).

Поскольку содержания щелочных металлов, как и других катионов, учитываются в определении величины относительной кислотности ( $A_c$ ), то последняя в большей степени отражает химизм пород, чем кремнекислотность. По соотношению щелочности  $\Sigma(\text{Na}+\text{K})$  и величины относительной кислотности ( $A_c$ ) все распространенные типы изверженных пород закономерно распределяются по нескольким главным сериям. Поэтому суммарную щелочность ( $\text{K}+\text{Na}$ ) также целесообразно брать в качестве петрохимического показателя степени дифференциации и соотносить с ним вариации в распределении элементов-примесей.

Закономерное возрастание кремнекислотности и (или) щелочности в процессе магматической дифференциации может быть интерпретировано иным путем. К. П. Торнтон и О. Ф. Татл [157], исходя из известных представлений Н. Боуэна о фракционной кристаллизации как главном факторе магматической дифференциации, в качестве показателя степени фракционной кристаллизации приняли сумму нормативных количеств (%) кварца, щелочных полевых шпатов и фельдшпатондов — минералов системы петрогенетических остатков. Эта сумма или индекс дифференциации D.I. одновременно является показателем степени лейкократовости пород (авторы относят анортит к цветным минералам). Поскольку кварц и нефелин являются несовместимыми (взаимоисключающими) минералами, то величина D.I. в равной степени определяется суммой нормативных количеств щелочных полевых шпатов и кварца или нефелина.

При формальном термодинамическом подходе петрологическая роль нефелина и кварца равнозначна (минералы с низкой энтропией плавления). Это объясняет их концентрацию в низкотемпературных остаточных жидкостях (основная предпосылка метода Торнтон и Татла). Тем не менее в случае реальных примеров

дифференцированных серий кварц и нефелин концентрируются в «боуэновском трое» лишь в виде определенных анхизвтектических составов (фонолитов и гранитов). В остальных случаях подобная конвергенция отсутствует.

Кварц действительно концентрируется по мере увеличения степени лейкократовости пород, достигая максимальных содержаний в конечных членах дифференцированных, насыщенных кремнеземом серий. Напротив, нефелин, сопоставимый по относительной основности с оливином и анортитом (см. рис. 7), обычно выделяется в качестве раннего минерала в разнообразных мафических и ультрамафических составах, где отсутствуют щелочные полевые шпаты. К тому же его концентрация может сохраняться на одном уровне или уменьшаться при переходе к более лейкократовым составам в щелочногабброидных и базальтоидных сериях, например нефелиниты — фонолиты; ийолит — уртиты — ювиты — нефелиновые сиениты.

Для совокупности главных магматических пород нормального известково-щелочного ряда индекс дифференциации меняется от 6 до 93 (рис. 9, а). Для нормальных (насыщенных  $\text{SiO}_2$ ) пород средние величины D.I. и  $A_c$  хорошо коррелируют друг с другом. При этом величине  $A_c=1$  — границе насыщенных и перенасыщенных  $\text{SiO}_2$  пород соответствует величина D.I.=50 — раздел между породами с преобладанием салических или мафических нормативных составов.

Величина D.I. не может быть использована как однозначный параметр при совместной петрохимической и геохимической характеристике нефелин- и кварцсодержащих составов. Для этого необходимо учитывать и содержание  $\text{SiO}_2$  в породах. Так, величине D.I.=90 отвечают породы, содержащие от 55 до 75%  $\text{SiO}_2$  — от фонолитов до риолитов.

Близкий геохимический смысл имеет и предложенный Х. Куно для базальтовых серий индекс затвердевания S.I. Величина ин-

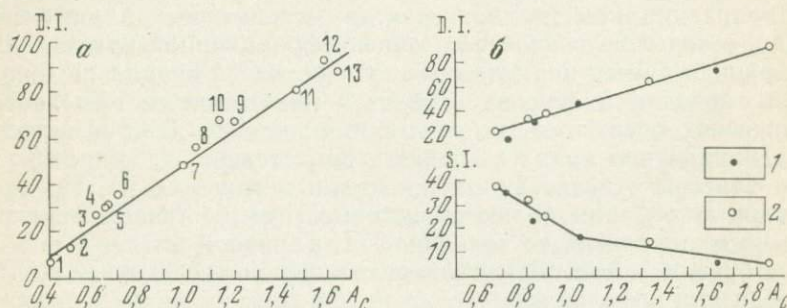


Рис. 9. Соотношение индексов дифференциации Торнтон — Таттла (а) и затвердевания, по Х. Куно (б) с общей кислотностью изверженных пород  
 1 — перидотит; 2 — пикрит; 3 — оливиновое габбро; 4 — диабаз; 5 — габбро; 6 — базальт;  
 7 — диорит; 8 — андезит; 9 — гранодиорит; 10 — кварцевый латит; 11 — гранит; 12 — риолит;  
 13 — щелочной гранит  
 1 — пажонитовая серия; 2 — гиперстеновая серия

## Химический состав пород пижонитовой и гиперстеновой серий, %

Компонент	Пижонитовая серия				Гиперстеновая серия				
	Базальт	Андезитобазальт	Андезит	Дациит	Высокоглиноземистый базальт	Андезитобазальт	Андезитодацит	Дациит	
SiO <sub>2</sub>	50,03	53,09	58,98	71,37	48,90	53,81	55,55	66,55	75,93
TiO <sub>2</sub>	0,84	1,17	1,06	0,48	0,97	0,95	0,83	0,68	0,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,71	15,44	14,96	13,59	17,58	17,79	17,24	15,35	13,47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,92	4,02	3,29	1,89	1,47	2,44	3,68	2,21	0,77
FeO	8,83	9,01	7,59	2,94	8,00	6,60	5,96	3,19	0,91
MnO	0,27	0,23	0,19	0,18	0,16	0,19	0,18	0,15	0,10
MgO	7,35	4,66	2,74	0,66	7,79	5,87	4,42	1,74	0,41
CaO	11,95	9,68	7,30	3,44	10,82	8,79	8,40	5,11	1,90
Na <sub>2</sub> O	1,47	2,12	3,03	3,84	2,32	2,76	2,92	3,66	3,92
K <sub>2</sub> O	0,24	0,45	0,69	1,42	0,27	0,62	0,68	1,17	2,31
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,12	0,15	0,19	0,09	0,19	0,13	0,19	0,12
A <sub>c</sub>	0,72	0,84	1,03	1,62	0,67	0,81	0,89	1,33	1,85
D.I.	17,2	30,4	46,8	75,0	21,6	33,0	39,0	64,6	86,3
S.I.	36	23	16	6	38	32	25	15	5

декса  $S.I. = Mg \times 100 / (FeO + Fe_2O_3 + Na_2O + K_2O)$  связана с уменьшением к конечным этапам кристаллизации магниевой составляющей расплавов, т. е. фактически с уменьшением количества раннего оливина и магнезиального минала пироксена. При сопоставлении индексов затвердевания S.I. и дифференциации D.I. базальтов пижонитовой и гиперстеновой серий (табл. 6) относительно кислотности пород A<sub>c</sub> видно, что использование D.I. рациональнее, поскольку эта величина более четко характеризует переход к конечным, наиболее кремнекислым дифференциатам. График наглядно иллюстрирует возможность применения величины A<sub>c</sub> в качестве общей основы для сравнения различных дифференциатов с помощью дополнительных, более частных показателей, в данном случае — S.I. и D.I. (см. рис. 9, б). При близких величинах S.I. дифференциаты гиперстеновой (щелочноземельной) серии характеризуются большей кислотностью по A<sub>c</sub> и по D.I. по сравнению с породами толеитового ряда.

В отличие от рассмотренных выше показателей (индексов) дифференциации целью наиболее часто применяемой в отечественных публикациях системы пересчетов анализов по методу Заварицкого является сведение данных химических анализов к четырем обобщенным нормативным характеристикам:  $a + b + c + s = 100$ . Теоретически отношению этих четырех чисел отвечает цельный геометрический образ — точка в трехмерном пространстве. Однако при практическом применении метода и изображении результатов пересчетов на плоскости фактически приходится иметь дело с двумя треугольными диаграммами —  $a-s-b$  и  $c-s-b$ . Последняя из них обычно малоинформативна, и для типизации серий используется в основном диаграмма  $a-s-b$ .

Поскольку на диаграмме величина  $s$  непосредственно не показана, то особенности химизма пород наиболее наглядно сводятся к соотношениям величин  $a$  и  $b$  в виде роев фигуративных точек в сравнении с линиями эталонных эффузивных серий. Нанесение на эту диаграмму дополнительных петрохимических характеристик, с тем чтобы учесть соотношения Na и K, железа и магния, сильно загромождает чертеж, затрудняя одновременное сопоставление петрохимических и геохимических характеристик. Отдельные числовые характеристики («параметры») или их отношения, например  $a/b$ , могут быть взяты в качестве показателей изменения химизма, аналогично величинам D.I. или S.I.

Из четырех упомянутых параметров системы Заварицкого величина  $s$  определяется относительным содержанием  $\text{SiO}_2$ , согласно химическому анализу, и не несет дополнительной смысловой нагрузки. Параметр  $s$  в конкретных дифференцированных сериях изменяется незначительно, в пределах первых единиц, например от 6—7 в базальтах и андезитах до 4—1,5 в дацитах и риолитах. Гораздо более значительны вариации параметров  $a$  и  $b$ , от долей единицы до 20—50. Для оценки их общей информативности целесообразно сравнить их на единой основе с помощью величины  $A_c$  для средних составов пород, по Р. Дели.

Помимо очевидной положительной корреляции  $A_c$  и  $s$  отчетливо проявлена также отрицательная (обратная) корреляционная зависимость между  $A_c$  и  $b$  в нормальных по щелочности сериях вплоть до значений  $A_c=1,20-1,30$  (гранодиориты)\* (рис. 10). Для собственно гранитов параметр  $b$  малоинформативен.

Параметр  $a$ , суммирующий щелочи и глинозем, до некоторой степени сопоставим с индексом дифференциации Торнтон — Татла. Однако их величины прямо не коррелируются, так как величина  $a$  не включает кремнезем, соединяющийся в различных пропорциях со щелочами в молекулах полевых шпатов и фельдшпатовидов. Соответственно величина  $a$  в меньшей степени отражает переход к конечным дифференциатам в сериях нормальной щелочности по сравнению с D.I. Величина  $a$  сохраняется примерно на одном уровне во всем диапазоне от гранодиоритов (12,4) до гранитов (13,4) или от дацитов (12,8) до риолитов (13,7). В этом диапазоне величина D.I. изменяется от 67 до 88. При необходимости оценки вариаций содержаний отдельных элементов-примесей в зависимости от изменения щелочности формационных рядов (серий) достаточно сопоставить их с суммарным содержанием K и Na (в атомных количествах), не прибегая к вычислению параметра  $a$ : графики их изменения относительно общей кислотности пород ( $A_c$ ) идентичны.

В заключение отметим, что еще в 30-х годах Э. Ларсеном был предложен индекс дифференциации  $(\frac{1}{3} \text{SiO}_2 + \text{K}_2\text{O}) - (\text{MgO} + \text{CaO} + \text{FeO})$  для габбро-гранитных и базальтовых серий [130]. Согласно Э. Ларсену, в подобных сериях по мере увеличения кремнекислотности содержание  $\text{K}_2\text{O}$  обычно увеличивается, а количество натрия сохраняется на одном уровне и алюминий ведет себя

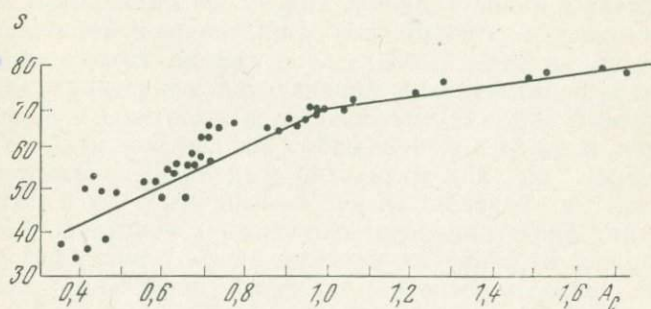
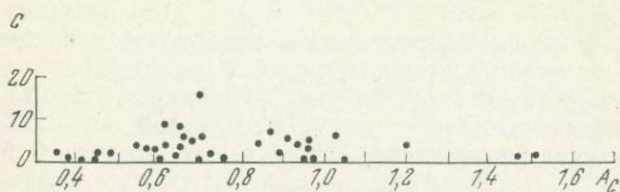
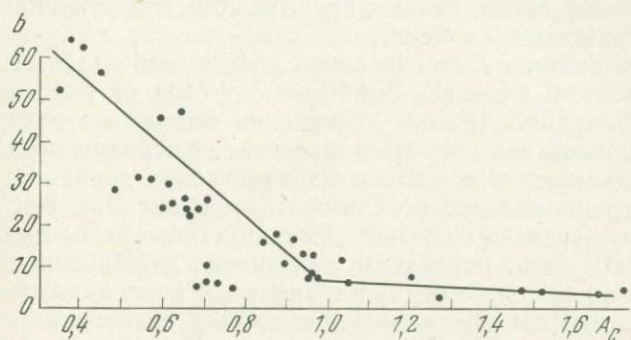
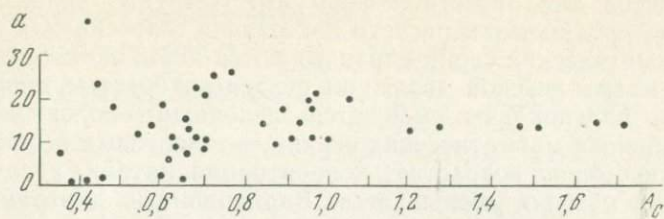


Рис. 10. Соотношение  $A_c$  и петрохимических характеристик  $a$ ,  $b$ ,  $c$ ,  $s$ , по А. Н. Заварицкому, для главных типов изверженных пород

незакономерно. Этим определяется выбор и соотношение главных компонентов для расчетной формулы. Нетрудно показать, что исходные предпосылки расчета показателя Ларсена для большинства магматических серий оправдываются лишь частично, поскольку при магматической эволюции основные, богатые анортитовым миналом плагиоклазы сменяются щелочными полевыми шпатами. В главных магматических сериях — толеитовых и островодужных закономерно возрастает концентрация натрия, а содержание алюминия обычно уменьшается. Вариационные диаграммы, построенные для главных петрогенных элементов по методу Э. Ларсена, не имеют существенных преимуществ по сравнению с обычными диаграммами Харкера.

Хотя показатель Ларсена давно уже не используется, но в модифицированном виде  $(\frac{1}{3} \text{Si} + \text{K}) - (\text{Ca} + \text{Mg})$  он еще встречается в ряде публикаций. В этом выражении его можно интерпретировать как показатель уменьшения основности пород по мере перехода к лейкократовым членам магматических серий. Однако для этой цели рациональнее использовать индексы D.I., S.I. и другие, например показатель железистости пород  $Fm = \frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}$ . Этот показатель как индекс дифференциации получил особенно широкое распространение в последние годы. К его характеристике мы вернемся в дальнейшем изложении, при рассмотрении конкретных магматических серий.

ХИМИЗМ ГЛАВНЫХ ТИПОВ  
МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД  
И ПЕРВИЧНЫХ МАГМ

В зависимости от глубины генерации магматических расплавов и их связи с исходными мантийными или коровыми источниками могут быть выделены две группы первичных магм: ювенильная (мантийная) и коровая (палингенная). Имея в виду определенную условность термина «первичная магма», следует отметить, что наиболее оправдано его применение к магмам первой группы — базальтовым, щелочноультраосновным и другим, поскольку они являются родоначальными для различных магматических серий. Гранитные магмы — главные представители второй группы могут возникать и в процессе дифференциации базальтовых (габброидных) магм, т. е. иметь вторичное происхождение. В последующем изложении основное внимание будет уделено базальтовым магмам и их производным, отличающимся гораздо большим диапазоном дифференциации по сравнению с гранитными и другими магмами.

По комплексу петрологических и тектонических характеристик давно уже определилась целесообразность выделения трех крупных базальтовых ассоциаций, для которых могут быть намечены три типа исходных базальтовых магм и соответствующих им главных типов базальтов: толеитовых, известково-щелочных (высокоглиноземистых) и щелочных оливиновых\*.

По содержанию петрогенных элементов между базальтами из различных ассоциаций нет резких границ. Однако с учетом основных особенностей минерального (модального и нормативного) состава намечаются вполне определенные средние петрохимические типы, характерные для главных континентальных и океанических серий. Толеитовые и высокоглиноземистые известково-щелочные базальты составляют субщелочную группу и могут быть противопоставлены щелочным базальтам как по нормативному составу, так и по соотношению суммы щелочей и кремнезема. Для пород толеитовой и известково-щелочной серий типичен нормативный гиперстен (с оливином или кварцем), а для щелочных оливиновых базальтов — нефелин. Соответственно плоскость Ди—Ол—Аб в нормативном тетраэдре (плоскость «критической насыщенности кремнеземом», по Г. С. Иодеру и К. Э. Тилли)

\* Термин «щелочные оливиновые базальты» в современной литературе употребляется вместо первоначально введенного В. К. Кеннеди термина «оливиновые базальты», так как позволяет более четко противопоставлять щелочные и субщелочные вулканические ассоциации.

является плоскостью раздела между щелочными и другими типами базальтов. В практических целях удобнее перейти от объемной диаграммы к проектированию составов на треугольную диаграмму, пересчитывая их на Кв, Не и Ол [124].

Однако наиболее часто для разделения щелочных и субщелочных типов базальтов применяется петрохимический критерий — соотношение щелочности ( $\Sigma K_2O, Na_2O$ ) и  $SiO_2$  согласно широко известной эмпирической диаграмме Макдональда и Кацуры, первоначально предложенной для разделения щелочных и субщелочных (толеитовых) базальтов Гавайских островов. На основе этой диаграммы, а также данных Э. К. Миддлмоста [137; 138] и Н. А. Румянцевой [72] по содержанию  $SiO_2$  могут быть намечены три градации с соответствующими им примерными «критическими» значениями щелочного параметра для разных типов базальтов (табл. 7).

При использовании минералогических критериев толеитовые и известково-щелочные базальты различаются по характеру пироксена: в толеитовых сериях присутствует пижонит (пижонитовая серия Японских островов, по Х. Куно), а в известково-щелочных — гиперстен (гиперстенная серия). Для щелочных оливинных базальтов обычен кальциевый авгит (титан-авгит). По химическому составу толеитовые и известково-щелочные базальты разделяются с помощью диаграммы AFM, где  $A=Na_2O+K_2O$ ,  $F=FeO+0,9 Fe_2O_3$ ,  $M=MgO$ . Предварительно необходимо выделить щелочные разности по соотношению щелочей и кремнезема. Принципиальным критерием считается также количество алюминия: базальты и андезиты известково-щелочных серий обычно содержат  $Al_2O_3$  больше 16 %, а их толеитовые аналоги — от 12 до 16 %.

В последовательных дифференциатах типичных толеитовых магм на диаграммах AFM наблюдается увеличение железистости — феннеровский тренд. Он особенно характерен для плутонических комплексов (Скергаард), где слабо проявлено параллельное возрастание кремнекислотности. В этом случае остаточные кремнекислые расплавы могут возникать лишь в небольшом количестве — до 2 % от объема исходной магмы [101].

Таблица 7

Соотношение кремнекислотности и щелочности в базальтах

Содержание $SiO_2$ , %	$(K_2O + Na_2O)$ , %		Базальтоиды полевошпатовые повышенной щелочности
	Базальты		
	субщелочные	щелочные	
45—47	до 2,5	2,5—3,5	>3,5 (трахибазальты)
47—50	2,5—3,5	3,5—4,5	>4,5 (гавайиты, тефриты)
50—54	3,5—4,5	4,5—5,5	>5,5 (муджнериты)

Для большей части субщелочных серий характерно уменьшение железистости к концу кристаллизации, что отражает повышенную активность кислорода на ранних этапах кристаллизации. Возрастание кремнекислотности по мере кристаллизации исходной магмы приводит к появлению значительных объемов андезито-дацитовых и риолитовых дифференциатов (боуэновский тренд).

Из рассмотренных выше типов базальтов наиболее распространены толеитовые, встречающиеся в различных континентальных и океанических провинциях. Более специфично распределение щелочных и известково-щелочных базальтов. Последние типичны для геосинклинальных зон и современных островных дуг, где щелочные породы отсутствуют или играют подчиненную роль. Щелочнобазальтовые серии наиболее характерны для платформенных областей (рифтовые зоны и др.), где они доминируют над другими породами.

С учетом отмеченных особенностей состава и тектонического положения базальтовых серий целесообразно выделить следующие главные типы первичных базальтовых магм и соответствующих им ассоциаций: 1) океаническую толеитовую (базальты срединных хребтов и океанического дна — абиссальные толеиты); 2) океаническую щелочную (базальты щелочных серий океанических островов); 3) известково-щелочную (высокоглиноземистые базальты и толеиты островных дуг и континентальных окраин); 4) толеитовую континентальную (платобазальтовую); 5) щелочнобазальтовую континентальную (рифтогенные серии и зоны активизации платформенных областей).

К настоящему времени опубликованы различные статистические оценки общего химического состава базальтов, принадлежащих к эффузивным сериям различного тектонического положения. В отличие от табличных составов средних («глобальных») типов пород они могут служить более приемлемой основой для определения типов исходных магм и особенностей их последующей эволюции. В этом отношении интересны результаты, полученные Т. Х. Пирсом и другими исследователями [145]. Был вычислен средний состав базальтов и андезито-базальтов по выборке свыше 8000 анализов, распределенных по следующим группам в зависимости от их тектонического положения: базальты океанического дна и хребтов, орогенные базальты (островные дуги и активные окраины континентов), континентальные платобазальты, базальты океанических островов (раздельно «внутриплитные» и из спрединговых зон). Рассчитанные таким путем составы при нанесении на диаграмму  $MgO-Al_2O_3-FeO$ , где  $FeO$  — суммарное железо, занимают четко ограниченные поля, различаясь преимущественно по соотношению  $FeO$  и  $Al_2O_3$  (рис. 11).

В соответствии с наиболее известными петрологическими моделями принято считать, что формирование эффузивных базальтовых серий обусловлено преимущественно процессами фракционной кристаллизации, в первую очередь оливина. Обычно признают также, что эти процессы отражают специфику локальных субко-

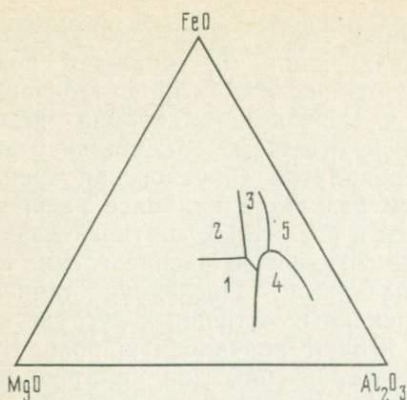


Рис. 11. Диаграмма MgO—FeO—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> для субщелочных базальтов.

Номерами выделены поля базальтовых серий: 1—океанические (абиссальные), 2—океанические (островные), 3—континентальные (платобазальты), 4—орогенные (островодужные и окраинные континентальные), 5—островные (из зон спрединга)

ровых магматических очагов и в значительной степени сглаживают различия в составе исходных магм, поскольку последующая дифференциация магмы захватывает гораздо больший диапазон изменения содержаний главных петрогенных элементов. Поэтому можно было бы предполагать, что и на диаграмме MgO—FeO—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> разброс точек будет отражать главным образом эффект фракционной кристаллизации, так как компонентами этой диаграммы являются главные компоненты характерных для фракционной кристаллизации минералов (оливина, плагиоклаза и пироксена). Однако закономерная связь состава пород с их формационной (тектонической) спецификой в значительном интервале кремнекислотности (51—56 % SiO<sub>2</sub>) заставляет вслед за Т. Х. Пирсом и его коллегами признать, что локальное функционирование оливина играет второстепенную роль и не затушевывает особенностей химического состава родоначальных базальтовых магм. С этим выводом согласуется и тот факт, что дифференцированные силлы базитов, где несомненно проявлена фракционная дифференциация, не занимают определенного положения на указанной диаграмме.

Существенным результатом исследований Т. Х. Пирса можно также считать выявленное бимодальное распределение составов толеитовых и щелочных базальтов. Этот результат подчеркивает не только разницу в химическом составе двух принципиальных типов магм островных океанических серий, но также и невозможность образования щелочных магм из толеитовых в процессе фракционной кристаллизации.

В связи с оценкой средних содержаний редких элементов в базальтах необходимо отметить следующее. При анализе проблемы геохимической достоверности оценки средних содержаний обычно подчеркиваются два принципиальных аспекта: 1) представительность опробования и 2) способы расчета, их статистическая достоверность. Так, согласно А. А. Беусу [10], в соответствии с масштабами опробования изучаемых объектов различаются глобальные региональные и локальные параметры распределения.

Для относящихся к ним геохимических выборок необходимо помимо среднего содержания знать также и достоверность его оценки (дисперсию, стандартное отклонение и др.).

Однако не менее принципиальной стороной кларков является и степень геохимического соответствия данных, относящихся к объектам разных иерархических уровней [79]. Этот аспект можно определить как проблему соотношения первичных локальных кларков (среднее по совокупности единичных анализов) и вторичных глобальных кларков (среднее из региональных или формационных кларков по объектам разной представительности) [79]. Использование табличных величин «глобальных» средних содержаний, т. е. собственно кларков в понимании А. Е. Ферсмана, наиболее целесообразно при выяснении самых общих геохимических характеристик: среднего состава литосферы, ее оболочек, главных типов изверженных пород и т. д. При сопоставлении подобных «глобальных» кларков и средних содержаний для конкретных геологических объектов кларки служат лишь общим эталоном (условным стандартом). В этом случае на первое место выступает не точность вычисления «стандартных» кларков, а удобство их использования как общего согласованного эталона при сравнении результатов, полученных разными исследователями. Таким эталоном до сих пор является известная система кларков по А. П. Виноградову, хотя за прошедшие после ее опубликования годы были значительно уточнены данные о распределении ряда химических элементов. При недостаточной геологической или генетической представительности проб увеличение точности вычисления средних само по себе не означает большей достоверности кларков как эталона сравнения.

Из опыта сравнительного петрологического анализа последних лет следует, что для генетических моделей и интерпретации поведения редких элементов наряду с общими петрографическими стандартами, например средними составами по Р. Дели, необходимы формационные эталоны — средние составы пород определенного генетического и тектонического положения. В качестве таких эталонов широко используются, например, средние составы базальтов разных океанических и континентальных формаций, по В. А. Кутолину, или средние содержания элементов в базальтах и андезитах, отвечающих разным стадиям формирования островодужных серий [125].

Хотя формационные кларки редких элементов по сравнению с «глобальными» представляют более низкий, а значит и более конкретный в геологическом отношении иерархический уровень, очевидна определенная условность их использования как эталона в связи с невозможностью равномерного опробования и различной аналитической надежностью данных по различным петрографическим провинциям. Поэтому для вычисления общих средних содержаний редких элементов и геохимической характеристики пород, типоморфных для исходных магм, достаточно брать за основу интервалы средних содержаний по наиболее представительным

регионам. Вычисленные таким упрощенным способом средние во многих случаях сопоставимы с оценками, полученными путем более строгой статистико-математической обработки данных.

### ОКЕАНИЧЕСКИЕ АБИССАЛЬНЫЕ ТОЛЕНТЫ

Океанические провинции отличаются от континентальных гораздо большими масштабами эффузивного магматизма. Грандиозные системы срединно-океанических хребтов и поднятий в Атлантическом, Индийском и Тихом океанах образованы вулканическими породами — продуктами интенсивного подводного базальтового вулканизма. Базальты из различных участков срединно-океанических хребтов обнаруживают в сравнении с базальтами дифференцированных островных и континентальных серий гораздо большую однородность состава и ряд других специфических особенностей химизма: пониженные содержания  $K_2O$ ,  $TiO_2$  и  $P_2O_5$ , относительно стабильную величину фемического индекса (отношение железа и магния) и резко повышенные значения  $Na/K$  и  $K/Rb$ . Эти особенности позволяют выделить базальты океанического дна и океанических хребтов среди прочих толентов в качестве особой группы — абиссальных толентов.

Из табл. 8 видно, что увеличение объема выборок при опробовании базальтов отдельных провинций (Атлантика) или для всей их совокупности существенно не отражается на результатах оценки среднего состава, что согласуется с выводом о значительной петрохимической однородности базальтов океанического дна по сравнению с базальтами других формаций [42].

Картина распределения редких элементов-примесей в абиссальных базальтах представляется более пестрой. Выполненные в

Таблица 8

Химический состав базальтов дна океана, %

Компоненты	Срединно-Атлантический хребет		Среднее для океанов	
	(33)* [55]	(93) [42]	(110) [47]	(200) [103]
$SiO_2$	49,21	49,61	49,15	49,69
$Al_2O_3$	15,81	16,01	15,09	15,67
$Fe_2O_3$	2,21		3,35	2,48
$FeO$	7,19	11,49	7,56	8,05
$MgO$	8,53	7,84	7,75	7,97
$MnO$	0,16	0,18	0,17	0,18
$CaO$	11,14	11,32	10,61	11,36
$Na_2O$	2,71	2,76	2,23	2,63
$K_2O$	0,26	0,22	0,30	0,23
$TiO_2$	1,39	1,43	2,09	1,48
$P_2O_5$	0,15	0,14	0,23	—

\* В круглых скобках — количество анализов.

последние годы детальные исследования отдельных океанических областей обнаружили значительные различия по содержанию элементов-примесей даже в пределах локальных участков опробования, например в отдельных точках бурения в районе Срединно-Атлантического хребта (в г/т): Sr 90—130, Ba 3—160, Ni 75—220, Cr 160—700. Значительный разброс средних сохраняется и при группировке тех же проб по петрохимическим типам [110; 40]. Однако средние, вычисленные для различных регионов, более сопоставимы. Их размах и определяет интервал содержаний, для которых можно вычислить генеральные средние или кларки. В качестве примера рассмотрим данные о содержании Sr для разных регионов (табл. 9). Если отбросить максимальную цифру 188 г/т для одного участка, то остальные средние содержания заключены в пределах сравнительно узкого интервала 100—140 г/т. Среднее для этого интервала составляет 120 г/т. Аналогично рассчитывались оценки и для других элементов (табл. 10). Средние для лантаноидов приведены по Ю. А. Балашову [2].

Г. Н. Хэнсон [119] рассмотрел распределение элементов-примесей для различных моделей генерации океанических базальтовых магм и пришел к общему выводу о невозможности объяснить наблюдаемые вариации в их редкоэлементном составе любым из предполагаемых процессов: простым частичным плавлением, фракционной кристаллизацией, зонной плавкой и др. Поэтому неоднородность мантии следует считать главной причиной различий как в составе магм, так и мантийного субстрата под океаническими хребтами и островами.

При детальном изучении состава базальтов Срединно-Атлантического хребта установлена еще большая дифференцированность источников и процессов выплавления базальтов. Предполагается, что даже в пределах отдельных локальных участков в этом процессе могло участвовать большое число мелких магматических очагов, различающихся по составу исходных магм (по соотношению

Таблица 9

Средние содержания стронция в базальтах океанического дна, г/т

Район опробования	Среднее содержание	Литературный источник	Район опробования	Среднее содержание	Литературный источник
Атлантика	130	[106]	Среднее для Срединно-Атлантического хребта	101	[117]
Срединно-Атлантический хребет	123	[55]	Хребет Карлсберга	140	[144]
Хребты Срединно-Атлантического и Карлсберг	140	[82]	Хребет Пальмира	121	[144]
Тихоокеанский хребет	131	[82]	Срединно-Атлантический хребет	188	[144]
Среднее для Срединно-Атлантического хребта	106	[110]	То же	108	[144]
			Хребет Хуан-де-Фука	125	[144]

Средние содержания элементов-примесей  
в океанических абиссальных базальтах, г/т

Элементы	Интервал средних содержаний, по отдельным регионам	Среднее	Элементы	Среднее
Li	2—9	5	La	3,4
Rb	1—3	2	Ce	10,3
Cs	0,01—0,05	0,03	Pr	1,9
Sr	100—140	120	Nd	9,9
Ba	8—77	43	Sm	3,5
Zr	40—130	85	Eu	1,3
Nb	3—10	6	Gd	5,0
Sc	40—60	50	Tb	0,9
Ga	10—20	15	Dy	5,2
V	240—340	290	Ho	1,2
Cr	296—340	318	Er	3,5
Co	28—75	50	Tm	0,5
Ni	97—123	110	Yb	3,2
			Lu	0,5
			Y	31,7

диоксидового и анортитового компонентов). Магмы с повышенной величиной  $An/Di$  отличаются низкими содержаниями элементов-примесей — Zr, Y, Sr, Rb и др. [110].

#### КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ТОЛЕИТЫ

Главным представителем континентальных базальтовых серий являются толеитовые базальты — платобазальты и траппы, занимающие громадные площади и объемы — до десятков и сотен тысяч кубических километров (Сибирская платформа; плато Декан; бассейн р. Колумбия в США и др.). Наряду с толеитовыми базальтами в этих провинциях присутствуют также пикрито-базальты, оливиновые диабазы, кварцевые толеиты, а также встречающиеся в подчиненных количествах кремнекислые (андезиты, дациты и др.) и еще более редкие щелочные дифференциаты (щелочные оливиновые базальты, щелочно-ультраосновные базальтоиды и др.). Отсутствие пород среднего состава — характерная черта платобазальтовых серий, отличающая их от андезитобазальтовых ассоциаций островных дуг.

Содержание кремнезема, фемических компонентов и щелочных металлов в платобазальтах примерно одинаково (табл. 11). Обогащение железом в процессе кристаллизации (феннеровский тренд) нередко рассматривается как типичный признак толеитовых серий. На этом основании некоторые исследователи высказывают предположение, что исходная для платобазальтов магма по составу должна приближаться к наиболее магнезиальным толеитам типа гавайских. Однородный химический состав основной

массы толеитов и громадные объемы базальтовых излияний, неоднократно повторявшихся в геологической истории Земли, позволяют считать платобазальты представителями первичных мантийных магм, в той или иной степени дифференцированных при формировании эффузивных толщ и интрузивных залежей диабазов (долеритов). Состав среднего толеита, который принимается нами за эквивалент «стандартного» состава исходной платобазальтовой магмы, отличается повышенной величиной  $Mg/Mg+Fe$  по сравнению со средним составом траппов. В этом отношении он ближе к гавайскому толеитовому базальту.

Типичным случаем проявления тенденции обогащения железом на ранних и средних стадиях кристаллизации считается серия Скергаарда, для которой кривая изменения состава пород на диаграмме AFM идет параллельно стороне  $MgO-FeO$ . Однако систематическое петрологическое изучение толеитовых серий, проведенное в последние годы, показывает, что для них наблюдаются различные степени повышения относительной железистости вплоть до проявления противоположных трендов в одних и тех же сериях. Эти данные говорят о том, что появление толеитового или известково-щелочного тренда в значительной степени обусловлено локальными

Таблица II

Химический состав толеитовых базальтов и долеритов, %

Компоненты	Траппы [47]		Интрузивные долериты [36]	Траппы Декана [47]	Средний базальт [102]	Долерит Карру [47]		Базальт Колумбии Ривер [75]	Базальт Парана [75]	Долерит Тасмании [47]	Толегитовые базальты Гавайских островов [47]	Среднее	
	Траппы [47]	Сибирская платформа				[102]	[47]					Траппы древних платформ [47]	Толегитовый базальт [134]
$SiO_2$	48,43	49,7	49,40	51,50	52,7	51,88	50,1	51,6	53,13	49,10	49,22	51,5	
$TiO_2$	1,48	1,1	2,15	2,37	1,16	1,34	1,6	2,0	0,60	2,31	1,48	1,6	
$Al_2O_3$	15,35	15,6	14,06	13,47	15,4	15,30	15,9	13,5	16,13	14,76	15,18	16,3	
$Fe_2O_3$	3,59	4,1	3,80	3,10	1,38	1,35	3,6	5,3	1,00	3,64	3,18	3,1	
$FeO$	9,39	8,4	9,33	10,51	9,35	9,12	7,9	7,7	8,08	7,80	9,32	7,7	
$MnO$	0,19	0,1	0,18	0,18	0,22	0,23	0,2	0,2	0,14	0,17	0,20	0,2	
$MgO$	6,18	6,9	5,26	5,28	6,6	6,92	6,6	6,3	6,05	7,68	6,22	6,2	
$CaO$	10,69	11,0	9,95	9,79	9,96	10,03	10,5	9,8	11,23	10,43	10,47	10,0	
$Na_2O$	2,18	2,3	2,67	2,68	2,22	2,09	2,7	2,4	1,64	2,05	2,22	2,05	
$K_2O$	0,73	0,7	0,88	0,81	0,87	0,18	0,5	1,0	1,02	0,31	0,75	0,7	
$P_2O_5$	0,13	0,1	0,32	0,31	0,16	0,12	0,3	—	—	0,29	0,15	0,2	

условиями кристаллизации, в частности содержанием воды во вмещающих породах, что отражается на парциальном давлении кислорода в магматической камере. Обращается внимание и на то, что феннеровский тренд в его полном выражении (Скергаард) обычно не реализуется в большинстве толеитовых серий. Я. С. Кармайкл и другие исследователи отмечают, что «скергаардский» тренд был выведен на основе ряда данных и допущений, неравноценных по своей достоверности. Поэтому его следует рассматривать не столько как пример реальной дифференциации, сколько как модель, пусть упрощенную, показывающую вероятный процесс фракционной кристаллизации толеитовой магмы в условиях низкой активности (фугитивности) кислорода. Последняя отразилась на малой величине  $Fe_2O_3/FeO$  и на сильном увеличении  $Fe/Mg$ , характеризующем изменение начального состава кристаллизующейся магмы [101].

В отличие от серии Скергаарда, где содержание  $SiO_2$  сохраняется почти на одном уровне или уменьшается в начальный период кристаллизации, во многих толеитовых сериях кремнекислотность возрастает, хотя и не так резко, как в типичных известково-щелочных. Поэтому для разделения тех и других предлагается использовать соотношение  $SiO_2/(FeO/MgO)$  [140].

Содержания редких литофильных элементов-примесей в толеитовых базальтах приведены в табл. 12, основанной на данных по наиболее типичным трапповым провинциям Сибирской платформы, Декана и Карру, где основная масса пород отвечает составу исходных магм. Для элементов группы железа оценки среднего содержания приводятся по данным М. Принца [147]. При определении интервалов содержаний исключены данные по базальтам Зимбабве, отличающимся от остальных провинций платобазальтов резко повышенными содержаниями литофильных элементов-примесей.

Таблица 12

Содержание редких элементов в континентальных толеитах, г/т

Элементы	Интервал средних содержаний	Среднее для интервалов	Элементы	Интервал средних содержаний	Среднее для интервалов
Li	7—16	11 (10)	Nb	3—14	8 (16)
Rb	9—50	30 (30)	Sc	30—80	55 (33—40)
Sr	168—690	430 (450)	V	—	(250)
Ba	160—350	260 (244)	Cr	—	(160)
Be	0,8—1,0	0,9	Co	—	(40)
Zr	40—160	100 (108—112)	Ni	—	(85)

Составлена по данным Б. Г. Лутца [52], В. С. Гладких [27], Дж. Пирса и Дж. Кана [144] и других исследователей [58, 61, 126]. В скобках приведены средние [147, 159].

Содержание редкоземельных элементов  
в континентальных толеитах, г/т

Элементы	Базальты	Дифференцированные траппы	Диабаз Карру	Базальт нижней Саксонии, Гессен	Габбро Скергаарда	Норит Бушвелла	Среднее
	Сибирская платформа						
La	4,5—7,6	9,9—11	—	6,8—10,6	5,6	4,8	7,7
Ce	11—15	23—25	19,6	22—31	12,1	6,4	20,3
Pr	1,7—2,7	3,2—4,1	—	3,3—3,9	1,9	1,4	3,1
Nd	7,0—11,0	15—19	13,1	16,7—17,7	9,2	4,3	13,7
Sm	2,4—3,6	4,8—6,4	3,4	4,5—5,9	2,5	1,1	4,1
Eu	0,8—1,3	1,5—2,2	1,0	1,0—1,2	1,0	0,6	1,3
Gd	2,4—3,9	5,2—5,8	—	4,7—6,4	2,9	1,0	4,65
Tb	0,7—0,9	0,4—2,1	—	0,9	0,4	—	0,77
Dy	2,9—4,1	5,2—6,7	4,1	3,2—3,7	—	—	4,5
Ho	0,8—1,2	1,2—1,5	—	0,8—1,2	0,5	0,2	1,18
Er	1,9—3,0	2,9—3,9	2,4	1,7—2,4	1,4	0,8	2,45
Tm	—	—	—	0,4—0,6	0,2	0,1	0,36
Yb	1,7—2,3	2,5—3,4	2,3	1,4—2,0	1,2	0,5	2,45
Lu	0,55	0,4—0,7	—	0,5—0,6	0,2	—	0,4
Y	18—26	28—35	—	18—20	12,7	6,2	24,0
	—	—	—	—	—	—	Σ <sup>91</sup>

Средние содержания РЗЭ (табл. 13) даются по Ю. А. Балашову [2]. Для сравнения приведены данные по ряду толеитовых провинций — Сибирской платформе, Карру и др. [121; 70]. При сравнении платобазальтов и океанических толеитов видно значительное обогащение первых всеми РЗЭ при существенном повышении относительной концентрации элементов цериевой группы (рис. 12).

### ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫЕ БАЗАЛЬТЫ

Как самостоятельный магматический тип высокоглиноземистые базальты наиболее характерны для известково-щелочных серий геосинклинальных поясов и вулканических областей, приуроченных к современным островным дугам и активным окраинам континентов. При детальном геологич-

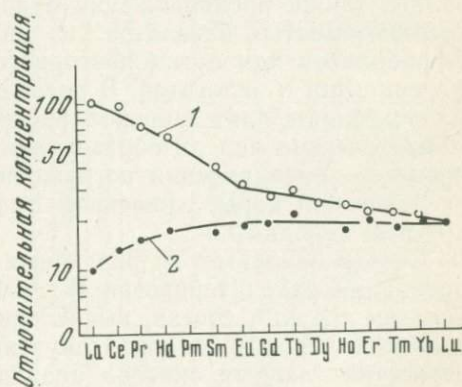


Рис. 12. Распределение РЗЭ в платобазальтах (1) и океанических толеитах (2) (по Дж. Шиллингу). Содержания нормализованы относительно хондрита

ческом и петрологическом изучении этих областей, проводившемся в последние годы, была намечена общая схема латеральной зональности в расположении различных серий вулканогенных пород в направлении от океана к континенту, толеитовая, известково-щелочная и щелочная (шошонитовая). Толеиты формируются на ранних этапах магматизма, щелочные породы — на поздних. Базальты входят в состав как толеитовой, так и известково-щелочной серий, сопутствуя андезитам, преобладающим в составе известково-щелочных островодужных серий. Поэтому в ряде работ они описывались как единый тип «базальтов андезитовой формации» или известково-щелочных базальтов. Однако по геохимическим особенностям они различны: базальты толеитовых серий отличаются пониженным содержанием калия и сопутствующих щелочных металлов при несколько повышенном содержании сидерофильных элементов-примесей.

Особенности химизма высокоглиноземистых базальтовых магм, отличающие их от типичных толеитовых и щелочнобазальтовых выплавов из богатого магнием мантийного перидотита, — высокое содержание глинозема при пониженной щелочности и  $Mg/(Mg+Fe)$  заставляют предполагать, что они могут возникать в процессе существенного фракционирования оливина и пироксена из первичных мантийных магм. Многие исследователи большое значение придают высокому давлению водного флюида. С учетом этих предположений были предложены различные, в той или иной степени альтернативные (петрологические) модели.

Ряд исследователей предполагает мантийный генезис высокоглиноземистых базальтов и андезитов путем частичного плавления перидотитов (пиролита) или гранатового лерцолита и последующей фракционной кристаллизации. При этом допускаются различные уровни генерации: от 15—35 км по известной модели Д. Х. Грина и А. Э. Рингвуда до 80—100 км [69; 83]. Высказывались также предположения о возможности выплавления высокоглиноземистых базальтов и андезитов из глубиннокоровых амфиболитов или путем повторного плавления базальтовых дифференциатов и эклогитов. В последние годы в связи с концепциями тектоники плит широкое распространение получили тектономагматические модели образования известково-щелочных магм в процессе переплавления погружающейся вдоль зоны Бенюфа океанической коры, сложенной амфиболитами, серпентинитами и другими породами.

Состав базальтов из различных континентальных андезитовых провинций охарактеризован В. А. Кутолиным [47]. В табл. 14 показан средний состав, вычисленный путем усреднения крайних значений для интервалов. Полученные таким путем значения содержания главных окислов практически совпадают со средним для базальтов андезитовой формации, рассчитанным статистически В. А. Кутолиным (общий объем выборки 355 анализов) и принимаемым нами в качестве эталонного представителя первичной высокоглиноземистой базальтовой магмы.

В настоящее время отсутствуют систематические данные по распределению редких элементов в высокоглиноземистых базальтах. Для базальтов некоторых островодужных ассоциаций по отдельным редким и редкоземельным элементам (табл. 15, 16) средние содержания были вычислены П. Джекишом и А. Уайтом [125] и Ю. А. Балашовым [2]. Более представительные данные имеются для Камчатской провинции (см. табл. 15) и Малой Антильской дуги (см. стр. 116).

Предполагают, что состав островодужных ассоциаций, количественное соотношение в них известково-щелочных и толеитовых пород отражает различия в типах строения земной коры. Ранним стадиям развития островодужных ассоциаций соответствуют преимущественно толеитовые серии, связанные с корой океанического типа, зрелым стадиям развития — кора континентального типа и увеличение доли известково-щелочных пород, в том числе и высокоглиноземистых базальтов [125, 139]. Хотя это предложение может быть принято как самая общая схема [92], данные по редким элементам свидетельствуют о большей близости островодужных низкокальциевых пород к океаническим базальтам по сравнению с нормальнокальциевыми высокоглиноземистыми базальтами. Содержание редких элементов (см. табл. 15) последова-

Таблица 14

Химический состав высокоглиноземистых базальтов, %

Компоненты	Базальты островных дуг			Андезитовая формация [47]							Среднее по В. А. Кутлину [47]	Среднее для интратервалов	Интервал содержания
	Толеитовый [125]	Высокоглиноземистый		Курило-Камчатская дуга [47]	Японские острова [47]	Алеутская дуга [47]	Индонезия [47]	Малый Кавказ [47]	Камчатка [47]	Каскадные горы [47]			
		[125]	[50]										
SiO <sub>2</sub>	51,57	50,59	50,19	51,28	50,47	51,25	51,27	49,27	51,56	52,25	49,27—52,25	50,8	50,86
TiO <sub>2</sub>	0,80	1,05	1,01	0,97	1,09	0,96	0,96	1,05	1,15	1,09	0,96—1,15	1,0	1,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,91	16,29	17,72	17,76	17,21	18,36	18,64	17,74	18,39	17,62	17,21—18,64	17,9	17,73
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,74	3,66	3,79	4,15	3,41	3,62	4,14	5,11	5,00	2,88	2,88—5,11	4,0	3,92
FeO	7,04	5,08	5,66	5,50	7,77	5,84	5,52	5,38	4,82	6,05	4,82—7,77	6,3	6,33
MnO	0,17	0,18	0,25	0,18	0,17	0,18	0,22	0,16	0,16	0,01	0,11—0,22	0,16	0,17
MgO	6,73	8,96	5,71	5,77	5,56	5,17	4,64	5,47	4,00	5,93	4,00—4,93	5,0	5,37
CaO	11,74	9,50	9,10	9,49	10,15	10,10	9,51	10,01	9,45	8,98	8,98—10,15	9,6	9,81
Na <sub>2</sub> O	2,41	2,89	2,75	2,64	2,35	3,06	2,95	3,06	2,35	3,32	2,35—3,32	2,9	2,69
K <sub>2</sub> O	0,44	1,07	1,02	1,17	0,64	0,95	1,39	1,45	1,26	0,83	0,64—1,45	1,2	1,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,21	0,32	0,19	0,15	0,26	0,16	0,31	—	0,29	0,15—0,31	0,2	0,19

Средние содержания редких элементов в базальтах островных дуг и континентальных окраин, г/т

Элементы	Толентовые базальты [125]	Высокоглиноземистые базальты						
		Восточный Папуа [125]	Курильские острова		Камчатка [50; 46]	Чили [133]	Новая Зеландия [133]	Курило-Камчатская дуга [50]
			[46]	[50]				
Li	—	—	5,8	10	9,3	—	—	8
Rb	5	10	5,7	32	14	10—31	11	14
Cs	—	—	0,8	0,6	1,0	—	—	0,8
Ba	75	115	104	260	420	150—510	—	310
Sr	200	330	440	550	390	280—470	333	430
Be	—	—	0,35	0,6	0,5	—	—	0,5
La	1,1	9,6	—	—	14,6	6—16	9,6	—
Yb	1,4	2,7	—	—	6,2	1,6—2,8	2,7	—
Y	—	20	—	—	28,6	—	—	—
Zr	70	100	—	—	—	—	—	—
Hf	1,0	2,6	—	—	—	1,7—3,6	—	—
Nb	1,5	2,5	1,1	4,6	4,3	—	—	32
Sc	—	—	—	—	—	20—37	38	—
Ni	30	25	25	28	39	19—110	33	32
Co	—	—	34	34	36	20—37	51	34
V	277	255	360	310	330	—	—	340
Cr	50	40	30	32	56	25—177	69	43

тельно возрастают при переходе от островных толентов к базальтам и далее к высокоглиноземистым базальтам Камчатки (зрелая стадия развития островной дуги с близкой к континентальной корой). Высокоглиноземистые базальты Камчатки по химическому составу близки к среднему типу базальтов андезитовых формаций (см. табл. 14). Имея это в виду, стандартные содержания редких элементов для высокоглиноземистых базальтов определены как среднее из значений для Камчатских и островодужных базальтов, по П. Джекишу и А. Уайту (см. табл. 15).

Таблица 16

Средние содержания редкоземельных элементов в базальтах островных дуг и окраин континентов

Элементы	г/т	% от ΣTR	Элементы	г/т	% от ΣTR
La	3,74	10,3	Dy	3,79	4,62
Ce	7,72	22,2	Ho	0,91	—
Pr	1,44	2,8	Er	2,21	2,6
Nd	6,92	16,9	Tm	0,37	0,37
Sm	2,40	4,20	Yb	2,31	2,25
Eu	0,84	1,36	Lu	0,36	0,36
Gd	3,31	5,13	Y	21,0	21,5
Tb	0,48	1,0			

Связь андезитового магматизма с зонами Беньофа, являющаяся одним из главных доводов в пользу мантийного происхождения андезитов, характерна как для островодужных серий, так и активных континентальных окраин андийского типа. Вместе с тем андезитовые ассоциации широко распространены в пределах удаленных от океанов внутриконтинентальных складчатых областей, где проявился наземный орогенный вулканизм. Это обстоятельство ставит под сомнение возможность привлечения какой-то единой тектоно-магматической модели для объяснения генезиса различных андезитов, например путем образования андезитовой магмы в процессе субдукции или других тектонических механизмов, определяющихся погружением и взаимным перемещением плит океанической литосферы вдоль зон Беньофа. Поэтому вероятно, что андезитовые магмы могли генерироваться разными способами за счет различных источников, отражающих особенности геологического положения областей известково-щелочного вулканизма.

Так, по представлениям И. Д. Рябчикова и О. А. Богатикова [73] появление различных типов андезитов обусловлено действием ряда сменяющихся во времени механизмов генерации андезитовых расплавов из основных пород или ультраосновного ювенильного материала. На ранних этапах развития Земли действовал ювенильный механизм, а формирование щелочноземельных островодужных ассоциаций связано с контаминационно-кристаллизационным механизмом. В последнем случае предполагается ассимиляция толеитовым расплавом сиалического материала, что приводит к замене клинопироксена на ромбический пироксен с обогащением расплава анортитовым компонентом. В выплавлении различных андезитовых и более кремнекислых магм большая роль в современных петрологических гипотезах отводится водным и углекислым флюидам. Однако общие петрологические данные заставляют считать более вероятным для условий верхней мантии сухой тип флюидов с незначительной долей воды и преобладанием восстановленных газов (водород, СО, углеводороды). С учетом этих данных в последнее время предложена также гипотеза о глубинном метасоматическом преобразовании мантийных клинопироксенитов и эклогитов с выносом «сухими» флюидами щелочей и свободного кремнезема, что приводит к снижению температуры начала плавления и вызывает выплавление более кремнекислых по сравнению с базальтовыми известково-щелочных магм [34].

Конвергентное происхождение андезитов и связь известково-щелочных серий с различными магматическими источниками позволяют считать, что андезиты из различных формаций будут отличаться по петрохимическим особенностям. С этим согласуются данные о петрохимических особенностях разновозрастных андезитовых серий, позволяющие противопоставить андезиты

современных островных дуг андезитовым сериям подвижных областей, формировавшихся в условиях развитой континентальной коры.

Представляют интерес также данные по крупным островным областям, объединяющим зоны с различной мощностью и типом коры. Так, для Камчатки не выявлено прямой зависимости между внутренним строением (расслоенностью) земной коры и степенью дифференцированности базальт-андезитовых серий. Вместе с тем намечается зависимость характера андезитовых серий, полноты их дифференциации как от общей мощности коры, так и от возможности завершения магматической эволюции в условиях внутрикоревой дифференциации и контаминации базальтовой мантийной магмы сиалическим (полевошпатовым) материалом из нижних горизонтов земной коры [71]. При этом возможно выделение двух генетически самостоятельных серий: базальт-андезитовой (собственно мантийной) и базальт-андезит-дацит-липаритовой (мантийной контаминированной). Для первой характерны высокоглиноземистые андезиты, для второй — низкоглиноземистые.

Для ряда островных дуг Тихого океана устанавливается общее соответствие состава андезитов уже упоминавшейся при характеристике высокоглиноземистых базальтов латеральной зональности в размещении эффузивов различного состава: низкокальциевые с пониженным содержанием глинозема андезиты принадлежат к ранним (приокеанским) сериям, а высококальциевые и высокоглиноземистые разности — к известково-щелочным сериям зрелой стадии развития островных дуг.

Согласно А. Р. Мак-Берни [54], обобщившему данные по составу андезитов из различных геологических областей, известковые андезиты островных дуг ( $\text{CaO} > \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) через переходные известково-щелочные разности окраин континентов сменяются щелочно-известковыми андезитами ( $\text{CaO} < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ), представляющими внутриконтинентальные вулканические области (табл. 17). При этом существенно уменьшается количество нормативного кварца и анортита и примерно в два раза увеличивается суммарное содержание альбитового и ортоклазового компонентов. Щелочи преобладают над  $\text{CaO}$  и в составе андезитов из андезитовых вулканов, расположенных вблизи окраин континента, характеризующихся заметной мощностью сиалической коры. Однако в целом ни для островодужных, ни для внутриконтинентальных регионов не установлено четкой однотипной зависимости петрохимических особенностей андезитов от тектонических и литологических особенностей земной коры.

Оценки среднего состава андезитов, полученные различными авторами, приведены в табл. 17. Обращает на себя внимание близость общих (глобальных) составов по Р. О. Дели (86 анализов) и А. А. Беусу (866 анализов по 54 регионам). Сопоставима с ними и оценка среднего андезита, вычисленная для всей территории СССР [75]. В петрологическом отношении особенно интересны оценки, сделанные с учетом формационной специфики по-

## Химический состав андезитов типичных провинций, %

Компо- ненты	Общие типы				Формационные типы [54]			Петрографические провинции				Средний состав	
	по Р. О. Делл	по С. Р. Тей- лору [77]	по А. А. Беусу [9]	по С. П. Со- ловьеву [75]	Из- вест- ковые	Извест- ково- щелочные	Щелочно- извест- ковые	Малые Антиль- ские острова	Канад- ский щит	Анды	Охотско- Чукот- ский пояс	Континен- тальный андезит	Андези- товая магма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO <sub>2</sub>	59,59	59,5	59,00	59,30	58,68	58,65	58,05	59,02	57,6	58,7	56,1	59,2	59,5
TiO <sub>2</sub>	0,77	0,70	0,84	0,79	0,81	0,79	1,10	0,67	1,00	1,0	1,0	0,9	0,8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,31	17,2	17,00	17,22	17,29	17,43	17,15	17,40	15,4	16,6	16,9	16,8	17,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,33	6,10	2,40	3,78	2,97	3,21	3,30	1,88	1,82	3,0	4,4	3,0	3,0
FeO	3,13	—	4,20	2,25	3,96	3,48	2,54	5,22	5,96	3,6	3,7	4,0	4,1
MnO	0,18	0,16	0,15	0,18	0,12	0,10	0,13	—	0,15	0,1	0,2	0,1	0,1
MgO	2,75	3,42	3,16	3,02	3,14	3,28	2,16	2,99	3,75	3,6	3,1	4,2	3,1
CaO	5,80	7,03	6,10	5,90	7,13	6,26	5,13	7,88	5,64	6,2	6,0	6,7	7,2
Na <sub>2</sub> O	3,58	3,68	3,60	3,80	3,24	3,82	4,57	3,06	3,70	3,7	3,8	3,8	3,2
K <sub>2</sub> O	2,04	1,60	2,10	2,08	1,27	1,99	3,60	1,04	0,84	2,2	2,0	2,1	1,3
H <sub>2</sub> O	1,26	—	1,00	1,41	1,20	1,06	1,64	—	—	—	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,26	0,28	0,30	0,27	0,17	0,18	0,43	0,12	0,14	—	—	—	0,2

род и иллюстрирующие изменение состава при переходе от островодужных к континентальным сериям. Принимая также во внимание упомянутые выше положения, лежащие в основе петрологических моделей генезиса известково-щелочных серий, можно взять в качестве представителя исходной подкоровой андезитовой магмы состав островодужных андезитов, для которых в наименьшей степени вероятно контаминация коровым материалом, т. е. известковые андезиты. Средний состав (графа 6) пересчитан на базовую основу (графа 14).

При пересчете окиси и закиси железа на сумму его атомов «стандартному» типу андезитов практически идентичен средний состав андезитовой серии Малых Антильских островов, рассчитанный с учетом площадных соотношений всех типов вулканитов по 1518 анализам. Эта серия примечательна в том отношении, что образование всех типов пород — от базальтов до наиболее кремнекислых разностей как будто полностью исключает возможность контаминации мантийных расплавов силикатическим коровым материалом. Таким образом, история формирования здесь андезитов и сопутствующих пород удовлетворяет гипотезам о ведущей роли частичного плавления гетерогенной мантии и последующей фракционной кристаллизации андезито-базальтовых расплавов. Взятый нами в качестве стандартного состав андезитов близко сопоставим с общим средним типом андезитов, по С. Р. Тейлору (см. табл. 17).

Имеющиеся в настоящее время материалы о распределении редких элементов в андезитах не позволяют с достаточной полнотой рассмотреть геохимические особенности андезитовых магм из различных щелочно-известковых серий. Однако они удовлетворительны в том отношении, что представительная геохимическая информация получена для островодужных серий, в наибольшей степени характеризующих мантийный тип андезитовой магмы (табл. 18). Данные о содержании группы РЗЭ в островодужных андезитах и дацитах приводятся по Ю. А. Балашову [2].

По химическому составу к щелочно-известковым андезитам близки тоналиты (кварцевые диориты), слагающие наряду с габброидами и гранитоидами крупные «гранитные батолиты». Поскольку можно провести прямую параллель между тоналит-гранодиорит-гранитным рядом в батолитах и андезит-дацит-риолитовыми сериями, то вопрос о мантийных источниках для тоналитовых магм также правомерен, как и для андезитовых. В итоге длительной дискуссии между сторонниками магматического и метасоматического происхождения гранитов наибольшее признание получили представления о магматическом генезисе основной массы гранитов и гранодиоритов путем анатектического выплавления из глубиннокоровых пород. Эти представления были дополнены известной гипотезой Д. С. Коржинского о магматической гранитизации под воздействием потоков фильтрации мантийных флюидов. Возникновение таких потоков фильтрации связано с процессами дегазации мантии. Для небольшой части гранитов допускается

Средние содержания редких элементов в андезитах, г/т

Элементы	Острово- дужные провинции		Малые Англий- ские острова [100]	Маргиника [117]	Курильские острова [50]		Камчатка [50]	Стратовулканы Чили [133]	Континентальные окраины [50]	Курило-Камчат- ская островная дуга [50]
	[77]	[125]			низко- кальцевые	высоко- кальцевые				
Li	10	—	—	—	7,8	10	12	—	23	10,5
Rb	31	6	36	26	8	41	21	68	56	21
Sr	385	220	340	309	400	430	380	630	600	400
Ba	270	100	245	146	110	470	450	590	643	350
Be	—	—	—	—	0,3	0,7	0,7	—	—	0,6
Zr	110	70	107	—	—	—	—	—	—	—
Hf	2,3	1,0	—	—	—	—	—	3,9	—	—
Nb	4,3	—	4	—	1,1	2,4	5,9	—	—	3,7
Sc	30	—	—	—	—	—	—	5—10	—	—
V	175	—	110—140	—	210	180	280	—	131	210
Cr	56	15	—	21	23	17	25	104—120	100	26
Co	24	—	—	16	25	18	23	11—16	20	24
Ni	18	20	50	5	15	17	20	27	38	20

связь с гранитовыми магмами — конечными дифференциатами первичных базальтовых магм.

Экспериментальные исследования [162; 163] показывают, что и при повышенном содержании воды в гнейсах (до 2%) выплавляемые в коре магмы заключены в области составов гранита — гранодиорита. Генерация тоналитов требует значительно более высоких температур — до 1100°С, что обусловлено необходимостью растворения тугоплавких компонентов. В глубиннокоровых условиях «тоналитовые магмы» должны состоять из смеси гранодиоритового или гранитного расплава с включениями тугоплавких остаточных кристаллов. П. Дж. Уайли приходит к выводу, что тоналитовые расплавы не могут генерироваться при нормальном региональном метаморфизме.

Исследователи, допускающие коровое происхождение тоналит-гранодиорит-гранитовых серий [90], констатируют, что плавление исходных метаморфитов — гнейсов, граувакков происходило при более высоких температурах и давлениях по сравнению с областью «минимальных» расплавов. Поэтому приходится допускать глубинный источник разогрева — глубинные очаги мафических магм. Также трудно предположить и выплавление тоналитов из мантийных перидотитов, поскольку для этого, судя по экспериментальным данным, необходимо слишком высокое содержание воды — 10—20%. С учетом этих данных в последние годы были предложены модели мантийной генерации тоналитовых магм, но не за счет мантийных перидотитов, а путем смешения магм или расплавления погруженных в процессе субдукции океанических пород основного состава (зоны невадийского типа). Допускается

также, что высокая степень плавления базитов и мантийных перидотитов обусловлена их интенсивным взаимодействием с флюидами, генерируемыми в зоне Заварицкого — Беньофа. Возможность поступления воды и других летучих в области мантийной генерации тоналитовых магм была наиболее вероятной на ранней стадии формирования примитивной континентальной коры [101; 129].

В связи с изложенным выше несомненный интерес представляют данные по тоналит-плагногранитовым (трондъемитовым) комплексам так называемых первичнокоровых гранитов, широко распространенных в древнейших участках докембрийских щитов и имеющих в среднем тоналитовый состав [62]. Рассматривая вопрос о генезисе первичнокоровых гранитов, И. Д. Батиева подчеркивает две их существенные особенности: а) наличие непрерывного ряда взаимопереходов от диоритов до плагногранитов и б) низкое — мантийное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , равное 0,701—0,706. Эти особенности позволяют авторам допускать первичную генерацию андезито-дацитовых расплавов из глубоких слоев базитовой протокры.

Состав тоналитов охватывает широкий диапазон кремнекислотности: от наиболее распространенных кремнекислых тоналитов из гранитных батолитов, сходных со средним составом коровых кварцевых диоритов, до наиболее основных, приближающихся к габброидам (табл. 19). В качестве эквивалента «стандартной» тоналитовой магмы можно принять средний состав кварцевых диоритов-тоналитов [9, 10]. При сопоставлении мантийных или мантийно-коровых тоналитов с типичными палингенными диоритами [90; 142] видно повышенное содержание Rb — до 80—85 г/т и Ba — до 1000—1300 г/т в палингенных диоритах.

Таблица 19

Химический состав тоналитов

Компоненты	Южная Калифорния [130]	Гейбриды [155]	Онтарио [120]	Среднее по 25 регионам [9, 10]	Компоненты	Южная Калифорния [130]	Гейбриды [155]	Онтарио [120]	Среднее по 25 регионам [9, 10]
	Окислы, %					Элементы-примеси, г/т			
SiO <sub>2</sub>	62,7	61,2	63,3	61,25	Li	—	—	—	25
TiO <sub>2</sub>	0,7	0,8	0,3	0,76	Rb	—	25	12	110
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,7	20,1	19,4	16,35	Sr	—	721	1127	450
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,4	3,2	1,0	2,16	Ba	—	—	405	380
FeO	4,5	3,9	1,4	4,30	Y	—	18	—	29
MnO	0,1	0,1	—	0,12	Zr	—	164	—	140
MgO	2,7	4,4	1,4	2,60	Nb	—	8	—	20
CaO	5,7	7,6	5,3	5,47	Sc	—	—	—	20
Na <sub>2</sub> O	3,4	3,9	6,1	3,48	V	—	—	—	150
K <sub>2</sub> O	1,6	1,4	0,9	1,95	Cr	—	64	—	55
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,1	0,3	0,1	0,25	Ni	—	26	—	50
					Co	—	—	—	9

Глубинный характер щелочнобазальтовых магм, предполагаемый по данным экспериментальной петрологии и отличающий их от менее селективных толеитовых расплавов, вполне соответствует особенностям геологического положения щелочнобазальтовых серий — характерной для них связью с зонами протяженных глубинных разломов в пределах платформенных континентальных областей, а также появлением в составе эффузивных серий вулканических островов вне областей массового толеитового магматизма срединно-океанских хребтов. Глубинность источников щелочнобазальтовых магм подчеркивается находками в щелочных базальтах и базальтоидах ксенолитов мантийных пород — гранатовых перцолитов, шпинелевых перидотитов и эклогитов.

Подобные специфические черты щелочных базальтов сохраняются и в случае их более редкого нахождения в щелочных провинциях близ краевых частей континентов. Так, кайнозойский щелочнобазальтовый вулканизм Дальнего Востока проявился на стадии перехода области завершенной складчатости к платформенному режиму, после массовых излияний толеитов в связи с формированием наиболее глубинных расколов. Щелочные базальты из отдельных вулканов содержат ксенолиты мантийных шпинелевых перидотитов и отличаются повышенным содержанием литофильных и других элементов-примесей, не найденных в толеитах [30].

О мантийном происхождении щелочных базальтов свидетельствует также и изотопный состав стронция. В щелочных базальтах значения отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  находятся примерно в тех же пределах, как и в океанических толеитах — продуктах массового плавления мантийного материала (0,703—0,705). Несколько выше значения этого отношения в континентальных щелочных породах до 0,710, хотя они значительно ниже среднего значения для земной коры [38; 63]. Исходя из этих данных, большинство исследователей связывает формирование континентальных и океанических щелочнобазальтовых серий с процессами дифференциации исходных мантийных щелочных оливин-базальтовых магм или более основных мантийных выплавов (базанитов и др.). При общем сходстве щелочных базальтовых серий океанических и континентальных провинций для них указываются и некоторые различия, прежде всего более натровый характер океанических базальтов и базальтоидов.

Термин «щелочные базальты» чаще всего используется при общей групповой характеристике эффузивных ассоциаций. Нередко эти породы описываются и как трахибазальты. В большинстве случаев к щелочным базальтам или трахибазальтам относят породы в широком диапазоне кремнекислотности — от 45 до 50—51 %  $\text{SiO}_2$  и щелочности — от 2 до 6 %  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ , если содержание нормативного нефелина не превышает 5 %. При большем содержании нефелина породы определяют как базанитоиды — с

модальным нефелином (до 10 %). Таким образом, поле трахибазальтов — трахиандезитов отделяет известково-щелочные серии от щелочных, содержащих нефелин и другие фельдшпатоиды.

### ЩЕЛОЧНЫЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ БАЗАЛТЫ

Породы этой группы наиболее распространены в эффузивных провинциях, связанных с областями континентального рифтогенеза и зонами активизации тектонических линеаментов (глубинных разломов). В качестве наиболее известных примеров можно указать щелочнобазальтовые серии Восточно-Африканских рифтов или Рейнского грабена и Богемско-Силезской вулканической дуги в Центральной Европе. Подобные серии были детально изучены в последние годы и в других районах (Припятский и Днепровский грабены, Байкальская рифтовая зона, Центральная и Юго-Восточная Монголия и др.). Наряду со щелочными базальтами в состав эффузивных серий входят более основные вулканы (тефриты, лимбургиты, базаниты и др.), а также и относительно кремнекислые щелочные дифференциаты (трахиандезиты, трахиты, фонолиты, пантеллериты — комендиты).

В типичных (сиалических) рифтовых провинциях щелочным базальтам сопутствуют щелочно-ультраосновные и карбонатитовые серии, развитые в наибольших масштабах в автономных вулканических центрах и субвулканических интрузивных комплексах. Менее распространены интрузивные аналоги щелочных базальтов — различные щелочные габброиды, представленные обычно мелкими штоками и дайками (грабен Осло, Кузнецкий Алатау и др.), изредка — интрузиями центрального типа и дифференцированными силлами тешенитов [29; 88].

Эффузивные серии и вулканоплутонические комплексы щелочных базальтов, базальтоидов и габброидов выделяются в формацию или ассоциацию щелочных оливиновых базальтов. В главнейших областях развития эта формация имеет более молодой возраст по сравнению с трапповыми формациями. Если возраст главных трапповых комплексов мира пермский, триасовый или юрский, то возраст оливин-базальтовых или трахибазальтовых комплексов — преимущественно верхнемеловой, третичный и четвертичный [45; 78].

Составы щелочных базальтов различных континентальных провинций приведены в табл. 20. Средний состав щелочных оливиновых базальтов континентальных ассоциаций, по В. С. Гладких и Р. И. Когану (графа 13), рассчитан по наиболее представительной выборке и может быть принят за эквивалент стандартного типа континентальной щелочнобазальтовой магмы.

В большинстве щелочнобазальтовых провинций СССР оливиновые щелочные базальты являются наиболее распространенными породами в разрезах вулканогенных толщ — до 60—80 % от их общего объема. Им сопутствуют более кремнекислые дифференциаты — трахиандезито-базальты, трахиандезиты. Трахиты хотя

## Химический состав континентальных и щелочных оливиновых базальтов, %

Компоненты	Прибайкалье [47]	Восточный Китай и Приморье [47]	Восточно-Африканские рифты [47]	Мадагаскар [47]	Австралия [47]	Восточный рифт [23]	Эфиопский рифт [27]	Припятский и Днепровский грабены [27]	Западный рифт [23]	Средний		
										По Р. Шварцу и Дж. Роджерсу [150] (276)	По В. С. Гладких и Р. И. Когану	
											(250)*	(508) [18]
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	46,47	47,96	46,85	48,05	48,29	46,30	47,04	46,16	48,02	47,78	47,3	46,64
TiO <sub>2</sub>	2,23	2,02	2,31	2,83	2,14	2,53	2,17	3,39	2,92	2,22	2,3	2,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,39	15,59	15,40	13,67	15,50	14,14	15,55	14,61	15,03	15,33	15,2	15,59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,68	5,75	4,55	4,20	3,43	4,99	4,64	6,85	5,01	4,09	11,7	5,05
FeO	7,44	5,85	8,10	8,48	7,58	8,21	7,68	7,55	8,59	7,51	11,7	7,54
MnO	0,22	0,18	0,18	—	0,14	0,25	0,33	0,14	0,21	0,15	—	0,13
MgO	8,24	6,31	6,68	6,18	6,99	8,07	6,72	7,68	4,72	6,99	7,5	7,94
CaO	8,80	8,77	10,31	10,76	8,51	10,99	10,63	7,30	9,79	9,00	9,6	10,12
Na <sub>2</sub> O	1,83	3,32	2,70	2,41	3,15	2,87	3,09	2,75	2,12	2,85	3,2	2,79
K <sub>2</sub> O	1,02	1,64	1,15	1,01	1,41	1,15	1,65	2,43	2,99	1,31	1,2	1,35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,50	0,45	0,37	0,38	0,45	0,45	0,50	0,68	0,55	0,44	—	0,45

\* В круглых скобках указано число анализов.

и присутствуют во многих провинциях, но обычно в резко подчиненных количествах (до нескольких процентов), а фonoлиты чрезвычайно редки. Бесполовошпатовые и другие базальтоиды (нефелиниты, лимбургиты и др.) хотя и нередки, но развиты в небольших количествах. Лишь в отдельных провинциях (Маймеча-Котуйская, Днепровский грабен) они выступают как главный тип эффузивов, локализуясь в отдельных участках, где практически отсутствуют палеошпатовые лавы. Поэтому остается дискуссионным вопрос о прямой комагматичности тех и других пород.

По величине отношения натрия к калию вулканические породы ряда щелочной оливиновой базальт — трахит могут быть отнесены преимущественно к натриевым ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1,5$ ) или натриево-калиевым сериям ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1-1,5$ ). Следует отметить региональную устойчивость главных петрохимических характеристик для однотипных серий пород, даже если они пространственно разобщены. Так, в щелочных сериях Джиды и Витима величина отношения  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  для щелочных оливиновых базальтов составляет соответственно 2,07 и 2,22, а в базальтоидах этих двух районов — 1,88 и 1,76. Для серий щелочных базальтов, развитых в различных участках Днепровско-Донецкого грабена, также сохраняется близкая величина  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ , равная 1,1—1,2. Отмеченные особенности свидетельствуют об устойчивости состава глубинных базальтовых магм, родоначальных для региональных щелочнобазальтовых серий.

По данным об объемных соотношениях щелочных эффузивов для ряда региональных базальтоидных серий, не представленных в подсчетах В. А. Кутолина, был рассчитан примерный средний состав исходных магм (табл. 21). Очевидна его близость к среднему составу континентального щелочного оливинового базальта. Близко сопоставим с ним и средний состав главного типа оливи-

Таблица 21

Состав региональных щелочнобазальтовых магм, %

Компоненты	Водновахская зона	Припятско-Днепровский прогиб	Кузнецкий Алатау	Западный Урал	Средний состав [19]
$\text{SiO}_2$	44,90	44,16	48,35	49,02	46,9
$\text{TiO}_2$	4,32	3,39	1,48	3,0	3,0
$\text{Al}_2\text{O}_3$	13,17	14,61	16,90	13,52	14,6
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	8,06	6,85	6,35	4,27	6,4
$\text{FeO}$	6,59	7,55	5,26	7,81	6,8
$\text{MnO}$	0,19	0,14	—	0,11	0,15
$\text{MgO}$	7,52	7,68	6,08	6,63	7,0
$\text{CaO}$	10,18	7,30	10,88	10,97	9,8
$\text{Na}_2\text{O}$	2,33	2,75	3,42	3,66	3,0
$\text{K}_2\text{O}$	2,11	2,43	1,22	1,02	1,7
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,53	0,69	—	—	0,6

## Содержания редких элементов в континентальных щелочных базальтах, г/т

Элементы	Восточный рифт [23]	Среднее по М. Прищцу [147]	Среднее по Л. Н. Овчинникову и др. [61]	Петрографические провинции									Оценка среднего
				Прибайкалье [129]	Днепровско-Припятская зона [27]	Средний Урал [20]	Афарский рифт [98]	Вулкан Силлали [136]	О. Росса [113]	Нью-Брунsvик [158]	Интервалы содержания	Среднее для интервалов	
Li	7,9	12	13	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10
Rb	33,0	51	—	42	40	—	13—33	16	72	11	11—72	41	40
Sr	735	774	360—660	—	—	410—1290	343—490	617	1270	251	251—1290	770	770
Ba	440	440	600—2000	—	—	—	250—541	884	710	—	250—710	480	450
Be	1	—	1—2	3	—	1	—	—	—	—	1—4	—	2
Ga	25	20	18—20	—	—	—	—	—	—	—	—	—	20
Sc	23	31	—	14	36	18—23	21—30	—	—	—	14—35	24	25
Zr	300	138	200—300	450	330	210—357	121—266	237	490	220	121—490	306	250
Nb	57	—	12—40	78	58	17—88	—	27	—	24	17—88	52	55
Ta	3,2	—	—	5	7	2—6	2—4	—	—	—	2—7	4	—
Ni	135	101	36—70	82	166	44—58	—	—	—	54	44—166	105	110
V	263	236	230—500	214	270	141—188	—	—	190	—	141—334	287	260
Cr	322	187	22—106	240	320	132—173	—	155	—	79	79—320	200	200
Co	51	42	30—50	—	40—52	—	—	71	32	49	15—71	43	45

Средние содержания редкоземельных элементов (в г/т) [2]; La 5,9, Ce 105, Pr 12, Nd 43, Sm 7, Eu 2, Gd 7, Tb 1, Dy 4,5, Ho 1, Er 2,8, Yb 2, Y 23.

новых щелочных базальтов, рассчитанный для Восточно-Африканской рифтовой зоны [23].

Средние интервальные оценки содержаний редких элементов в щелочных базальтах из различных континентальных провинций, вычисленные по данным табл. 22, в основном сходны со средними содержаниями редких элементов для базальтов Восточного рифта, по В. И. Герасимовскому и А. И. Полякову, и общего типа щелочных базальтов, по М. Принцу [147]. Усреднением всех этих данных получено принятое среднее содержание редких элементов для континентальных щелочнобазальтовых магм.

## ЩЕЛОЧНЫЕ ОКЕАНИЧЕСКИЕ БАЗАЛТЫ

В отличие от абиссальных толеитов, развитых на обширной площади дна океанов, щелочные базальты приурочены к отдельным океаническим островам. Океанические острова представляют собой преимущественно вершины подводных вулканических построек, реже наиболее приподнятые участки срединноокеанических хребтов. Характерной особенностью вулканитов океанических островов является возрастание щелочности вулканогенных серий по мере удаления от осевых линий срединноокеанических хребтов [112; 101]. На основе геофизических данных зоны срединноокеанических хребтов противопоставляются внутренним областям океанических плит как участки с повышенным тепловым потоком, что позволяет предполагать для них более массовое выплавление подкорковых магм. Для более глубинных и более селективных магм по данным экспериментальной петрологии предполагается повышенная щелочность и недосыщенность кремнеземом, что лежит в основе общих петрологических моделей П. В. Гаста, Д. Х. Грина и др.

Примечательной особенностью состава щелочных океанических базальтов является натровый тип щелочности. В редких случаях (калиевые серии) отношение  $K_2O/Na_2O$  повышено и в исходных щелочных базальтах. Для них предполагается [38] возможность изменения состава первичных глубинных магм в процессе взаимодействия с коровыми породами (острова Кергелен, Тристан-да-Кунья и др.). Повышение щелочности островных серий обычно сопряжено с увеличением содержания редких элементов, что также позволяет противопоставлять островные и абиссальные базальты. В то же время особенности распределения редких элементов показывают, что исходные предпосылки и экспериментальная основа общих петрологических моделей недостаточны для объяснения известных геохимических особенностей эволюции базальтовых магм. Поэтому привлекаются и другие факторы, в первую очередь неоднородность состава верхней мантии и специфика расплава в зависимости от локальных условий фракционной кристаллизации.

Последующие процессы магматической дифференциации в отдельных субвулканических магматических камерах в еще большей

степени отражаются на составе островных серий [3]. В этих сериях щелочные базальты, обычно относимые к наименее дифференцированным продуктам исходных щелочнобазальтовых магм, составляют до 95% общего объема островных вулканитов. Таким образом, доля собственно щелочных пород (нефелиниты, фонолиты и др.) в составе вулканогенных серий невелика [38].

О химическом составе щелочных базальтов можно судить по данным анализа типичных пород из различных островных океанических провинций (табл. 23). Рассчитанный по интервалам содержания для данной выборки (9 анализов) средний состав близко сопоставим со средним составом океанического щелочного базальта [47]. Этот состав принимается за стандартный состав магмы, родоначальной для островных щелочнобазальтовых серий. При общем петрохимическом сходстве щелочных базальтов (Гавайи, Гаити и др.) сопоставляемые серии характеризуют разные типы щелочнобазальтовых ассоциаций, например, в гавайской серии толеитовые базальты резко доминируют над щелочными; в вулканитах острова Тристан-да-Кунья, напротив, развиты лишь щелочные базальты и их более кислые дифференциаты и т. д. Эти различия обусловлены конкретными особенностями близповерхностной магматической дифференциации в формировании отдельных островных серий, что отражается и на составе элементов-примесей

Таблица 23

Химический состав щелочных базальтов океанических островов, %

Окислы	Гавайи	Пасха	Маврикий	Родригес	Тришадат	Святой Елены	Гоф	Тристан-да-Кунья	Канарские	Интервалы содержания	Средние оценки	Среднее по 118 анализам [47]
SiO <sub>2</sub>	45,4	46,69	43,95	47,77	42,68	45,62	47,43	42,43	46,30	42,4—47,8	46,0	45,83
TiO <sub>2</sub>	3,0	4,11	2,57	1,96	2,00	3,30	3,33	4,11	3,48	1,9—4,1	3,0	3,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,7	15,11	13,40	17,14	16,65	16,75	15,64	14,15	15,47	13,4—17,1	15,5	14,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,1	4,13	2,85	2,64	5,08	2,18	2,96	5,84	4,12	2,2—5,1	3,7	3,90
FeO	9,2	9,12	9,79	6,45	8,11	9,26	7,93	8,48	7,62	6,4—9,7	8,4	8,43
MnO	0,2	0,14	0,17	0,10	0,20	0,13	0,12	0,17	0,23	0,1—0,2	0,2	0,14
MgO	7,8	4,49	11,70	7,73	5,57	5,84	7,96	6,71	6,47	4,5—10,4	7,7	7,65
CaO	10,5	9,48	10,52	9,66	11,00	9,86	8,21	11,91	9,59	8,2—11,9	10,2	10,02
Na <sub>2</sub> O	3,0	3,89	2,63	3,67	5,04	3,31	2,84	2,77	4,20	2,3—5,0	3,7	2,91
K <sub>2</sub> O	1,0	0,83	1,04	1,68	1,69	1,15	1,65	2,04	1,54	0,2—2,0	1,1	1,18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,4	0,42	0,29	0,52	0,67	0,48	0,22	0,58	0,68	0,2—0,7	0,5	0,48

Средние содержания редких и редкоземельных (РЗЭ) элементов в щелочных базальтах океанических островов, г/т

Элементы	Содержание	Элементы	Содержание	Элементы	Содержание
Редкие		Редкоземельные			
Li	11 (7—16)	La	28,5	Dy	5,3
Rb	40 (4—77)	Ce	45,5	Ho	0,9
Ba	480 (190—770)	Pr	7,8	Er	2,6
Sr	725 (320—1130)	Nd	29,5	Tm	0,4
Zr	300 (100—500)	Sm	6,1	Yb	1,6
Nb	50 (14—90)	Eu	1,8	Lu	0,2
Sc	25 (19—31)	Gd	8,5	Y	32
V	220 (30—410)	Tb	1,35		
Cr	185 (10—360)				
Co	40 (20—60)				
Ni	115 (20—210)				

В скобках даны интервалы содержаний.

(табл. 24). При оценке средних использованы данные, суммированные для островов Гавайских, Канарских, Тристан-да-Кунья, Гоф, Галапагос, Азорских, Коморских, Святой Елены и др. [25; 38; 61; 2; 143].

Для лантаноидов средние содержания приняты как среднее из содержаний РЗЭ в щелочных базальтах Коморских островов и Атлантики, по содержанию La они занимают среднее положение относительно прочих островных базальтов [25].

### ЩЕЛОЧНЫЕ МАГМЫ

В предыдущем изложении термин «щелочной» применялся при характеристике толеитовых и щелочнобазальтовых магм в связи с особенностями их состава, отражающими различия в валовом содержании щелочных металлов («щелочей») для определенного уровня кремнекислотности (диаграммы соотношения  $\text{SiO}_2 - \Sigma\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ). При этом противопоставление щелочных и щелочноземельных базальтовых магм сопряжено с составом силикатных минералов — основностью плагиклазов, появлением нормативного или модалного нефелина в недосыщенных кремнеземе составов и щелочных полевых шпатов — в насыщенных. Таким образом, в дифференциатах щелочнобазальтовых серий возрастание щелочности большей частью непосредственно связано с увеличением количества щелочного полевого шпата и содержания кремнезема: от 45—48% в щелочных базальтах до 57—60% в фонолитах и трахитах и 69—73% — в пантеллеритах и риолитах. Соответственно в дифференцированных интрузивных сериях к щелочным предлагается относить не только многие сиениты, но и значительную часть обычных биотитовых и двуслюдяных гранитов, если они не

содержат плагиоклаза [35]. В других типах пород, например в пироксенитах, повышение щелочности за счет появления железомagneзиальных слюд из группы биотита — флогопита нередко может служить основанием для отнесения пород к щелочным.

Выделение типов щелочных пород и магм в зависимости от состава полевых шпатов или по повышению валового содержания щелочных металлов пригодно лишь для некоторых групп пород. В общем же оно приводит к излишнему расширению объема понятия «щелочной» и не позволяет четко противопоставить обычным, широко распространенным («нормальным») породам особые группы «собственно щелочных пород». Они отличаются от пород нормального ряда тем, что максимальное увеличение содержания в них щелочей обычно сопряжено не с повышением, а с понижением содержания кремнезема. Поэтому типоморфными минералами собственно щелочных пород являются прежде всего нефелин и другие фельдшпатоиды, недосыщенные  $\text{SiO}_2$  по сравнению с щелочными полевыми шпатами и слюдами (мусковитом, биотитом).

В современной петрологии за основу выделения типичных щелочных пород берется определение С. И. Шенда, учитывающее специфику состава фельдшпатоидов и других типоморфных минералов по сравнению с полевыми шпатами\*. В щелочных полевых шпатах молекулярное отношение  $(\text{Na}_2\text{O}, \text{K}_2\text{O}) : \text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2 = 1 : 1 : 6$ . Составу щелочных пород и магм отвечают такие соотношения главных петрогенных окислов, при которых  $(\text{Na}_2\text{O}, \text{K}_2\text{O}) : \text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2 = n : 1 : 6$ , где  $n > 1$ . Важным показателем состава щелочных магм является коэффициент агпаитности:  $K_a = \text{Na} + \text{K} / \text{Al}$ . При  $K_a > 1$ , т. е. при относительном дефиците алюминия в составе пород, называемых агпаитовыми, появляются эгирин, арфведсонит и другие щелочные, обычно натриевые цветные и рудные минералы (эвдиалит, лампрофиллит и др.). При  $K_a \leq 1$  в нефелинсодержащих (миаскитовых) породах подобные минералы отсутствуют. Вместо них присутствуют цветные минералы, обычные для нормальных серий: биотит, сфен, циркон, ильменит, субщелочные пироксены и амфиболы.

Основываясь на указанных особенностях минерального и химического состава, среди типичных щелочных магм обычно выделяют: 1) щелочно-ультраосновные; 2) щелочно-габбронидные и щелочно-базальтоидные и 3) нефелин-сиенитовые и фонолитовые, что отвечает последовательному увеличению содержания кремнезема. Дальнейшее увеличение кремнекислотности приводит к появлению щелочных кремнекислых (насыщенных и пересыщенных) пород типа щелочных гранитов и сиенитов, которые не содержат фельдшпатоидов и в этом отношении могут быть противопоставлены первым трем группам собственно щелочных пород.

\* Определение термина «щелочные породы», вопросы их номенклатуры и классификации подробно рассмотрены Х. С. Серенсенем [88]. Петрографическая характеристика главных типов щелочных пород дана в монографии А. Н. Заваричского «Изверженные горные породы» [35].

Из изложенного следует, что систематика щелочных пород в магматических интрузивных сериях должна основываться прежде всего на соотношении нефелина с полевым шпатом. Таким путем можно выделить три главные группы пород:

1) бесполовошпатовую — существенно нефелиновые или нефелин-пироксеновые породы ряда уртитов — ийолитов — мельтейгитов; 2) нефелин-плагиоклазовую — тералиты и другие щелочные габброиды; 3) нефелин-K-Na-полевошпатовую с преобладанием калинатовых полевых шпатов над нефелином или примерно равным содержанием этих минералов — нефелиновые сиениты.

Дальнейшее подразделение основывается чаще всего на характере типоморфных цветных минералов. Поскольку основные плагиоклазы по содержанию кремнезема занимают промежуточное положение между нефелином и щелочными полевыми шпатами (микроклином, альбитом), то соответственно от существенно нефелиновых через нефелин-плагиоклазовые к нефелин-калишпатовым породам в общем постепенно возрастает содержание кремнезема, и выделенные выше по минеральному составу три группы (семейства) пород будут также представлять и три главных петрохимических типа щелочных магм: 1) щелочной ультраосновной (ультрамафический) — 40—45 %  $\text{SiO}_2$ ; 2) щелочной основной (габброидный) — 45—50 %  $\text{SiO}_2$ ; 3) щелочной средней (нефелин-сиенитовый) — 50—55 %  $\text{SiO}_2$  и больше.

Несмотря на весьма малое распространение по сравнению с гранитоидами, базальтами и другими широко встречающимися типами изверженных пород щелочные породы издавна привлекали внимание петрографов своеобразием своего состава, наличием редких, цветных и рудных минералов, образующих в совокупности яркие, необычные ассоциации. Поэтому уже к концу прошлого столетия достаточно четко было установлено, что щелочные интрузии и эффузивные серии с преобладанием щелочных дериватов распределены весьма неравномерно и концентрируются лишь в отдельных районах с определенными возрастными и тектоническими характеристиками. Так, А. Харкер, П. Ниггли и другие известные петрологи выделили следующие петрографические провинции: Атлантическую (натровые ряды пород), Средиземноморскую (калиевые) и Тихоокеанскую (известково-щелочные).

Современные данные о составе базальтовых магм и эффузивных серий согласуются с харкеровским подразделением основной массы третичных и современных эффузивных пород на две большие петрографические провинции: Атлантическую — с щелочными островными сериями и Тихоокеанскую — с известково-щелочными сериями островных дуг и континентальных орогенных окраин. Очевидна также и схематичность такого подразделения, поскольку в этих провинциях встречаются различные типы пород. В первую очередь это относится к Атлантической провинции, где главным типом пород являются не щелочные, а толеитовые абиссальные базальты.

Еще более существенно то обстоятельство, что основная масса щелочных пород приурочена к внутриконтинентальным платформенным областям. В большинстве случаев щелочные породы (фонолиты и др.) здесь появляются в качестве конечных производных щелочнобазальтовых магм, рассмотренных в предыдущем разделе. Для щелочных провинций, где отсутствуют сколько-нибудь значительные массивы щелочных базальтов и габброидов и в качестве главного типа пород присутствуют сиениты, предполагаются исходные глубиннокоровые сиенитовые магмы (грабен Осло). В ареалах гранитного магматизма появление мелких тел нефелиновых сиенитов и других щелочных пород обычно объясняют как результат процессов контактового взаимодействия гранитной магмы и карбонатных пород, хотя убедительные доказательства реального проявления подобных процессов чаще всего отсутствуют. Вместе с тем имеющиеся теперь данные по щелочным провинциям различных континентов свидетельствуют о несомненной генетической самостоятельности отдельных групп щелочных пород, их возможной связи с первичными мантийными щелочными магмами. В первую очередь это относится к щелочно-ультраосновным породам — меланефелинитам, нефелинитам, мелилититам и др., в меньшей степени — к фонолитам и нефелиновым сиенитам\*.

#### ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ

По химическому составу среди щелочно-ультраосновных пород принято выделять две главные группы — натриевую и калиевую. Такое деление согласуется с существенными различиями как в минеральном составе главных типов этих пород, так и в особенности их геологического положения. Для парагенезисов минералов натриевой группы характерен нефелин при отсутствии или второстепенной роли лейцита. Обратные соотношения между этими минералами наблюдаются в калиевой группе. В щелочно-ультраосновных лампрофирах, кимберлитах и некоторых других, более редких породах калиевая специфика обусловлена присутствием биотита в качестве ведущего породообразующего минерала. Общими цветными минералами для натриевых и калиевых типов пород являются клинопироксены, мелилит и оливин (последний обычно в эффузивных разностях).

В большинстве эффузивных и интрузивных щелочно-ультраосновных провинций четко проявлена либо натриевая, либо калиевая специфика при преимущественном распространении натриевых пород. Их главными представителями в эффузивных сериях являются различные нефелиниты и меланефелиниты, а в интрузивных — нефелино-пироксеновые породы типа ийолитов и мельтейгитов. Как в эффузивных, так и в интрузивных фациях натриевых

\* Описание главных районов щелочного магматизма приведено в монографии «Главнейшие провинции и формации щелочных пород» [26].

щелочно-ультраосновных серий нередко встречаются карбонаты, преимущественно в виде небольших интрузивных тел (штоки, дайки) и выполнений вулканических жерл и некков. В качестве наиболее яркого примера натриевых и калиевых серий можно указать щелочно-ультраосновные породы Восточно-Африканских рифтов [23].

По минеральному и химическому составу к перечисленным породам близки бесполовошпатовые щелочно-ультраосновные лампрофиры — альнеиты, мончикиты и др. Совместно с лимбургитами, авгититами и жильными фациями меланефелинитов, ийолитов и мельтейгитов они представлены сериями («роями») даек, которые сопутствуют комплексным массивам щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов в отдельных щелочных провинциях (Карело-Кольская, Маймеча-Котуйская и др.).

Примечательной породой в составе дайковых серий являются щелочные пикритовые порфириты, развитые также и в кимберлитовых провинциях. Кимберлиты представляют собой крайне гетерогенные, серпентинизированные и возможно в различной степени карбонатизированные породы, что затрудняет решение вопроса о составе первичной для них магмы. В этом отношении пикритовые порфириты — более удобный объект как для выяснения связей кимберлитового и щелочно-ультраосновного карбонатитового магматизма, так и для определения состава первичных мантийных магм.

Еще большее значение для выяснения особенностей состава наиболее глубинных типов щелочно-ультраосновных магм приобретают данные по петрологии и геохимии меланефелинитов и других бесполовошпатовых щелочных базальтоидов — эффузивных и жильных аналогов интрузивных и щелочно-ультраосновных пород. В комплексных интрузиях ийолитов и мельтейгитов и сопутствующих им карбонатитов разграничение магматических и метасоматических разностей пород и изучение процесса магматической дифференциации связаны со значительными затруднениями из-за интенсивно проявленных процессов высокотемпературного щелочно-метасоматоза и магматического замещения (нефелинизации и др.).

В отличие от пород сложных интрузивных комплексов их дайковые аналоги предоставляют возможность судить о продуктах дифференциации, а также о последовательной смене и составе парагенезисов минералов в более простых, изолированных системах, отвечающих отдельным порциям длительно эволюционирующей глубинной магмы. Так, в Карело-Кольской каледонской щелочной провинции внедрение многочисленных щелочно-ультраосновных даек сопутствует формированию комплексных интрузивных массивов щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов, но охватывает гораздо больший возрастной диапазон (свыше 200 млн. лет). Результаты выполненного в последние годы детального геохимического и петрологического изучения дайковых серий позволяют определить состав первичных щелочнокарбонат-

ных магм и использовать редкие элементы как геохимические индикаторы процессов магматической дифференциации [21].

В эволюционной серии даек по мере увеличения щелочности и понижения температуры расплава смена состава тройных парагенезисов минералов-вкрапленников соответствует генетическому ряду: оливиновый мелилитит — нефелиновый мелилитит — меланефелинит, что согласуется с моделью генерации мантийных выплавов, по Д. Х. Грину [32]. Широкий интервал развития мелилитсодержащих парагенезисов в согласии с этой моделью и другими экспериментальными данными может быть обусловлен присутствием воды в исходном расплаве. Об этом свидетельствует появление анальцима в мезостазице пород к концу формирования даек.

В целом для даек намечаются две главные линии магматической дифференциации: щелочная, приводящая к появлению нефелинитов как конечных продуктов, и щелочнокарбонатная, заканчивающаяся силикатно-карбонатными дайками. Примерный состав исходной магмы, определенный нами с учетом соотношений различных типов даек, близок к среднему составу альнеита Карело-Кольской провинции. Его силикатная часть соответствует среднему глобальному меланефелиниту, по Р. О. Дели (табл. 25).

Поскольку основная масса щелочно-ультраосновных даек представлена меланефелинитами, можно допустить, что часть из них — продукты малодифференцированных мантийных меланефелинитовых расплавов, часть — ранние дифференциаты силикатно-карбонатных альнеитовых расплавов. Такой вывод согласуется с современными петрологическими концепциями, рассматривающими мантийные меланефелинитовые выплавки в качестве исходных магм для щелочно-ультраосновных и карбонатитовых комплексов. Насыщение подобных магм  $\text{CO}_2$  могло происходить на глубинах около 100 км, а их частичная декарбонатизация — на меньших глубинах — около 80 км [162]. Судя также по сходству состава альнеитовой магмы и дамкърнитов (карбонатит-лампрофиров), можно наметить прямую аналогию между меланефелинит-альнеитовыми дайковыми и ийолит-карбонатитовыми интрузивными магмами.

Убедительные доказательства мантийного происхождения получены для щелочно-ультраосновных пород рифтовых зон Восточной Африки — провинций наиболее массового нефелинит-ийолитового и карбонатитового магматизма. Соотношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в исходных магмах не превышают 0,703—0,704. Глубина их формирования, судя по ксенолитам гранатовых и хромитовых лерцолитов и других мантийных ультрабазитов, около 150 км [63; 23]. По данным В. И. Герасимовского и А. И. Полякова, натриевые (Восточный рифт) и калиевые серии щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов (Западный рифт) генетически независимы, что позволяет наметить для них два различных типа исходных мантийных расплавов состава оливиновых меланефелинитов и мелалейцитов. Первый из них представляет наиболее распростра-

Химический состав щелочно-ультраосновных пород и магм

Компо- ненты	Магма	Альенит	Меланефелинит		Пикритовый порфирит			Кимберлит		
	Карело-Кольская провинция [21]		Среднее, по Р. О. Дели	Исходная магма Восточный рифт [23]	Карбонати- товых комплексов [21]	Кимберлитов- вых провин- ций [29]	Монтицеллит- мелилитовый [64]	Жильный		Среднее (1020) [64]
								Якутия (52)* [21]	Лесото [39]	
SiO <sub>2</sub>	37,0	36,50	39,87	41,4	27,10	86,85	32,89	28,78	28,52	28,27
TiO <sub>2</sub>	2,2	2,33	1,50	2,5	3,09	2,78	3,95	3,32	2,68	2,45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,0	10,65	13,58	9,2	3,94	4,02	6,06	4,20	5,95	3,52
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,3	6,11	6,71	5,9	7,62	7,06	5,29	7,93	7,45	6,14
FeO	6,0	6,07	6,64	6,6	6,06	6,66	8,61	5,09	4,02	3,77
MnO	—	—	—	0,2	0,31	0,29	0,26	0,19	0,22	0,16
MgO	8,9	9,20	10,46	13,6	19,03	19,73	19,84	21,87	20,36	23,17
CaO	14,3	13,43	12,36	13,5	14,99	15,26	14,62	12,94	14,72	13,22
Na <sub>2</sub> O	3,9	4,20	3,85	3,4	1,02	0,43	0,91	0,22	0,06	0,20
K <sub>2</sub> O	1,6	1,71	1,87	1,4	1,92	1,82	2,00	1,07	1,90	1,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,7	—	0,4	—	1,01	1,27	0,85	0,59	1,21	0,68
CO <sub>2</sub>	8,1	2,55	—	—	11,17	10,03	1,22	6,58	3,74	9,06
Силикатная основа										
SiO <sub>2</sub>	40,3	40,2	40,9	42,6	38,2	36,4	36,6	35,2	34,5	39,8
TiO <sub>2</sub>	2,4	2,6	1,5	2,5	4,4	3,8	4,2	4,1	3,3	3,4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,1	11,7	13,9	9,4	5,5	5,5	5,3	6,5	7,3	4,9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,8	6,7	6,9	6,0	10,7	9,5	10,0	5,7	9,1	8,6
FeO	6,5	6,6	6,6	6,9	9,0	9,5	8,0	9,5	5,1	5,6
MgO	9,7	10,1	10,7	13,9	26,7	26,9	27,6	21,1	24,0	32,5
CaO	15,5	14,8	12,7	13,8	1,4	3,6	5,7	14,0	12,1	2,5
Na <sub>2</sub> O	4,2	4,6	3,9	3,5	1,4	0,5	0,3	1,0	0,1	0,3
K <sub>2</sub> O	1,7	1,9	1,9	1,4	2,7	2,5	1,4	2,1	2,3	1,5
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,8	0,8	1,0	—	1	1,8	0,7	0,8	1,5	1,0

\* В круглых скобках указано число анализов.

ненный тип малодифференцированных щелочных базальтоидов, и его рационально использовать в качестве эквивалента стандартного типа исходных магм.

Из результатов сравнительного изучения щелочных пикритовых порфиритов из различных провинций следует, что по минеральному и химическому составу между ними нет существенных различий, хотя в одних случаях они генетически связаны с кимберлитами, в других — с щелочно-ультраосновными и карбонатитовыми комплексами. Это сходство наиболее наглядно видно при их пересчете на силикатную бескарбонатную основу. Сходна с ними по содержанию главных компонентов и силикатная основа жильных кимберлитов Якутии. Близок к пикриту порфириту также и состав среднего кимберлита Якутии, рассчитанный по 1020 анализам [64]. В некоторых других кимберлитовых провинциях, например Лесото, силикатная часть жильных кимберлитов ближе к существенно оливиновым породам — мелилитовым пикритам и оливиновым меланефелинитам. Таким образом, намечаются два петрохимических типа кимберлитов — силикатно-карбонатных аналогов либо щелочных пикритовых порфиритов, либо оливиновых меланефелинитов и мелилитовых пикритов. Принципиально иной тип мантийных составов представляют меланефелиниты. Их карбонатными (карбонатитовыми) аналогами будут альеиниты, наследующие также и алюмощелочную натриевую специфику меланефелинитов (табл. 26).

Содержания редких элементов в различных типах щелочно-ультраосновных пород и исходных магмах сходны, хотя в отдельных случаях наблюдаются значительные вариации (табл. 27). Так, аномально высокие содержания Sr и Ba в альеинитах и меланефелинитах Карело-Кольской провинции, что обусловлено присутствием в них карбонатитовой фракции, а также заметно повышенные содержания Cr и Ni в жильных кимберлитах и щелочных пикритовых порфиритах, вызванные высокими концентрация-

Таблица 26

Соотношение составов первичных щелочно-ультраосновных и кимберлитовых магм

Характерные компоненты и их соотношения в силикатной основе	Тип щелочно-ультраосновной магмы	Тип силикатно-карбонатной магмы
$\text{CaO} > \text{MgO} \approx \text{FeO};$ $\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{Fe}_2\text{O}_3; \text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$	Меланефелинитовая	Альеинитовая
$\text{MgO} > \text{FeO} \gg \text{CaO};$ $\text{Fe}_2\text{O}_3 > \text{Al}_2\text{O}_3; \text{K}_2\text{O} \gg \text{Na}_2\text{O}$	Щелочнопикритовая (флогопит-пикритовая)	Кимберлитовая
$\text{MgO} \gg \text{CaO} > \text{FeO};$ $\text{Al}_2\text{O}_3 \gg \text{Fe}_2\text{O}_3; \text{Na}_2\text{O} \approx \text{K}_2\text{O}$	Мелилит-пикритовая и оливин-меланефелинитовая	Кимберлитовая

## Содержание редких элементов в щелочно-ультраосновных породах и магмах, г/т

Элементы	Карело-Кольская провинция		Восточный рифт Африки [23], меланефелинит	Среднее для Восточно-Африканской рифтовой зоны [23]	Среднее для пикритовых порфиритов карбонатитовых комплексов	Якутия, жилы кимберлиты [21]	Среднее для меланефелинитовых магм [21]	Среднее для каледонских массивов Кольского полуострова [41]
	меланефелинит	альнеит						
Li	27	21	13—21	—	7	14	—	17
Rb	50	70	42—63	—	50	50	80	52
Sr	4810	3756	960—1250	960—1200	1400	1000	1300	1050
Ba	6150	3100	740—950	740—1600	1200	1800	850	845
Zr	300	385	270	270—320	380	270	340	270
Nb	81	116	110	110—120	180	210	300	110
Ta	8	10	7—8	—	10	16	34	8
Sc	31	21	16—35	—	24	24	24	25
V	283	264	226—280	226—250	120	150	440	253
Cr	159	112	56—225	220—900	640	820	30	140
Co	59	63	38—55	40—45	90	88	15	55
Ni	86	61	38—136	140—270	420	440	36	87

ми в них рудных минералов или мантийных включений. С учетом подобных вариаций за основу оценки средних содержаний в «стандартном» типе мантийной щелочно-ультраосновной магмы нами взяты средние из интервалов содержаний для меланефелинитов и оливиновых меланефелинитов натровых серий Восточно-Африканских рифтов — одной из наиболее представительных провинций щелочно-ультраосновного и карбонатитового магматизма.

Для большинства элементов предлагаемые оценки близки к содержаниям элементов-примесей в меланефелинитах дайковых серий Карело-Кольской провинции, за исключением Sr и Ba. Они сопоставимы также и с оценками кларков редких элементов для каледонской интрузивной формации щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов Карело-Кольского региона [41]. Повышенные содержания Nb и Ta в этой формации отражают концентрацию перовскита в ультраосновных породах, что обусловлено преимущественно процессами щелочного метасоматоза.

Среди сравниваемых щелочно-ультраосновных пород наименьшим содержанием РЗЭ отличаются меланефелиниты Восточного рифта и щелочные пикритовые порфириты кольской дайковой серии. Возрастание содержания РЗЭ при переходе к силикатно-карбонатным породам (альнеитам и кимберлитам) сопровождается повышением относительной концентрации более основных цериевых земель по сравнению с иттриевыми. При этом величина La/Y изменяется от 2 до 6—8, а La/Sm — от 6 до 10. Подобной тенденцией характеризуется последовательный ряд магматической дифференциации от меланефелинитов к альнеитам и карбонатитовым лампрофитам. В отдельных дайках при переходе от приконтакто-

вых к центральным зонам также наблюдается возрастание величины  $La/Sm$ . В породах щелочной натровой серии Восточно-Африканской рифтовой зоны эта величина возрастает от 5—7 в меланефелинатах до 10—16 в нефелинитах и карбонатитах. Таким образом, состав РЗЭ в среднем меланефелините Восточного рифта можно считать наименее дифференцированным, что согласуется с выбором этой породы в качестве эталонного состава щелочно-ультраосновной мантийной магмы.

## ФОНОЛИТЫ И ФОЙЯИТЫ

Частое нахождение фонолитов в составе океанических островных и континентальных щелочнобазальтовых ассоциаций обычно рассматривается как несомненное доказательство появления этих пород в качестве конечных базальтоидных дифференциатов повышенной щелочности и кремнекислотности. Этот вывод подкрепляется также и данными экспериментальной петрологии, начиная с известных работ Н. Боуэна, показавшего закономерную приуроченность составов фонолитовых расплавов к области «трога» минимальных температур в системе так называемых петрогенетических остатков. Вместе с тем значительные массы фонолитов генетически тесно связаны с рифтовыми ийолит-нефелинитовыми, но не базальтовыми сериями. Наиболее вероятно, что для них исходными магмами были меланефелинитовые с содержанием  $SiO_2$  порядка 41—42% [23; 131].

При пересчете на норму подобные составы содержат до 10—12% оливина и (или) до 30—40% клинопироксена. Однако фракционирование из исходных щелочно-ультраосновных составов оливина (40%  $SiO_2$ ) и особенно пироксена (50%  $SiO_2$ ) не приводит к повышению кремнекислотности, достаточному для выделения нефелин-полевошпатовых котектических и остаточных фонолитовых составов (55—57%  $SiO_2$ ). Из сопоставления составов щелочно-ультраосновных даек с различным содержанием ранних вкрапленников оливина и пироксена в периферических и центральных зонах жильных тел следует, что совместное фракционирование обоих минералов вызывает обогащение расплавов щелочами и алюминием, т. е. компонентами нефелина и, приводит соответственно к появлению остаточных нефелинитовых расплавов (до 47%  $SiO_2$ ).

Показателен также факт практически полного отсутствия нефелиновых сиенитов в многочисленных комплексных интрузивных массивах ультрабазитов, ийолитов, мельтейгитов, карбонатитов из двух главнейших щелочно-ультраосновных провинций СССР — Маймеча-Котуйской и Карело-Кольской.

Особенно трудно объяснить появление наиболее крупных объемов фонолитовых и фойяитовых магм, не сопровождаемых базальтами и габброидами, за счет дифференциации базальтоидных расплавов. Таковы платофонолиты Кении, занимающие площадь около 60 тыс. км<sup>2</sup>. Общий объем магмы оценивается от 25 до 40—50 тыс. км<sup>3</sup> [132]. Исходя из того, что массовые фоноли-

Химический состав платофонолитов и фойяитов, %

Компоненты	Платофонолит	Фонолит		Хибинит [24]	Фойяит			
		среднее по 20 регионам [9]	средний тип [48]		Ловозерский массив	Илим-улак [118]	Трансвааль [151]	Среднее [13]
SiO <sub>2</sub>	56,3	57,0	55,9	55,0	54,6	51,5	56,0	56,2
TiO <sub>2</sub>	0,7	1,5	0,6	0,9	0,8	0,6	0,4	0,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,1	20,3	18,9	21,7	19,7	18,0	19,9	22,3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,7	2,4	2,7	2,4	3,6	4,4	2,6	2,0
FeO	3,3	1,7	1,8	1,4	0,8	5,5	1,5	2,4
MnO	0,3	0,2	0,2	0,3	0,3	0,1	—	0,2
MgO	1,2	0,5	0,7	0,6	0,4	0,5	0,4	0,5
CaO	2,0	1,8	2,0	1,7	0,6	2,2	1,6	1,8
Na <sub>2</sub> O	7,5	8,4	7,9	9,9	9,6	14,5	9,1	7,6
K <sub>2</sub> O	5,7	5,5	5,6	5,9	6,5	2,5	5,4	6,6
K <sub>a</sub>	0,9	1,0	1,0	1,0	1,2	1,5	1,0	0,9

Таблица 29

Средние содержания редких элементов в фонолитах и нефелиновых сиенитах, г/т

Элементы	Платофонолит [23]	Фонолит [48]	Хибинит [24]	Нефелиновые сиениты		Элементы	Платофонолит [23]	Фонолит [48]	Хибинит [24]	Нефелиновые сиениты	
				щелочно-габброидные	паллигениые					щелочно-габброидные	паллигениые
Li	20	27	25	28	55	Zr	860	694	800	318	372
Rb	130	266	171	83	162	Nb	210	190	209	52	57
Sr	1190	479	700	1010	816	Ta	15	15	24	3	6
Ba	1100	920	1500	860	—	V	42	63	34	42	14
Be	2,4	13	7	4	3,8	Cr	22	25	5	14	16
Ga	30	22	58	29	26	Co	12	12	7	7	4,6
La	93	103	—	—	—	Ni	11	9,4	17	6	4,5
Y	29	54	—	—	—						

товые излияния — начальный этап рифтогенного вулканизма, Н. А. Логачев в итоге детального геолого-петрологического анализа формирования вулканических серий рифтовых зон Восточной Африки допускает глубинную природу фонолитовых расплавов. Их появление объясняется им как результат длительной отгонки обогащенной щелочами легкоплавкой фракции в зоне плавления и фракционирования, охватывающей несколько десятков километров мощности верхней мантии [51].

Предположение о мантийной природе платофонолитов ранее высказывалось Дж. Райтом [161]. Позднее были получены убедительные доказательства мантийного происхождения фонолитов [115] для эффузивных серий Нигерии. В этом регионе серии фонолитов — трахитов древнее базальтовых лав и характеризуются мантийными значениями отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,703-0,704$ . Эффузивы, переходные по составу от базальтов к щелочным породам, отсутствуют, аналогично другим регионам Западной Африки.

В качестве представителя возможных мантийных щелочных магм можно указать палеозойский (верхнекарбонный) Хибинский массив нефелиновых сиенитов — крупнейший среди интрузий подобного типа. Среди них преобладают лейкократовые анхиэвтектические породы типа хибинитов и фойяитов, сложенные на 90 % нефелином и калинатровым полевым шпатом. Соседний Ловозерский щелочной массив (площадь 650 км<sup>2</sup>) образован агпайтовыми нефелиновыми сиенитами — луювритами, фойяитами и др. Оба массива объединяются в Хибино-Ловозерский комплекс — формацию герцинских нефелиновых сиенитов, для которой предполагается генетическая связь либо с глубинной щелочнобазальтовой, либо с щелочно-ультраосновой магмой. Однако отсутствие в составе обонх массивов щелочных габброидов заставляет считать такую связь маловероятной. К тому же на Кольском полуострове не установлен сколько-нибудь значительный базальтовый или синхронный нефелиновым сиенитам нефелинит-ийолитовый магматизм.

Низкая величина отношения La/Sm в хибинских фойяитах и хибинитах не согласуется с представлениями о их появлении как конечных дифференциатов исходных щелочно-ультраосновных магм. Хибиниты занимают среднее положение между платофонолитами, фонолитами и фойяитами из щелочногабброидных комплексов, с одной стороны, и агпайтовыми фойяитами Ловозерского и Илимаусакского массивов, с другой (табл. 28). К хибиниту близки фойяиты из многих щелочных провинций. Поэтому его состав можно принять за «стандартный тип» глубинных фойяитовых расплавов мантийного или гибридного мантийно-корового происхождения.

Исходная фойяит-хибинитовая магма Хибинского массива по содержанию остаточных элементов Zr, Nb, Ta близка к платофонолитам, но отличается от них значительно большей концентрацией Rb и Ba (табл. 29). Эта особенность отражает повышенную щелочность глубинной нефелин-сиенитовой магмы.

ГЛАВНЫЕ СЕРИИ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД  
И ИХ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

## ТОЛЕИТОВЫЕ СЕРИИ

Характерные геохимические особенности толеитовых базальтовых магм установлены главным образом в результате изучения расслоенных базитовых интрузий и дифференцированных трапповых комплексов. Одним из наиболее известных примеров является детально изученный Скергаардский массив, возникший в процессе медленного охлаждения и кристаллизации расплава в крупной магматической камере. Характерная для массива ритмическая расслоенность обусловлена фракционированием оливина, пироксена и основного плагиоклаза.

Общим петрохимическим выражением этого процесса принято считать последовательное увеличение отношения Fe/Mg и суммарной щелочности, чем определяется и поведение редких и других элементов-примесей:

1) постепенное уменьшение концентрации элементов группы железа — Cr, Ni и Co, выделяющихся из расплава в составе оливина, магнезиального пироксена и рудных окислов;

2) последовательное возрастание концентрации литофильных элементов — Li, Rb, Ba, Zr, Nb и их накопление в остаточных расплавах;

3) менее четкие тренды концентрации некоторых рассеянных и второстепенных элементов в зависимости от степени их удаления из расплава плагиоклазами определенного состава (например, стронций) или титано-магнетитовыми кумулатами (Ti, V, Mn).

Обобщение геохимических данных по многочисленным трапповым комплексам Сибирской платформы, представляющим крупнейшую область толеитового магматизма, свидетельствует об однотипном характере глубоинной магматической эволюции в различных локальных очагах и близости химического состава исходных базальтовых расплавов. В целом намечается общая линия геохимического поведения редких и петрогенных элементов, объединяющая докамерный и камерный периоды дифференциации: на ранних стадиях формируются наиболее магнезиальные типы пород, концентрирующие Cr, Ni, Co, на поздних — более железистые базальты с повышенным содержанием Ti, V, Nb, Zr, Rb, Sr. Таким образом, разделение элементов, начавшееся еще в период докамерной эволюции магмы, достигает максимального выражения на стадии камерной дифференциации и приводит к обогащению редкими и рудными элементами [58].

Небольшой диапазон изменения кремнекислотности на главной стадии дифференциации (45—50%  $\text{SiO}_2$ ) и известного относительного тренда повышения железистости дают основание большинству исследователей при изучении толеитовых серий рассматривать вариации в содержании редких и других элементов в сравнении с фемическими компонентами, например коэффициентом железистости  $F_m = \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$ , индексом «затвердевания» или непосредственно изменением содержания магния. Однако увеличение железистости является хотя и показательным, но частным параметром, поскольку в дифференцированных толеитовых сериях валовая концентрация железа при уменьшении содержания магния не увеличивается, а сохраняется примерно на одинаковом уровне или уменьшается. Поэтому на диаграммах АФМ при постоянном значении суммы трех компонентов возрастание железистости и щелочности может быть в первую очередь следствием понижения содержания одного компонента — магния.

Сходное замечание можно высказать и по использованию в качестве дополнительного показателя дифференциации соотношения щелочных металлов, например в виде  $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}) + 2\text{K}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  [105], поскольку концентрация натрия также может оставаться примерно на одном уровне. К тому же геохимическая роль натрия и калия существенно различна: натрий фракционируется в составе плагиоклаза, а калий накапливается как «свободный» (остаточный) элемент.

Геохимические особенности толеитовых серий целесообразно рассмотреть на более объективной петрохимической основе, с учетом общей взаимосвязи всех главных компонентов, объединяемых показателем кислотности — основности ( $A_c$ ). При этом не менее важна возможность подтверждения и уточнения известных геохимических закономерностей на качественно новом уровне, отражающем использование в современных геохимических исследованиях таких высокочувствительных и точных аналитических методов, как рентгеноспектральный, атомно-абсорбционный, нейтронно-активационный и др. Приводимые ниже примеры позволяют сопоставить основные особенности толеитового магматизма разных районов (Гавайские острова, Западная Шотландия, Южная Африка, Исландия).

### Гавайские толеитовые базальты

Несмотря на многочисленные публикации, посвященные этой классической провинции базальтового магматизма, лишь в небольшой их части содержатся систематические данные по распределению элементов-примесей. В этом отношении несомненный интерес представляют сравнительные петрохимические и геохимические данные по двум типам базальтовых серий: Килауэа-Ики (извержение 1959 г.) и Макаопуи (доисторическая). Отобранные здесь пробы с разным содержанием вкрапленников оливина поз-

воляют оценить роль его фракционирования как главного фактора изменения состава последовательных дифференциатов базальтовой магмы [116].

В изученной эффузивной серии изменение количества фенокристаллов оливина коррелирует с изменением химического состава базальтов таким образом, что составы исходной магмы, кумулатов и остаточных лав лежат на одной линии. Диапазон изменения содержания магния составляет 7—19% MgO. В серии Макаоуи представлены толенты, последовательно меняющие свой состав от базальных лав, обогащенных оливином, до обедненных магнием базальтов в верхней части лавовой толщи. Б. М. Ганн предполагает также, что для этой серии в отличие от предыдущей существенную роль играет фракционирование плагиоклаза и клинопироксена.

Сопоставление состава оливина из порфировых вкрапленников и основной массы по данным микронзондовых определений позволило рассчитать следующие величины коэффициентов распределения: Ni 10, Mg 4,5, Co 3. Величины коэффициентов, большие 1, предопределяют тесную геохимическую корреляцию этих элементов и магния. Для железа и марганца коэффициенты распределения равны 1. Химический состав гавайских толентовых базальтов показан в табл. 30 для выборки представительных анализов. Остальные анализы отражены в составленных нами графиках (рис. 13).

Из графиков видно, что с изменением показателя  $A_c$  закономерно связаны изменения содержания не только главных, но и характерных элементов-примесей, а также и второстепенных компонентов, в том числе и при малом диапазоне изменения содержания некоторых из них. Это показывает важность использования точных количественных данных при выяснении геохимической корреляции. Так, при фракционировании нескольких процентов оливина валовое содержание кремнезема в расплаве меняется в пределах одного процента. Однако сопряженное с этим уменьшение концентрации магния приводит к заметному повышению общей кислотности  $A_c$ , с чем закономерно коррелируется даже незначительное в пределах сотых долей процента повышение содержания калия. Очевидно, что последнее было бы трудно оценить при геохимических исследованиях прошлых лет, когда использовались обычные силикатные анализы и результаты спектроскопического приближенно количественного определения редких элементов [59]. В данном случае точность определения калия в базальтах  $\pm 0,002$ , что вполне достаточно для уверенной оценки его вариаций.

В целом для рассматриваемых толентов выделяются две группы элементов. В первую входят магний и когерентные ему переходные сидерофильные элементы — Cr, Ni, Co с близкими величинами вторых потенциалов ионизации и сходными химическими и кристаллохимическими характеристиками. Их концентрация в расплаве уменьшается по мере фракционирования оливина и

## Химический состав гавайских базальтов серий Килауэа-Ики и Макаоуи

Компоненты	Анализы типичных пород							
	1	2	3	4	5	6	7	8
Окислы, %								
SiO <sub>2</sub>	46,25	46,96	47,52	49,24	49,20	49,83	50,00	50,64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,41	9,97	10,77	12,12	12,70	12,36	12,95	15,52
TiO <sub>2</sub>	1,897	2,029	2,209	2,436	2,597	2,523	2,435	2,854
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,822	12,730	12,640	12,417	12,656	12,245	11,979	12,255
MnO	0,155	0,156	0,156	0,156	0,157	0,155	0,156	0,156
MgO	18,75	16,83	14,63	9,54	8,68	8,15	8,74	6,49
CaO	8,390	8,914	9,527	11,174	10,970	11,661	10,752	10,855
Na <sub>2</sub> O	1,731	1,805	1,878	2,176	2,282	2,313	2,320	2,502
K <sub>2</sub> O	0,397	0,424	0,461	0,508	0,552	0,534	0,442	0,502
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,185	0,190	0,213	0,240	0,206	0,227	0,230	0,230
Σ	100,000	100,000	100,000	99,999	100,001	99,999	100,001	100,000
A <sub>c</sub>	0,56	0,58	0,61	0,67	0,68	0,69	0,70	0,73
Элементы-примеси, г/т								
Cr	1,036,4	982,1	732,7	478,0	385,8	367,6	435,2	306,2
Ni	773,7	673,9	530,6	207,9	189,5	124,8	182,1	111,3
Co	95,1	87,5	78,5	61,5	59,6	56,2	—	—
Rb	7,8	8,4	8,5	9,3	10,3	9,2	7,9	8,4
Sr	256,8	278,0	298,7	332,7	357,0	337,9	313,1	337,2
Ba	137,3	151,6	154,7	170,9	177,6	175,7	110,8	124,1
Y	18,8	19,1	20,7	24,4	24,3	23,9	—	—

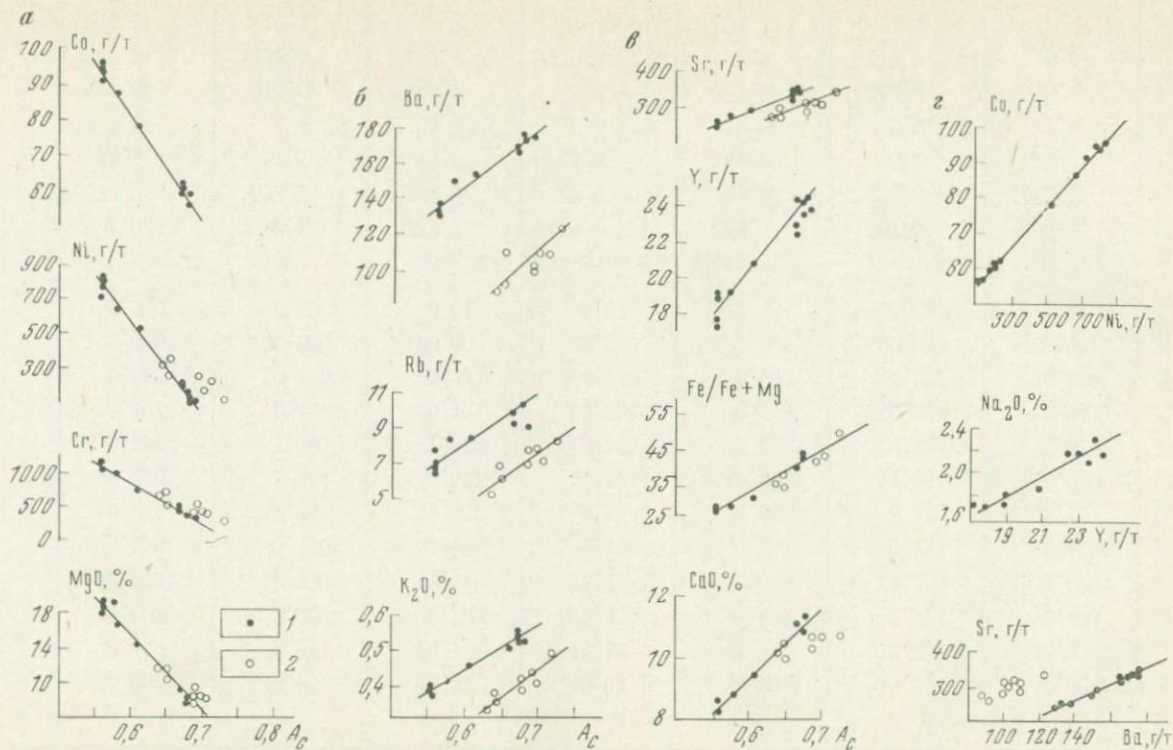


Рис. 13. Зависимость содержаний петрогенных и редких элементов в гавайских базальтах от  $A_c$  (Килауэа-Ики — черные кружки, Макаупуи — светлые).

$a$  — группа магния;  $b$  — группа калия;  $c$  — группа кальция;  $d$  — парная корреляция литофильных и сидерофильных элементов. Содержания редких элементов даны на графиках в г/т, петрогенных — в %.

1 — Килауэа-Ики; 2 — Макаупуи

увеличения кислотности расплава (рис. 13, а). Ко второй группе принадлежат наиболее щелочные металлы — К, Ва и Rb ( $B_c=9-9,5$ ), менее щелочные — Na, Ca ( $B_c=7,5-8,5$ ) и близкие к ним Sr, Y. Их концентрация последовательно возрастает при переходе к остаточным расплавам с повышением величины  $A_c$  (см. рис. 13, б).

Для двух сравниваемых гавайских серий на диаграммах по  $A_c$  не выявляется различных химических трендов главных петрогенных элементов. Составы пород более древней серии продолжают общий магнезиальный тренд. Поэтому для обеих серий можно принять в качестве главного фактора дифференциации фракционирование оливина. В то же время использование редких элементов-примесей как геохимических индикаторов генезиса четко подчеркивает геологическую независимость сравниваемых серий, так как тренды этих элементов различны при сопоставлении с  $A_c$ . Эти различия не являются следствием большей степени фракционирования оливина в случае менее магнезиальной Макаоуни, поскольку в этой серии наблюдаются относительно пониженные концентрации «остаточных» элементов — рубидия и бария. Эта специфика обусловлена более натровым типом исходной магмы.

В заключение следует подчеркнуть, что наряду с фракционированием оливина как ведущим фактором дифференциации поведение элементов-примесей отражает также изменение общего химизма расплава. Последнее обусловлено постепенным изменением состава плагиоклаза и пироксена в основной массе породы. Поэтому содержание остаточных элементов — Y, Ga коррелирует не только с «остаточным» калием, но и с главными петрогенными элементами — натрием и кальцием. Наконец, в качестве принципиального факта можно отметить, что с отчетливой линейной корреляцией связаны не только остаточные элементы с  $K_p \ll 1$ , но и типичные рассеянные элементы — Co и Ni с высокими коэффициентами распределения (см. рис. 13, в), а также петрогенные элементы — Na и K.

### Комплекс дифференцированных габброидов Бердс-ривер

Рассматриваемый ниже интрузивный комплекс находится в южной части обширной толеитовой провинции Карру (Южная Африка) и представлен близповерхностной интрузией габброидов — продуктов остаточной дифференциации более глубинного магматического очага. Хотя долериты и базальты Карру часто упоминаются в качестве наиболее типичных представителей толеитового магматизма, детальное изучение их геохимии большей частью не проводилось. Комплекс Бердс-ривер является одним из примеров петрологического изучения толеитовых габбро-долеритов на новом аналитическом уровне, с одновременным определением главных и редких элементов в породах, а также порообразующих минералах [105].

В рамках настоящего исследования толенты Бердс-ривер интересны тем, что в сравнении с рассмотренными выше гавайскими толитами они представляют последующий этап кристаллизационной дифференциации магмы в условиях малых глубин и в более широком диапазоне изменения кремнекислотности. При этом состав пород в главной фазе интрузии изменяется от оливинового габбро до кварцевого и феррогаббро. Для наиболее поздних дифференциатов, составляющих порфиоровую интрузивную серию, характерны порфировые разности с тонкозернистым или стекловатым базисом. В состав серии входят гранофиры, сложенные микроэвтектоидным агрегатом полевых шпатов и пироксена с интерстициальными обособлениями кварца и щелочного полевого шпата.

В процессе дифференциации от оливинового габбро до феррогаббро состав оливина изменяется от  $Fe_{26}$  до  $Fe_{56}$ , плагиоклаза — от  $An_{77}$  до  $An_{52}$  (в ядрах зональных кристаллов) и авгита — от  $Ca_{40}Mg_{48}Fe_{12}$  до  $Ca_{34}Mg_{34}Fe_{32}$ . В породах порфировой серии возрастает щелочность плагиоклаза ( $An_{32}$ — $An_{16}$ ) и железистость оливина (до  $Fe_{89}$ ). Нормативный состав и содержание элементов-примесей приведен для выборки типичных пород комплекса (табл. 31). Построенные для этой серии корреляционные графики показывают (рис. 14), что и в условиях увеличения кислотности расплава при переходе к кварцосодержащим дифференциатам сохраняется основная тенденция геохимических трендов ред-

Таблица 31

Химический состав пород серии Бердс-ривер

Компоненты	Анализы типичных пород						
	1	2	3	4	5	6	7
Окислы, %							
$SiO_2$	50,4	49,9	52,1	52,2	54,6	59,3	62,6
$TiO_2$	0,9	0,9	1,4	2,4	2,0	1,4	0,9
$Al_2O_3$	15,8	15,6	17,0	13,2	11,3	11,6	11,1
$Fe_2O_3$	1,9	2,0	1,6	4,6	9,8	5,2	5,8
$FeO$	7,7	8,2	8,1	10,1	6,0	6,3	3,4
$MnO$	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2
$MgO$	8,4	7,8	4,9	3,2	2,3	1,0	0,7
$CaO$	10,9	11,0	9,9	7,7	5,0	4,6	3,3
$Na_2O$	2,33	2,25	2,27	2,99	2,78	3,33	3,29
$K_2O$	0,62	0,70	0,76	1,34	2,16	2,80	3,29
$P_2O_5$	0,17	0,17	0,30	0,35	0,82	0,39	0,16
$A_c$	0,68	0,68	0,79	0,83	1,02	1,12	1,32
Элементы-примеси, г/г							
Rb	13	12	17	24	45	59	75
Sr	251	267	271	247	174	189	151
Y	21	23	29	45	77	78	86
Zr	69	75	107	184	326	401	482
K/Rb	380	480	366	463	403	393	364
Ca/Sr	309	295	260	223	206	174	158

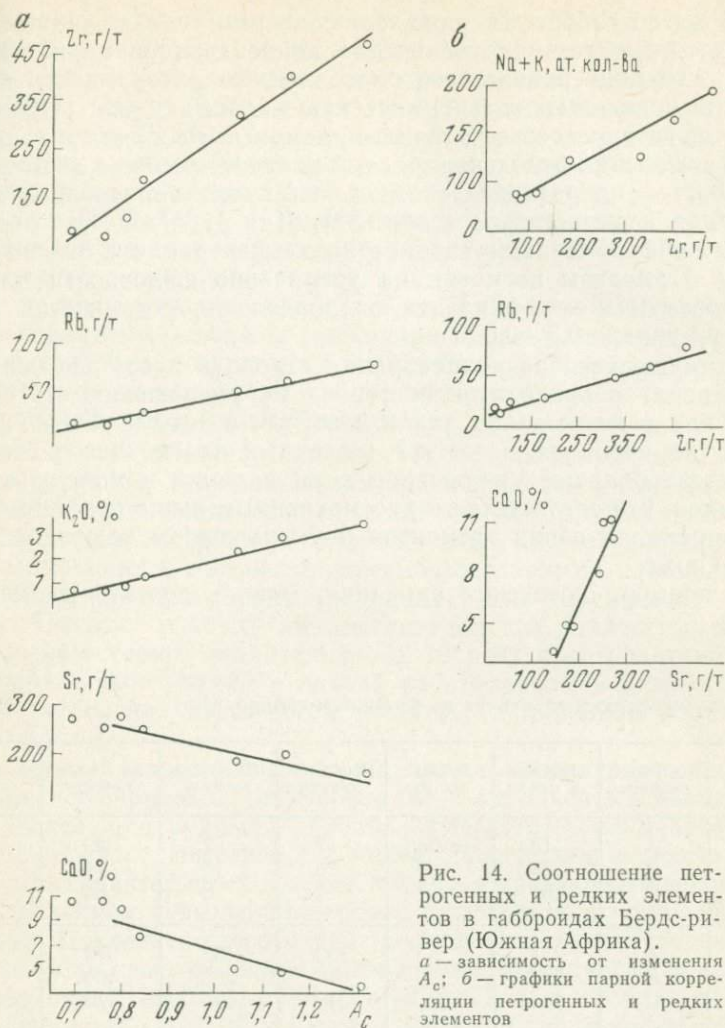


Рис. 14. Соотношение петрогенных и редких элементов в габброидах Бердс-ривер (Южная Африка). а — зависимость от изменения  $A_c$ ; б — графики парной корреляции петрогенных и редких элементов

ких литофильных элементов — их концентрация в остаточных фракциях. Существенным отличием от рассмотренного ранее примера гавайских толентов можно считать падение содержания не только магния, но и кальция в процессе магматической дифференциации (см. рис. 14, а), что отражает роль фракционирования основного плагиоклаза и кальциевого пироксена на средних и конечных этапах магматического процесса. С этим симбатно сопряжено и понижение концентрации стронция, что особенно наглядно иллюстрирует график парной корреляции обоих элементов (см. рис. 14, б).

Еще более геохимически тесно связаны калий и рубидий, концентрирующиеся в составе микропегматитовых обособлений в ос-

новой массе габбро. По сравнению с ними гораздо резче выражено последовательное увеличение концентрации циркония (в 7 раз), что подчеркивает его определенную автономность по отношению к щелочам и геохимическую специфику как типичного для данного процесса остаточного элемента. Различия в геохимическом поведении отдельных редких элементов можно видеть и из особенностей их распределения в главных породообразующих минералах и мезостазисе (табл. 32). Для рубидия на поздних этапах дифференциации характерна концентрация в мезостазисе породы. При этом несмотря на увеличение щелочности плагиоклаза величина коэффициента распределения сохраняется примерно на уровне 0,5—0,3.

Преимущественная концентрация стронция в составе основного плагиоклаза приводит к постепенному уменьшению его содержания как в мезостазисе, так и в породе в целом. Уменьшению количества стронция в составе щелочных плагиоклазов соответствует еще большее уменьшение доли кальция в молекуле этих минералов, что согласуется с рассмотренным выше графиком парной корреляции обоих элементов и уменьшением величины отношения Ca/Sr.

На примере поведения циркония можно достаточно нагляд-

Таблица 32

Распределение редких элементов по фракциям габбро, г/т

Элемент	Тип породы	Порода в целом	Рудные окислы	Fe-Mg-силкаты	Ca-Na-плагиоклаз	Na-Ca-плагиоклаз	мезостазис
Rb	A	13	He опр.	7	7	22	22
	B	28	"	26	10	14	55
	C	64	"	4	8	35	105
Sr	A	251	"	100	480	370	370
	B	280	"	46	560	500	270
	C	184	"	46	625	120	120
Y	A	21	33	21	9	23	23
	B	38	15	61	29	30	32
	C	74	54	97	19	79	79
Zr	A	69	260	90	21	62	62
	B	165	225	180	9	28	215
	C	460	290	180	103	630	630
Nb	A	12	57	14	5	5	5
	B	23	76	21	5	5	10
	C	47	280	56	5	45	45

A — дифференцированное габбро (0,62% K<sub>2</sub>O), B — феррогаббро с микропегматитом (1,16 K<sub>2</sub>O), C — поздний порфириновый габброид (2,74 K<sub>2</sub>O).

но показать зависимость распределения литофильных элементов-примесей в минералах от их относительной основности, а также общей щелочности расплава. Так, при близости ионных радиусов  $Zr^{4+}$  (0,87),  $Mg^{2+}$  (0,78) и  $Fe^{2+}$  (0,82) можно было бы ожидать наличия значительных микропримесей циркония в составе моноклинных пироксенов (например, в щелочных массивах моноклинные пироксены содержат цирконий в количестве до 0,05—0,1, иногда до 0,5%  $ZrO_2$ ). Компенсация валентностей могла бы осуществляться за счет дефектности структуры ( $Zr^{4+} \rightarrow 2Fe^{2+}$ ), но в этом случае резко понижается относительная основность в катионной части минералов:  $B_c(Zr) = 4$ , а  $B_c(2Fe) = 10$ . Поэтому наиболее вероятным условием вхождения циркония в структуру клинопироксена будет возможность реализации обычной схемы гетеровалентного изоморфизма с сохранением баланса валентностей и повышением относительной основности.

Однако в этом случае сказывается низкая щелочность базальтового расплава: величина агпайтности на всем протяжении процесса дифференциации не превышает 0,5—0,6, и практически весь натрий связан в структуре плагиоклазов. Соответственно содержание циркония в составе пироксенов остается на уровне его общего содержания в породе (расплаве) и не превышает 0,01—0,03%. Поэтому к концу кристаллизации его количество в остаточном мезостазисе значительно (в 10 раз) превышает исходное содержание. Хотя калий и натрий распределены в разных фазах, общее повышение щелочности приводит к линейной корреляции  $\Sigma(Na, K)$  и  $Zr$ .

По-иному распределен ниобий, также концентрирующийся в поздних порфириновых дифференциатах исходной магмы, но не в мезостазисе, а в рудных окислах (магнетит, ильменит). Это объясняется как известной близостью химических и кристаллохимических характеристик ниобия, титана и трехвалентного железа, так и влиянием повышения валовой щелочности к концу кристаллизации. Последнее способствует реализации схемы гетеровалентного изоморфизма с общим повышением относительной основности катионов:  $Nb^{5+}(2,5) + Fe^{3+}(2) \rightarrow 2Ti^{4+}(1,5)$ , в скобках приведена величина  $B_c$ . Иттрий в рассматриваемой серии ведет себя как типичный рассеянный элемент. Заметное повышение его концентрации в наиболее поздних дифференциатах не сопряжено с преимущественной концентрацией в определенной фазе, поскольку и в пироксене, и в мезостазисе заключено примерно равное количество иттрия на уровне его общего содержания в породе.

Из изложенного следует, что нередкой наблюдаемая корреляция содержания литофильных элементов и щелочей, так же как и парная линейная корреляция некоторых остаточных редких элементов, может быть следствием возрастания щелочности, т. е. концентрации натрия и калия к концу процесса магматической кристаллизации. При параллельной концентрации наиболее сильных алюмосиликатных (полевошпатовых) анионов общая основность породы не увеличивается.

Кроме того, в связи с параллельным увеличением концентрации калия и рубидия величина отношения  $K/Rb$  часто не может быть использована как индикатор степени дифференциации магматического расплава. Так, в рассматриваемой серии пород для большей части проб сохраняется примерно одинаковое отношение  $K/Rb$  — от 300 до 400, не подчиняющееся четкой зависимости от степени дифференциации.

### Базальты Исландии и Шотландии

Рассматриваемые ниже два района базальтового магматизма до последних лет выделялись в составе обширной Британо-Арктической петрографической провинции третичного вулканизма, включающей также север Ирландии, Фарерские острова, Гренландию, острова Ян-Майен и Шпицберген. В эту провинцию входят участки различного тектонического строения: части древней платформы (Гренландия), Срединного океанического хребта (Исландия, Ян-Майен) и активизированные каледониды (Шотландия, Ирландия и др.). Различны они и по характеру магматизма, поскольку в одних районах преобладают либо толеитовые, либо щелочнобазальтовые лавы, в других — оба типа базальтов встречаются совместно. В настоящее время в пределах этого региона принято выделять более мелкие провинции в зависимости от специфики их тектоники и магматизма. В качестве таких самостоятельных провинций можно рассматривать Исландию и Гебриды (Западная Шотландия, Ирландия).

По преобладанию толеитовых лав и отчетливо выраженному бимодальному магматизму с риолит-базальтовыми сериями и редкими проявлениями андезитов Исландия еще не так давно определялась как провинция, сходная с областями континентального трапшвого магматизма. Однако проведенные в последние годы детальные исследования позволили обосновать более сложную петрологическую специфику Исландии, вытекающую из ее связи с формированием рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта. По мере заложения и развития неовулканической рифтовой зоны однородные толеитовые платобазальты сменяются рифтогенными базальтами, среди которых установлены низкощелочные толеиты океанического типа на севере Исландии (в зоне ее сочленения с Срединным океаническим хребтом), кварцевые и оливиновые толеиты в центральной части острова, щелочные оливиновые базальты на периферии рифтовой зоны и ее южном окончании.

По данным В. И. Герасимовского и А. И. Полякова [40], низкощелочные толеиты обеднены редкими литофильными элементами —  $Be$ ,  $Li$ ,  $Rb$ ,  $Ba$ ,  $Sr$ ,  $Zr$  и др. (табл. 33), а щелочные оливиновые базальты обогащены ими и близки к породам океанических островов и континентальных рифтовых зон. Характерной чертой риолит-базальтовых ассоциаций является соответствие состава основных и кислых пород: с толеитовыми базальтами свя-

## Средний химический состав третичных эффузивных пород Исландии

Элемент	Плато-базальт	Базальт	Андезит	Дацит	Риолит
Породообразующие элементы, %					
Na	2,04	1,90	2,77	3,06	3,20
K	0,39	0,59	1,65	2,20	2,84
Ca	8,16	7,60	3,83	2,63	0,85
Mg	4,02	3,90	0,90	0,72	0,06
Mn	0,18	0,22	0,14	0,12	0,03
Fe	9,87	10,17	6,87	5,24	1,82
Al	7,51	7,46	7,72	7,56	6,61
Si	22,89	23,00	28,62	31,11	35,25
Элементы-примеси, г/т					
V	406	368	138	53	26,5
Cr	137	96	50	35	21
Ni	88	54	28	17	12,1
Co	51	41	24	14	11,7
Sc	34	29	22	14	6,5
Sr	310	270	150	200	83
Ba	130	190	300	660	725
Y	32	36	92	99	125
Zr	175	247	337	—	380
Li	7,4	9,7	13,0	14,1	22,6
Rb	6,5	15,3	41,6	65	78
Be	1,9	3,0	6,5	6,1	6,2
Nb	13,8	25	60	66	81

заны низкощелочные риолиты, с щелочными — щелочные риолиты. Щелочные разновидности обогащены редкими литофильными элементами и обеднены типоморфными элементами основных пород Fe, Mg, Ca, V, Cr и др. по сравнению с низкощелочными разновидностями. Происхождение кислых пород обусловлено процессом кристаллизационной дифференциации первичной базальтовой магмы при давлении 10—15 кбар и ниже.

В процессе кристаллизационной дифференциации в ряду базальт—риолит постепенное накопление кремнезема и щелочей сопровождается увеличением содержания редких литофильных элементов и уменьшением Ca, Mg, Fe и элементов-примесей группы железа. Наибольшее разнообразие составов пород установлено для третичных и четвертичных вулканов центрального типа; от основных базальтоидов и базальтов до андезитов, дацитов и риолитов. Андезиты из третичных вулканов центрального типа отличаются от их аналогов из вулканических ассоциаций островных дуг и активных окраин континентов по повышенному содержанию железа и титана при пониженном содержании алюминия, магния и кальция (исландиты). Для четвертичных дифференцированных риолито-базальтовых комплексов возрастание щелочности отвечает последовательному ряду с северо-востока на юг и юго-запад в зависимости от связи с рифтовой зоной.

Хотя на начальной стадии магматической дифференциации петрохимические особенности и различия в содержании элементов-примесей между толеитами и щелочными базальтами не столь уж велики, при переходе к андезитам и более кислым дифференциатам они заметно усиливаются. В первую очередь это относится к заметному росту валовой щелочности в андезито-дацитовых дифференциатах щелочнобазальтовой магмы по сравнению с их толеитовыми аналогами (рис. 15). Этим определяется и контрастность индикаторного отношения  $(Na+K)/Ca$  в сравни-

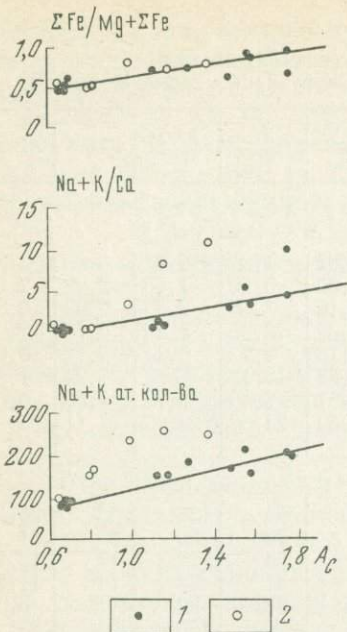


Рис. 15. Зависимость петрохимических особенностей толеитовых (1) и щелочнобазальтовых (2) серий Исландии от  $A_c$ . Пояснения в тексте

цветных компонентов сохраняется на одном уровне, то очевидно, что все это должно свидетельствовать о преимущественном фракционировании лишь одного минерала — оливина в течение начальных и средних стадий магматической дифференциации. В этом случае следовало бы ожидать заметного увеличения содержания кремнезема. Однако этого не наблюдается: и в высокомагнезиальных, и в низкомагнезиальных базальтах содержание  $SiO_2$  одинаково. Очевидно также, что при прогрессирующем фракционировании одного минерала наблюдались бы и плавные тренды увеличения концентрации не входящих в его состав компонентов, например титана или алюминия.

Д. А. Вуд исходя из группировки лав по величине FM рассчитал на компьютере пятиступенчатую модель фракционной кристаллизации. При этом допускалось линейное изменение концентраций в расплаве для каждой двух сопряженных стадий путем сохранения постоянного состава осаждающихся фаз. Согласно этой модели уже на первой стадии главной фазой является не

ваемых сериях относительно  $A_c$ \*. Традиционный параметр  $FM = \Sigma Fe / (\Sigma Fe + Mg)$  в данном случае не пригоден для разграничения серий.

Для более полной характеристики толеитовых серий рассмотрим дополнительно особенности состава третичных лав Восточной Исландии по данным детального геохимического исследования Д. А. Вуда [160]. В этой работе вариации главных и рассеянных элементов рассмотрены относительно индекса  $FM = \Sigma Fe / (Mg + \Sigma Fe)$  как показателя дифференциации. Поэтому целесообразно вначале оценить индикаторные возможности этого индекса относительно  $A_c$ . Для построения графиков взяты анализы 20 лав, включая приведенные в табл. 34.

Из рис. 16 видно, что с увеличением индекса FM совпадает уменьшение содержания  $MgO$  от 8—9% в высокомагнезиальных ( $FM = 55—56$ ) до 4—5% в низкомагнезиальных разностях и ферробазальтах ( $FM = 70—77$ ). Поскольку в этом интервале FM содержание других

\* На графиках нанесены средние составы пород (см. табл. 33), а также данные по нескольким частным пробам четвертичных андезито-базальтов и дацитов, любезно предоставленные А. И. Поляковым.

## Химический состав типичных пород толеитовой серии Восточной Исландии

Компо- ненты	Высокоглино- земистые базальты		Низко- магне- зиаль- ный базальт	Ферро- базальты		Андезиты		Исландиты		Рио- лит
Окислы, %										
SiO <sub>2</sub>	47,12	47,23	47,79	48,04	47,96	50,75	56,30	59,72	63,70	73,69
TiO <sub>2</sub>	2,18	2,02	2,73	3,43	3,94	3,15	2,10	1,40	0,79	0,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,91	14,98	14,34	12,96	13,23	13,27	13,50	13,77	13,50	12,99
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,16	5,09	6,14	22,06	6,13	4,81	4,50	4,60	5,00	0,77
FeO	9,80	6,96	7,32	13,63	9,20	9,73	6,98	4,98	3,33	1,62
MnO	0,18	0,19	0,20	0,23	0,24	0,28	0,27	0,28	0,21	0,04
MgO	8,68	7,28	6,19	4,74	4,47	3,70	2,80	1,64	0,80	0,18
CaO	11,10	11,60	10,70	9,68	8,97	7,87	6,40	4,92	3,70	1,12
Na <sub>2</sub> O	2,26	2,00	2,78	2,86	3,05	3,31	3,78	3,82	4,35	4,54
K <sub>2</sub> O	0,27	0,29	0,45	0,44	0,73	1,07	1,79	1,99	2,43	3,60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	1,75	1,01	1,44	1,20	0,70	0,87	1,41	0,91	0,43
A <sub>c</sub>	0,63	0,67	0,68	0,69	0,72	0,82	0,92	1,10	1,23	1,61
FM	58	62	68	77	77	79	80	85	91	93
Элементы-примеси, гт										
Cr	328	239	211	41	16	6	1	0	0	0
Ni	212	73	76	28	16	0	0	0	0	0
Pb	4	0	3	190	510	22	41	31	55	91
Sr	252	245	275	290	310	245	293	285	220	81
Y	28	30	41	44	65	83	78	97	114	133
Zr	105	109	137	180	249	323	388	479	841	345
Nb	14	14	18	22	31	39	45	46	67	55
Ba	63	96	143	197	255	237	401	396	513	633
La	9,5	11,2	14,0	19,2	23,5	31,6	33,2	45,1	62,5	64,3
Sm	4,67	5,28	6,77	9,16	11,12	13,94	14,58	15,68	18,36	16,49
Yb	2,24	2,45	3,19	3,55	4,82	6,71	6,14	9,07	10,35	10,01
Ta	0,9	1,1	1,5	1,9	2,3	2,7	3,5	3,6	4,7	4,2

оливин, а плагиоклаз (An<sub>80</sub>). Поэтому с самого начала следовало бы ожидать уменьшения концентрации глинозема и кальция. Однако при FM=55—65 содержание обоих элементов остается на одном уровне (см. рис. 16).

При объяснении отмеченных особенностей рационально взять за основу интерпретации процесса не FM, а изменение общего химизма, выражаемое показателем A<sub>c</sub>. Отметим, что общий диапазон изменения величины FM не может быть сопоставлен с параллельным изменением кремнекислотности. Если его разбить на две части: от 55 до 75 и от 76 до 95 FM, то для первой из них содержание SiO<sub>2</sub> составляет 46—48%, а для второй оно увеличивается от 48 до 75%. Из графика FM—A<sub>c</sub> (рис. 17) видно, что сама величина FM при этом изменяется не плавню, а с перегибом. Резкому возрастанию FM вначале отвечает лишь небольшое уве-

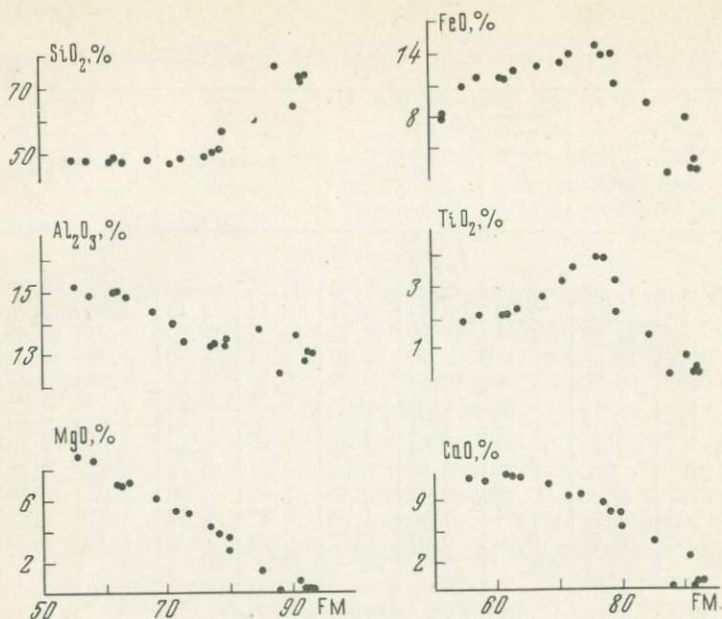


Рис. 16. Зависимость петрогенных окислов от индекса FM в толитах Восточной Исландии

личение  $A_c$ . С изменением FM сходен и график изменения Mg, также с перегибом при  $A_c=0,7$ . Нетрудно видеть, что один график является зеркальным отражением другого. Иначе говоря, плавное уменьшение концентрации Mg при сравнении пород с помощью FM обусловлено лишь способом расчета FM и соотношением одних и тех же величин содержаний магния.

Если обратиться к другим графикам, то можно констатировать, что указанному изменению — перегибу в графиках FM и Mg соответствует также и изменение трендов Ca и Fe при  $A_c=0,7$  — увеличение их концентрации, особенно резко выраженное для закисного железа. Из этого следует, что начальная стадия дифференциации и переход от высокомагнезиальных к низкомагнезиальным базальтам контролировались преимущественно фракционированием оливина, отчасти авгита, но не плагиоклаза. В связи с этим следует указать на показательное для фракционирования оливина сопряженное возрастание концентрации Ca и Sr, как это демонстрирует разобранный ранее пример гавайских толитов Килауза-Ики, в которых фенокристы были представлены одним оливином. В случае долеритов Бердс-ривер, где фракционирование основного плагиоклаза наряду с оливином является существенным моментом дифференциации, на первом этапе дифференциации — при переходе от оливинового габбро к феррогаббро — концентрация Ca и Sr остается примерно на одном

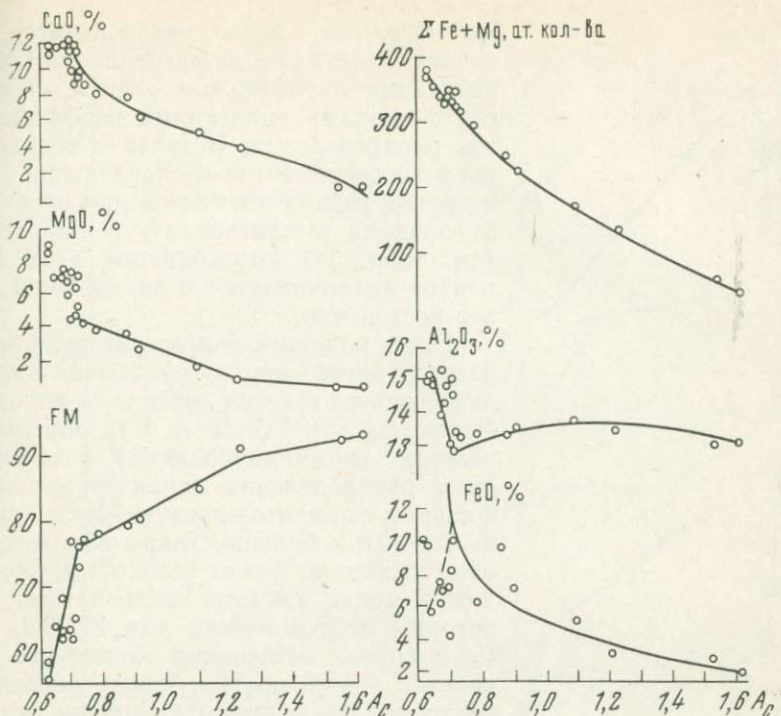


Рис. 17. Зависимость содержаний петрогенных элементов в толентовых сериях Восточной Исландии от  $A_c$

уровне, понижаясь затем по мере развития остаточных расплавов (см. рис. 14, б).

При допуске Д. А. Вудом состава авгита его одновременное с оливином фракционирование было достаточным для сохранения стабильного содержания кремнезема и глинозема. Однако для части лав можно предположить существенное фракционирование основного плагиоклаза на рубеже  $A_c = 0,7$  (скачкообразное падение содержания  $Al_2O_3$  с 15 до 13%). В дальнейшем прогрессирующее фракционирование авгита, плагиоклаза и рудных окислов при подчиненных количествах оливина в согласии с рассчитанной Д. А. Вудом моделью контролировало сохранение линейного тренда уменьшающейся валовой концентрации феррических компонентов. Одновременно возрастало содержание щелочных металлов. Таким образом, суммарное содержание феррических компонентов лучше отражает ход дифференциации по сравнению с показателем FM.

С отмеченными выше особенностями распределения главных компонентов согласуется и поведение редких элементов-примесей (рис. 18, 19). Отметим резкое падение содержаний сидерофильных примесей с большой величиной коэффициентов распределения для равновесий оливин — расплав и пироксен — расплав (Сг,

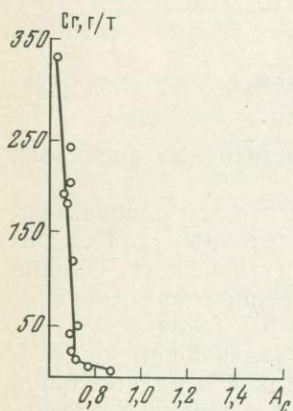
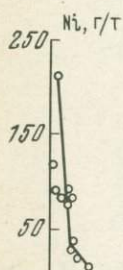
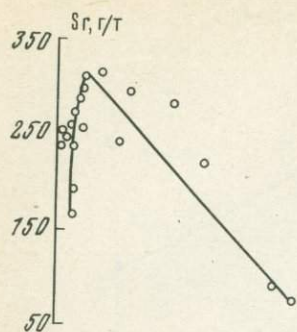


Рис. 18. Зависимость содержания Cr, Ni и Sg в толеитовых сериях Восточной Исландии от  $A_e$ .

Ni). Столь же резко увеличивается на начальной стадии дифференциации концентрация литофильных редких элементов с низкими значениями коэффициентов распределения. В связи с возрастанием коэффициентов распределения РЗЭ и других редких элементов при переходе от оливина к плагиоклазу и пироксену (см. табл. 34) концентрация этих элементов увеличивается в дальнейшем более постепенно.

При моделировании распределения редких элементов в последовательных дифференциатах на основе уравнения Релея:  $C/C_0 = f^{(D-1)}$  Д. А. Вуд определил валовые (комбинированные) коэффициенты распределения характерных литофильных элементов-примесей в диапазоне 0,1—0,8 и больше. Таким образом, ни один из них не может быть принят близким к нулю, как это предполагают некоторые исследователи для Zr, Ta, La, Ce и других остаточных элементов. Поведение этих и других редких элементов контролируется преимущественно рудными и акцессорными минералами, например апатитом или цирконом и ильменитом.

В рассматриваемом случае прямолинейные корреляционные графики могут быть построены для различных элементов-примесей и петрогенных элементов, например для Ba и La, Ta и K или Na и K, при значениях  $D$ , меньших 1. Очевидно, что один топологический подход путем построения линейных корреляционных графиков может оказаться недостаточным при необходимости сопоставления и альтернативного выбора возможных петрологических моделей, если принять во всех случаях некогерентный путь концентрации для определенных редких элементов.

Следующий пример толеитового магматизма относится к Гебридской провинции — вулканической области Западной Шотландии, хорошо известной по классическим геологическим описаниям локальных вулканических центров с комплексами кольцевых и конических интрузий (Малл, Скай, Арднамерхан и др.). В результате детальных петрологических исследований здесь выде-

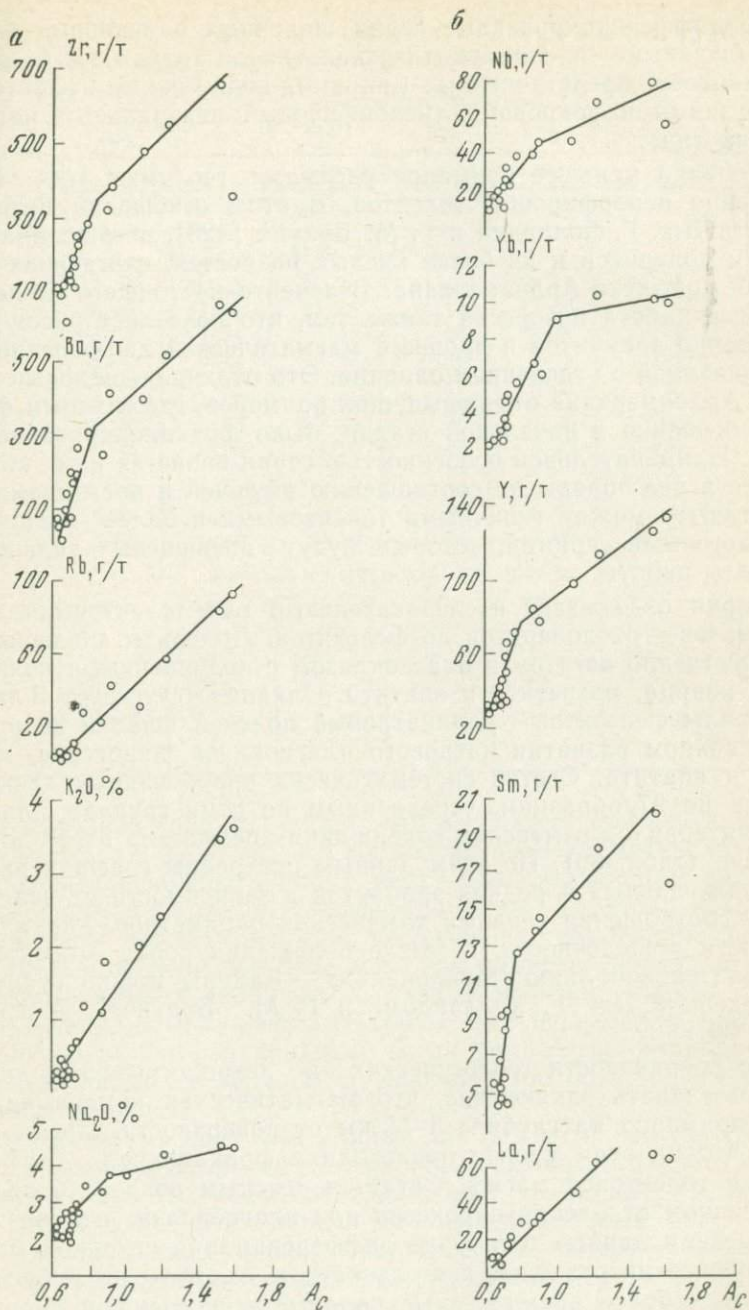


Рис. 19. Зависимость содержаний щелочных и литофильных редких элементов в толеитовых сериях Восточной Исландии от  $A_c$ .

а — щелочные металлы и цирконий; б — лантаноиды, иттрий и ниобий

лены дифференцированные серии щелочных оливиновых базальтов (главный — платомагматический тип) и толеитовых базальтов и диабазов, представленных дайками, коническими пластовыми интрузиями и покровами (непорфировый центральный магматический тип).

Гораздо меньшее внимание уделялось геохимии этих пород, особенно непорфировых толеитов. В этом отношении интересна работа Дж. Г. Холланда и Г. М. Брауна [123], посвященная геохимии долеритов и их более кислых разновидностей, слагающих дайковый комплекс Арднамерхана. В аспекте настоящего исследования эта работа интересна также тем, что позволяет рассмотреть поведение элементов в процессе магматической дифференциации, не связанной с отделением оливина. Это отличает дайковый комплекс Арднамерхана от предыдущих примеров, где главным фактором, особенно в начальной стадии, было фракционирование оливина. Примечательной особенностью серии является и то, что входящие в нее породы по соотношению щелочей и кремнезема располагаются между типичными толеитовыми и более щелочными базальтовыми сериями, которым будут посвящены дальнейшие разделы работы.

Серия охватывает последовательный ряд толеитовых дифференциатов — от долеритов до фельзитов. Долериты сложены преимущественно авгитом и плагиоклазом с подчиненными количествами кварца, магнетита и апатита. Оливин отсутствует. Главные минералы фельзитов — калинатровый полевой шпат и кварц при подчиненном развитии натрового плагиоклаза, пироксена, магнетита и апатита. Состав систематически опробованных даек был изучен по 97 образцам, усредненным по семи группам для равных интервалов изменения содержания кремнезема от 48 до 60% и выше (табл. 35). По этим данным построены графики распределения главных и редких элементов в зависимости от величины  $A_c$ . О соотношении главных химических параметров — кремнекислотности и щелочности, а также положении пород относительно разделительной линии Макдональда — Кацуры можно судить по приведенной Дж. Г. Холландом и Г. М. Брауном диаграмме (рис. 20).

По совокупности геологических и петрологических данных можно сделать заключение, что магматическая камера находилась примерно на глубине 3—4 км от поверхности. Предполагается, что на этом уровне происходила фракционная дифференциация толеитовой магмы. Остается неясным вопрос о преимущественном отделении пироксена или плагиоклаза, что связано с отсутствием данных о глубине дифференциации исходной магмы. В процессе интрузивной деятельности в какой-то степени могли плавиться более кремнекислые породы кровли, и при смешении базальтовых и анатектических расплавов формировались загрязненные, наиболее обогащенные  $SiO_2$  породы, также входящие в дайковую серию.

## Химический состав пород долеритовых серий Шотландии

Компоненты	Группы даек (число проб)						
	1 (16)	2 (29)	3 (26)	4 (11)	5 (3)	6 (4)	7 (8)
	Интервалы содержаний, %						
	48-50	50-52	52-54	54-56	56-58	58-60	>60
О к с л ы, %							
SiO <sub>2</sub>	49,36	51,04	52,75	54,56	56,13	59,14	63,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,08	14,44	14,16	14,14	13,89	14,16	13,78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,54	4,91	5,01	4,56	2,14	3,74	3,00
FeO	7,36	9,12	8,82	8,45	9,17	6,99	5,72
MnO	0,200	0,226	0,222	0,228	0,223	0,211	0,171
MgO	6,63	4,60	3,71	2,95	2,52	1,63	1,51
CaO	10,74	8,55	7,35	6,70	6,23	5,65	4,15
Na <sub>2</sub> O	2,85	2,95	3,18	3,45	3,21	3,24	3,35
K <sub>2</sub> O	0,32	1,28	1,67	1,99	2,50	2,82	3,23
TiO <sub>2</sub>	1,48	2,24	2,37	2,21	2,19	1,76	1,37
S	0,27	0,24	0,26	0,20	0,16	0,09	0,09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,40	0,49	0,55	0,62	0,57	0,39
Э л е м е н т ы-п р и м е с и, г/т							
Rb	9	33	40	49	66	70	84
Sr	263	252	250	268	247	239	216
Ba	339	853	1062	1236	1325	1421	1559
Zr	86	183	232	264	319	378	414
Ni	52	22	9	4	3	1	1
A <sub>c</sub>	0,69	0,76	0,81	0,86	0,91	1,01	1,15

Из графиков (рис. 21) видно, что в процессе дифференциации при увеличении  $A_c$  от 0,7 до 1,2 возрастание кремнекислотности и понижение основности пород могут быть выражены разными показателями: индексом дифференциации Торнтон — Таттла, уменьшением магnezности, увеличением количества нормативного кварца и др. Из них, пожалуй, наименее нагляден обычно используемый в подобных случаях фемический индекс  $FM = \frac{\Sigma FeO + Fe_2O_3}{\Sigma (FeO + Fe_2O_3) + MgO}$ . При переходе к наиболее кремнекислым дифференциатам, когда количество нормативного кварца возрастает с 10 до 20%, величина FM остается примерно на одном уровне.

Хотя авторами получены данные для сравнительно узкого круга элементов-примесей, среди них есть типичные представители различных главных геохимических групп: наиболее щелочных (Rb, Ba) и щелочноземельных (Sr), сидерофильных (Ni) и типичных литофильных низкой основности (Zr). Отсутствие контролирующего выделения оливина подчеркивается постепенным понижением концентрации никеля и несовпадением трендов никеля и магния. Напротив, близкое подобие трендов Ca и Mg при отсутствии корреляции между Ca и Al указывает, что главным фактором дифференциации было фракционирование авгита, но не

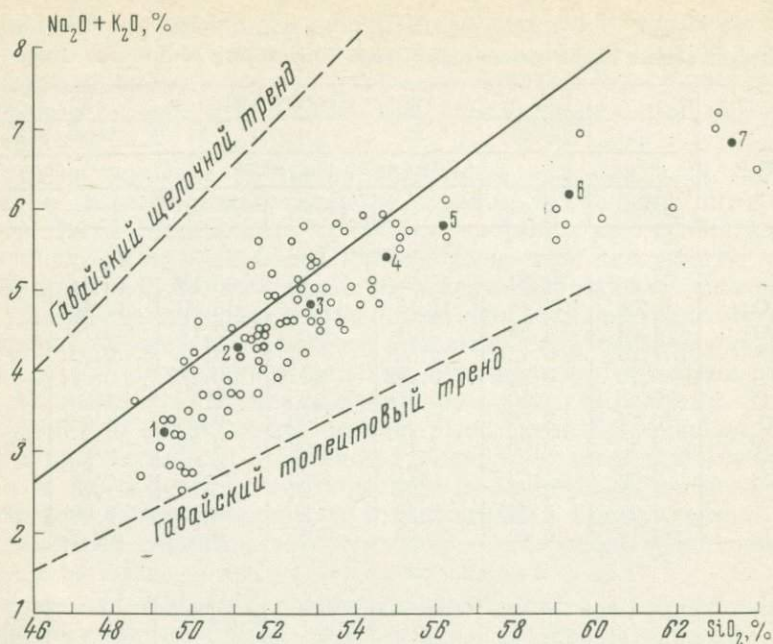


Рис. 20. Соотношение  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  в долеритах Шотландии.  
1—7 — средние составы даек (см. табл. 35)

плагинклаза. В этом случае понятно и отсутствие обычной корреляции между Ca и Sr, проявленной для преимущественного фракционирования наиболее основного плагинклаза.

Судя по данным нормативного пересчета, уже в начальный период дифференциации при переходе от первой группы даек ко второй кристаллизовался плагинклаз с примерно равным соотношением альбитового и анортитового компонентов. Для более кислых разностей базальтов характерен плагинклаз с преобладанием альбитового компонента.

Предполагается возможность двухстадийной дифференциации: на глубине при давлении до 8 кбар (отделение кальциевого пироксена от исходного состава оливинового базальта) и последующая близповерхностная дифференциация толеитовой магмы, контролировавшаяся также сепарацией плагинклаза. Исходя из трендов главных и редких элементов относительно  $A_c$ , подобное допущение представляется наиболее вероятным и позволяет объяснить, почему на средней части процесса (см. табл. 35, группы 4—6) не происходило последовательного накопления в расплаве натрия и алюминия. В этой связи находит объяснение и конформность трендов алюминия, натрия и стронция, отражающая вхождение стронция в структуру натриевого плагинклаза.

Как и в предыдущих примерах, особое положение занимает остаточная группа щелочных элементов, а также и цирконий, ко-

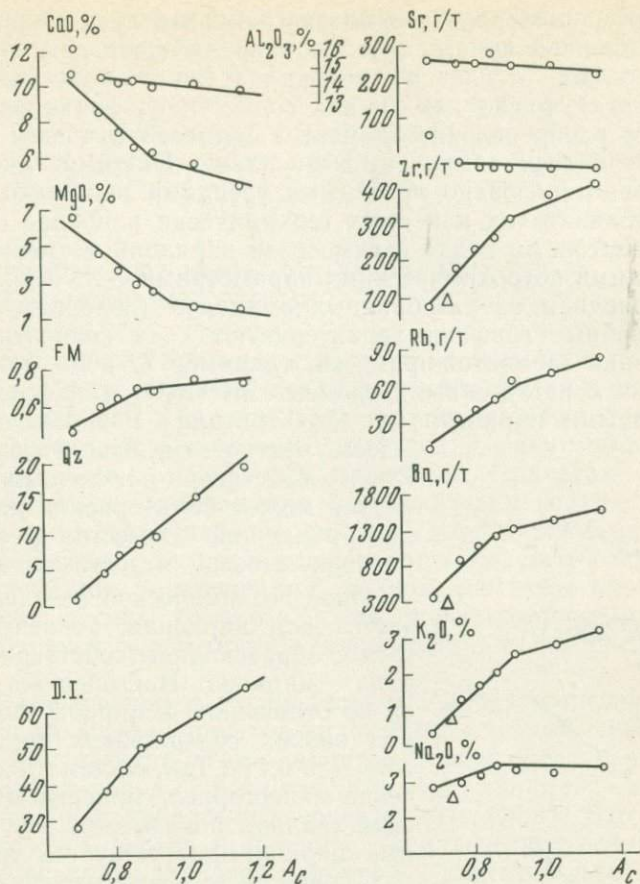


Рис. 21. Зависимость содержаний петрогенных и редких элементов в долеритах Шотландии от  $A_c$

которые концентрируются на протяжении всего процесса дифференциации. Геохимическая близость щелочных редких элементов и калия подчеркивается одинаковым порядком их концентрации: в 9—10 раз для рубидия и калия, что соответствует фракционированию примерно 0,1 объема исходного расплава. В этой связи можно отметить близость состава толеитовой магмы Гебрид и «стандартного» континентального толеита по содержанию всей группы щелочных металлов. Фигуративная точка стандартного состава, отмеченная треугольником на графиках, занимает закономерное положение между составами 1 и 2 групп дайковой серии, что согласуется с представлением о глубинном происхождении исходной для Арднамерхана толеитовой магмы.

Заканчивая на этом рассмотрение геохимических особенностей толеитовых серий, отметим, что одновременное сопоставление трендов главных и характерных редких элементов-примесей по  $A_c$

позволяет вполне определенно разграничить принципиальные типы фракционной кристаллизации с преимущественным отделением какого-либо из главных минералов (оливина, пироксена или плагиоклаза), равно как и их совместное фракционирование. При этом распределение элементов-примесей в общем отражает взаимосвязь всех компонентов расплава. Поэтому оно может быть охарактеризовано линейными трендами не только для парной корреляции тех или иных геохимически наиболее когерентных элементов, но и для взаимосвязи вариаций элементов-примесей с общими петрохимическими параметрами —  $A_c$  и др.

В последнем из разобранных примеров (долериты Шотландии) линейные графики характеризуют как концентрационные соотношения элементов-примесей, например Zr и Rb, так и их соотношения с петрогенными элементами ( $K_2O$ ) или формальными нормативными параметрами: Qz—Zr или FM—Ba (рис. 22).

Здесь уместно заметить, что и для пары Zr—Rb собственно остаточным в данном случае может быть признан лишь рубидий, входящий совместно с калием в полевошпатовый мезостазис долеритов.

Иное геохимическое поведение намечается для циркония, концентрирующегося с образованием собственного минерала — циркона. Насыщенность расплава по отношению к циркону достигается при низких содержаниях циркония: от сотых до 0,1%. Так, систематическое изучение акцессорных минералов в сибирских траппах показывает, что акцессорный циркон присутствует в любых типах пород, и к конечным стадиям кристаллизации его содержание возрастает в сотни и тысячи раз. Частично цирконий концентрируется и в ильмените — до 0,3—0,5%, т. е. с коэффициентом распределения, большим 1 [58]. Сходно поведение циркония и в Скергаардском расщепленном массиве [99]. Для РЗЭ минералом-концентратором является апатит, присутствующий в любых типах зернистых базитов. Иногда и для клинопироксена из пород габброидных интрузий коэффициент распределения легких лантаноидов — лантана, церия и др. — может превышать 1 [2]. В магнетите из основных и средних пород содержание ниобия составляет в среднем 11—12 г/т, т. е. в 1,5—2 раза больше его среднего содержания в толентовых базальтах [53].

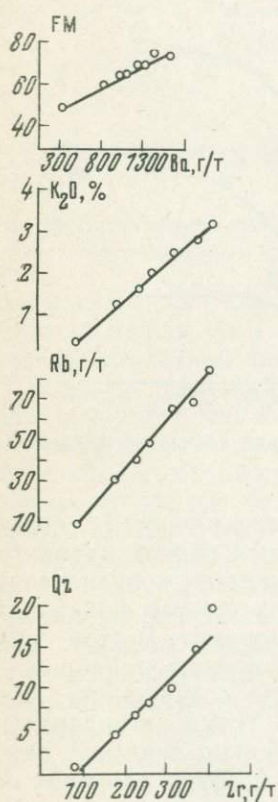


Рис. 22. Зависимость содержаний Ba и фемического индекса (FM);  $K_2O$ , Rb, нормативного кварца (Qz) и Zr

Акцессорные редкометалльные минералы, вероятно, могут присутствовать и в частично раскристаллизованных разностях базальтов и базальтоидов. Подобные особенности распределения редких элементов-примесей не позволяют априори признавать дибоксит, лантан или церий остаточными элементами с коэффициентами распределения, близкими к нулю на протяжении всего процесса магматической дифференциации.

#### ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНЫЕ СЕРИИ ОСТРОВНЫХ ДУГ И КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН

В обосновании современных тектоно-магматических моделей последовательного развития главных серий вулканитов в системах островных дуг и континентальных окраин важное место отводится особенностям химизма андезитов и сопутствующих пород: от базальтов до дацитов и липаритов. При этом используются и данные по особенностям распределения редких и других элементов-примесей. Наиболее важной характеристикой считается закономерное увеличение содержания калия и сопряженное с ним возрастание концентрации редких элементов при переходе от приокеанских толеитов к высокоглиноземистым базальтам, андезитам и шошонитам в направлении от океана к континенту.

Также специфично и распределение РЗЭ: для низкокальциевых толеитов и их дифференциатов характерен «примитивный» (хондритовый) тип спектра этих элементов, а для собственно известково-щелочных пород и более щелочных разностей — обогащенный легкими лантаноидами (цериевая подгруппа). Это позволяет предполагать, что формирование магматических серий островных дуг связано с различной глубиной и степенью плавления исходного материала верхней мантии или опущенного литосферного блока: от 15 до 25%, чтобы выплавить островодужные толеиты и до 2—5% в случае известково-щелочных и щелочных пород [125]. Высказывались и иные предположения, например, о дополнительном привносе калия и литофильных элементов глубинными мантийными флюидами, экстрагирующими также и кремнезем, что способствует появлению большого количества андезитовых членов серий [46].

Подобные модели, в частности известная схема П. Джекеша и А. Уайта, первоначально были созданы по ограниченному объему геохимических данных, а по некоторым принципиальным типам пород — лишь по локальным материалам (острова Новая Гвинея, Фиджи). Поэтому предложенные величины индикаторных отношений не могут быть безоговорочно приняты в качестве эталонных и распространены на другие районы, тем более, что и для исходного региона оспаривается универсальный характер схемы. В связи с этим целесообразно привести дополнительные примеры островодужных серий, где в последние годы выполне-

ны более детальные геохимические и петрологические исследования.

Ниже будут рассмотрены данные по наиболее типичным островодужным провинциям: юго-запада Тихого океана (дуга Тонга — Кермадек), Курило-Камчатской и Карибской (Малые Антильские острова), а также некоторым окраинным континентальным сериям и палеоаналогам активных островодужных провинций (Чилийские Анды, Охотско-Чукотская).

Рассмотрение различных петрогенетических моделей не является специальной задачей настоящей работы. Однако по графикам распределения элементов-примесей в зависимости от  $A_c$  можно судить о достоверности предложенных генетических схем, например при оценке альтернативных моделей последовательного магматического фракционирования или гетерогенного магматизма (с дополнительным привнесом щелочей и редких элементов мантийными флюидами), а также интерпретации глубинности магм в связи с моделями магматической зональности островодужных ассоциаций.

### Дуга Тонга — Кермадек

Эта дуга образована группой современных четвертичных вулканов, протягивающихся почти на 3000 км по прямой линии: от островов Самоа до активной вулканической зоны Таупо на севере о. Новая Зеландия. Вулканы представляют наиболее приподнятую часть подводных вулканических хребтов Тонга и Кермадек, маркирующих располагающуюся под ними активную сейсмическую зону, падающую к западу в сторону Австралийской плиты на глубину до 700 км. Активные вулканы Тонга находятся примерно в 100—150 км выше зоны Бенъофа. На островах Тонга развиты преимущественно андезито-базальты с подчиненными им андезитами и дацитами. Для лав Кермадека характерны толеиты и андезито-базальты. В зоне Таупо, локализующейся в области континентальной коры, доминируют риолиты.

По данным детальных петрологических и геохимических исследований [107; 108], первичная магма серий Тонга — Кермадек выплавлялась в зоне Бенъофа и имела состав андезитобазальтов. На начальной стадии магматического процесса под воздействием этой магмы происходило частичное плавление верхнемантийных перидотитов с образованием толеитовых расплавов (базальтовые лавы Кермадека). Последующая эволюция продуктов смешения толеитовых и андезитобазальтовых магм обусловлена интенсивно проявленной кристаллизационной дифференциацией в условиях вулканизма малых глубин.

Для лав Тонга характерны фенокристы основного плагиоклаза (80—87% An), авгита и ортопироксена практически постоянного состава, а также титаномагнетита. В основной массе эффузивов состав пироксенов отличается большими колебаниями в со-

отношении главных компонентов. В дацитах отмечены как второстепенные минералы кварц и калиевый полевой шпат. К западу от северных островов Тонга, в пределах внутридуговой рифтовой зоны находится вулкан Ниуафоу, где развиты афировые оливиновые толеиты. Оливин отмечен также и в некоторых андезитобазальтах. В оливиновых толеитах Кермадека обычны фенокристы основного плагиоклаза ( $Ap_{82-93}$  с каемками  $Ap_{64}$ ), оливин ( $Fo_{88-70}$  для фенокристов и  $Fo_{88-50}$  для микрофенокристов) и авгит преимущественно в виде микрофенокристов. Минералогически с ними схожи андезито-базальты и андезиты, но оливин в них обычно отсутствует. Для основной массы типичны низкокальциевые пироксены. Характерно отсутствие роговой обманки, что согласуется с представлениями авторов о генерации исходных магм в практически безводных условиях.

Лавы островов Тонга и Кермадек петрохимически близки и могут быть отнесены к типичным представителям островодужных низкокальциевых толеитовых серий (пижонитовых). Для них характерны повышенная железистость, относительно высокое содержание кальция и пониженная щелочность. В этом отношении вулканы о. Тонга могут быть противопоставлены известково-щелочным (гиперстеневым) сериям Новой Зеландии, отличающимся повышенной щелочностью, особенно  $K_2O$ , и магнезиальностью. Дацитовые дифференциаты Кермадека занимают промежуточное положение на диаграмме AFM (рис. 23).

С отмеченными особенностями согласуется и редкометальная специфика лавовых серий Тонга — Кермадека: пониженное содержание в них «некогерентных» элементов калиевой группы (Rb, Cs, Ba) и цериевых РЗЭ, а также Zr, Nb и сидерофильных примесей (Cr, Ni). Концентрация некогерентных элементов в вулканитах Новой Зеландии уже на уровне андезито-базальтов выше, чем в дацитах Тонга — Кермадека, что отражает возможную контаминацию новозеландских серий коровым сиалическим материалом.

Роль процесса кристаллизационной дифференциации в формировании андезито-дацитовых серий и распределении в них элементов-примесей была продемонстрирована А. Эвартом и его коллегами путем сопоставления химического состава основной массы (матрицы) и валового содержания главных и редких элементов в породах серии Тонга. Выборка представительных анализов пород (острова Лейт и Фонуалей) приведена в табл. 36\*. При изменении валового состава лав от андезито-базальтов до андезитов при фракционировании основного плагиоклаза и пироксенов состав остаточной массы меняется от андезитового до дацитового и риацитового (71—73%  $SiO_2$ ). При этом увеличива-

\* При построении вариационных графиков (см. рис. 24—26) были использованы данные силикатных анализов и определений редких элементов в 20 пробах пород серии Тонга.

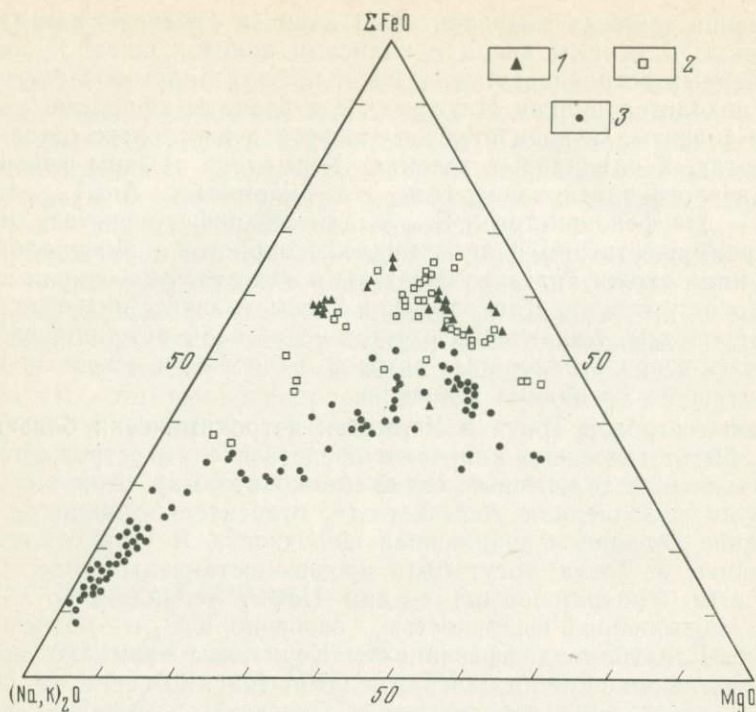


Рис. 23. Диаграмма AFM для вулканитов дуги Тонга (1) — Кермадек (2) и Новой Зеландии (3)

ется концентрация литофильных редких элементов, в первую очередь Rb и Ba, с одновременным уменьшением содержания Sr, Ni, V и других сидерофильных элементов-примесей. Таким образом, очевидна возможность появления дацитовых и более кремнекислых лав, обогащенных литофильными редкими элементами, путем кристаллизационной дифференциации исходной андезито-дацитовой магмы.

Указанные особенности состава лав о. Тонга и единый для них петрохимический тренд на диаграмме AFM позволяют считать их представителями единой серии магматических дифференциатов. На этой основе была предложена петрогенетическая модель магматической эволюции, рассчитанная методом наименьших квадратов для линейной комбинации составов остаточных расплавов фенокristовых фракций. При этом андезито-базальты и андезиты о. Лейт принимались за начальные магмы по отношению к более кремнекислым андезитам и дацитам о. Фонуалей. Использование параметра  $A_c$  как показателя дифференциации при характеристике петрохимических трендов позволяет вскрыть дополнительные особенности магматической эволюции и распределения редких элементов.

## Химический состав вулканитов серии Тонга

Компо- ненты	Анализы типичных пород									
	1		2		3		4		5	
	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б
Окислы, %										
SiO <sub>2</sub>	53,36	55,54	57,57	58,37	60,33	60,85	64,79	71,08	65,57	73,17
TiO <sub>2</sub>	0,55	0,74	0,80	0,91	0,65	0,64	0,55	0,47	0,59	0,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,29	14,76	14,14	13,67	14,60	13,41	14,48	13,43	14,02	11,77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,12	8,07	8,62	9,31	8,04	8,29	6,07	3,67	6,08	4,27
FeO	3,53	4,36	3,60	3,90	1,99	2,75	1,91	1,65	2,07	1,00
MnO	0,19	0,21	0,21	0,22	0,21	0,23	0,16	0,11	0,19	0,13
MgO	4,92	4,67	3,29	2,87	2,59	2,40	1,45	0,79	1,44	0,67
CaO	10,76	9,70	8,42	7,96	7,48	7,00	6,04	4,58	5,71	3,81
Na <sub>2</sub> O	1,92	1,88	2,42	2,32	2,69	2,95	3,03	3,16	3,02	3,17
K <sub>2</sub> O	0,45	0,46	0,70	0,58	0,85	0,92	1,11	1,16	1,13	1,37
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,10	0,12	0,12	0,17	0,20	0,11	0,20	0,20	0,26
A <sub>c</sub>	0,83	0,91	1,03	1,10	1,15	1,17	1,34	1,67	1,38	1,83

## Элементы-примеси, г/т

Rb	6	9	9	8	10	14	14	15	15	26
Ba	110	125	165	160	195	230	270	290	290	380
Sr	215	220	225	230	295	295	305	295	300	245
Zr	26	32	38	45	40	40	48	45	48	61
Y	17	20	25	27	20	21	25	20	28	32
Ni	24	19	9	8	—	—	3	—	—	—
Co	36	32	31	33	21	17	14	10	16	8
V	345	345	410	430	175	155	100	38	98	14
Sc	40	37	41	41	34	37	25	14	29	28
Cr	31	29	6	5	—	—	4	3	5	3
Ga	12	17	19	18	16	16	18	17	19	16
K/Rb	625	425	645	600	705	545	660	640	625	435
Ni/Co	0,67	0,59	0,29	0,24	—	—	—	—	—	—

а — валовый состав, б — основная масса породы.

Как будет видно из дальнейшего, для главных петрогенных элементов Са и Mg можно отметить аналогичные тренды понижения концентрации во всем диапазоне изменения  $A_c$ . Этим рассматриваемые серии отличаются от типичных оливиновых толентов, где начальная стадия дифференциации характеризуется резким понижением содержания магния, что обусловлено преимущественным фракционированием одного оливина, без кальциевых минералов. Хотя по петрографическим данным в лавах о. Тонга существенно преобладают фенокристы основного плагиоклаза по сравнению с пироксеном, сопряженное понижение содержаний Са и Mg означает, что следует допускать и значительное фракционирование микрокристаллов пироксена. (Подобный вывод вытекает и из расчетной модели [107], согласно которой необходимо фракционирование плагиоклаза и авгита в пропорции около 1,5:1).

Примечательной особенностью графиков распределения как главных, так и редких элементов-примесей (рис. 24—26) является полное соответствие трендов для валовых содержаний и матрицы (основной массы) лав в пределах общего ряда магматических дифференциатов. Тем самым подтверждается вывод о формировании кислых андезитов и дацитов серии о. Тонга в процессе последовательной кристаллизационной дифференциации. Следовательно, поведение редких элементов также можно интерпретировать на основе общей модели кристаллизационной дифференциации, без ее усложнения дополнительными факторами, например допущением привноса редких элементов мантийными флюидами. Другими словами, контрастное распределение сидерофильных и литофильных элементов-примесей полностью регулируется изменением их содержаний в зависимости от величины валовых коэффициентов распределения (для пироксен-плагиоклазовых фракций) и долей остаточной массы расплавов повышающейся кремнекислотности при общем понижении валовой основности ( $\Sigma MeB_c$ ).

Если обратиться к особенностям распределения типичных остаточных элементов группы калия Ва, Rb, а также Zr и Y, то на первый взгляд можно прийти к выводу, что составы пород разных островов Тонга, в рассматриваемом случае — Лейт и Фонуалей, принадлежат к единой серии. Для каждого из этих элементов намечаются единые тренды повышения концентрации по мере перехода от андезито-базальтов о. Лейт к андезитам и дацитам о. Фонуалей. Аналогичный вывод как-будто вытекает и из близкой к линейной корреляционной связи двух типичных остаточных элементов — Zr и Y. Графики этого типа, по мнению ряда исследователей, следует считать достаточным доказательством общего процесса фракционной кристаллизации сопоставляемых составов пород. Однако нетрудно показать, что подобное заключение в данном случае не оправдывается.

Так, судя по графикам, Са, Mg и Na в пределах общего ряда дифференциации породы островов Лейт и Фонуалей не могут быть объединены строго линейными трендами. Этот вывод под-

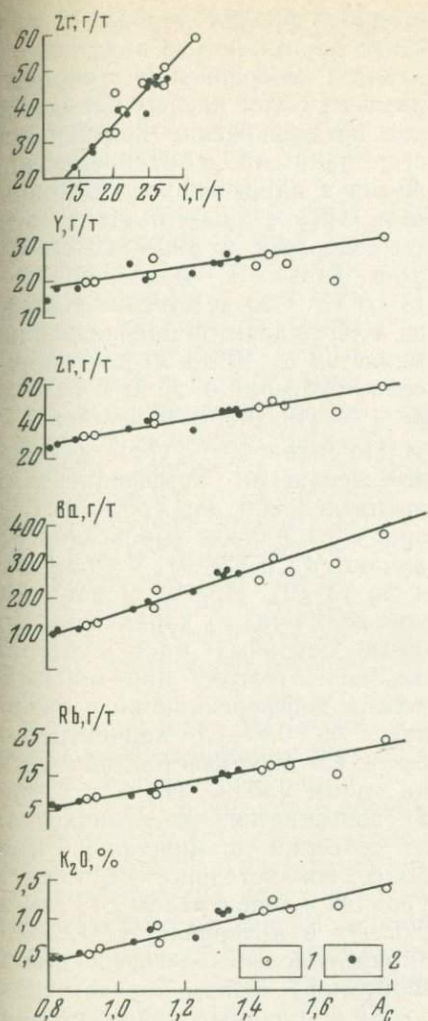


Рис. 24. Зависимость содержаний  $K_2O$  и остаточных редких элементов в вулканитах островной дуги Тонга от  $A_c$ . 1 — состав основной массы; 2 — порода в целом

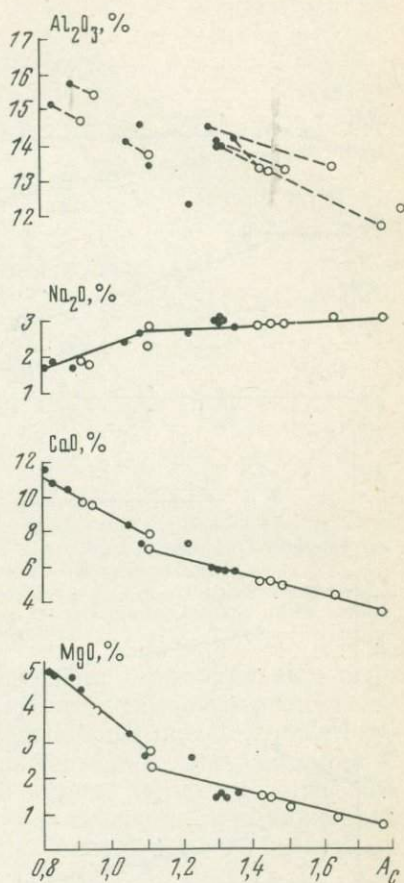


Рис. 25. Зависимость содержаний главных петрогенных элементов в вулканитах Тонга от  $A_c$ . Условные обозначения см. на рис. 24

тверждается также, если обратиться к трендам редких элементов-примесей (см. рис. 26). Для сидерофильной группы (V, Co и Cr) очевидны существенные различия при кристаллизационной дифференциации андезито-базальтовой субсерии о. Лейт ( $A_c=0,08-1,1$ ) и андезито-дацитово-базальтовой субсерии о. Фонуалей ( $A_c=1,1-1,8$ ). Из них лишь хром по графику распределения относительно  $A_c$  близко сопоставим с Mg, что заставляет предполагать его суще-

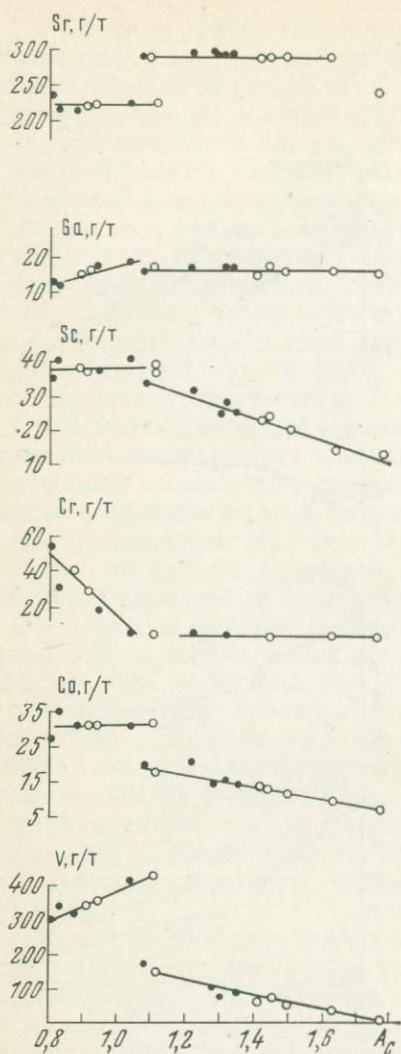


Рис. 26. Зависимость содержаний сидерофильных примесей и стронция в вулканитах Тонга от  $A_c$ .

Условные обозначения см. на рис. 24

ственное фракционирование в составе пироксенов из андезито-базальтов по сравнению с пироксенами из более кислых пород. Такое предположение подтверждается данными о распределении хрома в пироксенах из фенокритов [107]: в лавах о. Лейт авгиты содержат до 300—900 г/т Cr, а в лавах о. Фонуалей — 3—14 г/т Cr. Соответственно величина коэффициентов распределения меняется от 10 до 30 для пироксенов субсерии о. Лейт и от 1 до 2—4 — субсерии о. Фонуалей.

По сравнению с хромом гораздо меньшими коэффициентами распределения для сосуществующих с расплавом пироксенов отличаются Co (2—9), V (0,5—1,4) и Sc (3—9). При этом наименьшие величины  $K_p$  характерны для более основных магм субсерии о. Лейт. Поэтому при магматической дифференциации в интервале  $A_c$  0,8—1,1 концентрация Sc и Co сохраняется примерно на одном уровне, Ga и особенно Sr повышается, что отличает их от субсерии о. Фонуалей. Еще более показательны различия в уровнях концентрации Sr: около 225 г/т в интервале  $A_c$  1,2—1,6 (кремнекислые дифференциаты Фонуалей). Таким образом, различия в уровнях содержаний редких элементов-примесей и особенностях их последующего геохимического поведения при изменении величины  $A_c$  свидетельствуют о генетической автономии андезито-базальтовых и собственно андезитовых расплавов.

Привлечение новейших петрохимических и геохимических данных по серии Кермадек [108] подтверждает намеченные выше выводы о геохимических особенностях формирования андезитовых серий. Дополнительно отметим прямую зависимость уровня содержаний редких элементов от валовой щелочности исходных магм, очевидную при сравнении графиков для  $\Sigma K$ , Na и отдель-

ных редких элементов, например Zr и Y (рис. 27). При этом наглядно выявляется и генетическая неоднородность всей островодужной ассоциации. Так, более щелочные океанические базальты внутридуговой рифтовой зоны отличаются и повышенными содержаниями редких элементов. Низкощелочные андезито-базальты северных островов Тонга соответственно обеднены редкими элементами. Серия Кермадек занимает промежуточное положение. Другими словами, геохимическая специфика отдельных зон в пределах островодужной провинции предопределяется составом исходных магм в зависимости от условий их мантийной генерации.

Последующая магматическая дифференциация протекала сходно и приводила к последовательному повышению содержания литофильных редких элементов Zr, Y, PЗЭ, Ва и др., не затушевывая первоначальных различий. Так, несмотря на постепенное повышение концентрации циркония при переходе от базальтов и андезито-базальтов к кремнекислым андезитам и дацитам серии Кермадек лишь конечные магматические дифференциаты этой серии приближаются по уровню концентрации циркония к океаническим базальтам внутридуговой зоны.

Таким образом, предположение о гибридном происхождении андезитов путем контаминации глубинных мантийных базальтовых магм коровым сиалическим материалом не может быть принято в качестве универсальной гипотезы. В рассматриваемом случае андезиты должны были отличаться от океанических базальтов большей литофильностью: повышенной концентрацией щелочных и близких к ним геохимически литофильных редких элементов. Помимо «мантийных» величин изотопных соотношений свинца и стронция, для лав Тонга — Кермадек показателен и «примитивный» состав PЗЭ. Напротив, для андезитов Новой Зеландии, формировавшихся в условиях континентальной коры, согласно А. Эварту и др., характерны селективные составы PЗЭ, обогащенные лантаноидами цериевой подгруппы (рис. 28).

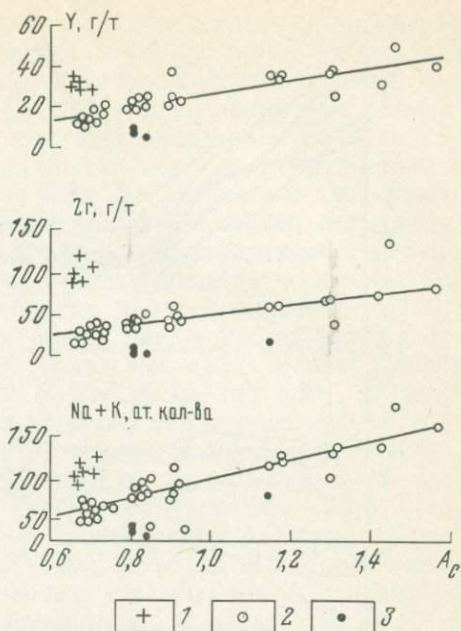


Рис. 27. Зависимость содержаний Y, Zr и щелочей в породах островодужной ассоциации Тонга — Кермадек от  $A_c$ .

1 — океанические щелочные базальты; 2 — серия Кермадек; 3 — вулканиты северной части архипелага Тонга

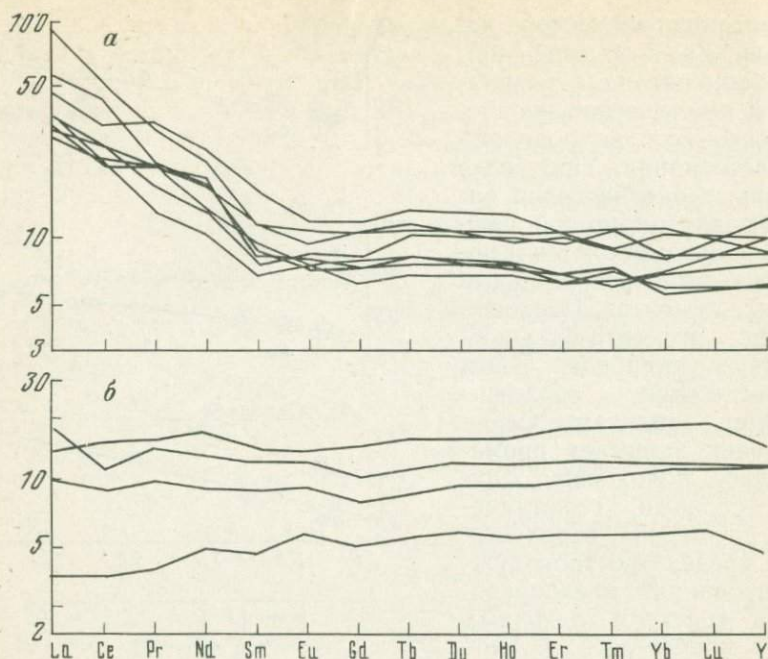


Рис. 28. Соотношение редкоземельных элементов в андезитах Новой Зеландии (а) и базальтах островной дуги Тонга — Кермадек (б).

Содержания нормализованы по отношению к хондриту

Вероятной причиной выпадения или редуцированного развития промежуточных андезитовых составов, например в диапазоне 58—64%  $\text{SiO}_2$  (серия Тонга), скорее всего является неравновесный характер близповерхностной кристаллизационной дифференциации. Так, в серии Тонга по мере магматической дифференциации и перехода от андезито-базальтов к андезитам состав фенокристов плагиноклаза остается без изменений: и в андезито-базальтах, и в андезитах вкрапленники плагиноклаза содержат до 81—85%  $\text{An}$ . Очевидно, что фракционирование основного плагиноклаза (47—48%  $\text{SiO}_2$ ) приведет к появлению комплементарных по отношению к исходным магмам (53—55%  $\text{SiO}_2$ ) кремнекислых составов — до 60%  $\text{SiO}_2$  и выше.

### Малая Антильская вулканическая дуга

Эта дуга протягивается на юго-восток от Пуэрто-Рико на расстояние около 700 км и включает 15 крупных вулканических островов. Согласно геофизическим данным дуга находится в пределах океанической коры, примерно в 100 км выше активной сейсмической зоны, падающей под дугой на запад под углом 30—40°. Восточный край этой зоны, интерпретируемой в последние годы как зона субдукции океанской литосферной плиты, расположен в 150 км к востоку от Малых Антильских островов.

Предполагается, что активная послемiocеновая вулканическая деятельность здесь связана с частичным плавлением мантийного материала в зоне субдукции над погружавшейся пластиной океанской гидратированной коры. О выплавлении первичных расплавов в присутствии воды свидетельствует постоянное наличие амфибола в качестве одного из главных минералов в ассоциации с основным плагиоклазом. Дальнейшая магматическая дифференциация обусловлена близповерхностной фракционной кристаллизацией. Судя по ксенолитам кумулатов, вначале отделились оливин, Са-авгит и Сг-шпинель, а при последующем понижении температуры — роговая обманка, анортит и титаномагнетит [100].

В пределах дуги намечается общая тенденция изменения состава вулканических пород: от толеитовых (на севере) через известково-щелочные (в центре) к щелочным (на юге). Подсчеты по коренным обнажениям на островах свидетельствуют о значительном преобладании андезитов и андезито-базальтов (42%), а также дацитов (39%) по сравнению с другими типами пород: базальтами (13%), пикритами (4%) и риодацитами (2%). Преобладают порфировые разности с фенокритами оливина, авгита, плагиоклаза, а также роговой обманки и биотита (в андезитах и дацитах). На южных островах наряду с обычными андезитами и дацитами встречены пикриты и базаниты.

Геохимии и петрохимии вулканических пород Малых Антильских островов посвящена публикация [100], обобщающая результаты обширных аналитических исследований — свыше 1500 полных химических анализов с одновременным определением редких элементов — Ва, Zr, Y, Nb и др. Сопоставление усредненных данных по отдельным островам показывает, что все эффузивные породы могут быть разбиты на две группы, различающиеся по уровню концентрации калия в процессе магматической дифференциации (рис. 29).

Большая часть островных серий принадлежит к группе с относительно повышенным содержанием калия. Ее типичным представителем является серия о. Гренада. Во вторую группу входят вулканы о. Сент-Китс, а также острова Сент-Винсент и Статия. Эти две группы контрастны и по ряду геохимических особенностей, что можно показать на примере типичных для них островов серий Гренада и Сент-Китс, включающих полные ряды по-

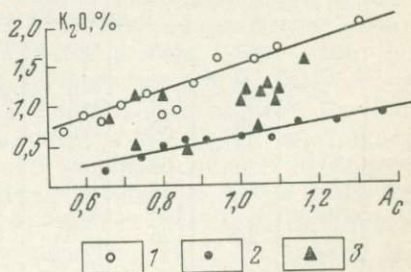


Рис. 29. Соотношение  $K_2O$  и  $A_c$  в вулканитах Малой Антильской дуги. 1 — о. Гренада; 2 — о. Сент-Китс; 3 — прочие острова

род: от базальтов до андезитов и дацитов. Составы пород в серии Гренада охарактеризованы по 263 анализам, а в серии Сент-Китс — по 179. Анализы сгруппированы и усреднены по интервалам через 2% SiO<sub>2</sub>. Таким путем для обеих серий рассчитаны 22 группы средних вулканитов. Главные типы пород показаны в табл. 37 и на графиках.

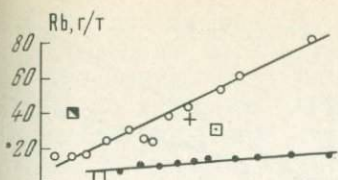
Сопоставление графиков распределения как литофильных (Ba, Nb, Zr, Rb), так и сидерофильных элементов-примесей (Ni, Cr) обнаруживает отчетливые различия геохимических трендов для низкокалиевой близкой к толеитам серии Сент-Китса и более калиевой и более щелочной серии Гренада. Последняя, как и в случае других магм повышенной щелочности, обогащена литофильными редкими элементами — спутниками калия (рис. 30). Указанная специфика сравниваемых серий предопределена составом исходных базальтовых магм: уровень содержания таких элементов, как Zr и Nb в низкокалиевых базальтах Малой Антильской дуги ниже, чем в стандартном океаническом абиссальном толите.

Последующая магматическая дифференциация еще более подчеркивает специфику этих двух типов высокоглиноземистых магм,

Таблица 37

Химический состав вулканитов Малой Антильской дуги

Компоненты	Серия о. Гренада			Серия о. Сент-Китс						
	Базальты	Андезиты	Дацит	Базальт	Андезиты	Дациты				
О к и с л ы, %										
SiO <sub>2</sub>	45,08	51,02	56,90	61,15	65,25	47,60	53,14	56,84	62,71	67,25
TiO <sub>2</sub>	0,92	0,86	0,74	0,59	0,50	1,00	1,00	0,77	0,59	0,45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,31	17,73	17,12	17,27	17,23	20,04	19,55	17,81	16,72	16,04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,49	2,24	1,86	1,55	1,13	2,57	2,24	2,05	1,62	1,26
FeO	6,90	6,22	5,16	4,30	3,13	7,13	6,21	5,68	4,49	3,48
MnO	0,17	0,16	0,25	0,13	0,07	0,17	0,18	0,17	0,15	0,14
MgO	11,73	6,23	4,10	2,62	1,51	6,13	3,11	3,03	2,03	1,06
CaO	12,10	10,44	8,51	6,58	4,90	12,20	10,02	8,97	7,00	5,25
Na <sub>2</sub> O	2,50	3,24	3,46	3,63	3,80	2,09	3,28	3,34	3,33	3,79
K <sub>2</sub> O	0,71	0,94	1,22	1,49	1,92	0,21	0,48	0,56	0,76	0,80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	0,18	0,16	0,17	0,16	0,07	0,11	0,11	0,09	0,09
A <sub>c</sub>	0,54	0,69	0,88	1,04	1,31	0,65	0,80	0,91	1,15	1,36
Э л е м е н т ы - п р и м е с и, г / т										
Ba	350	398	466	582	753	76	146	165	218	194
Nb	8	6	8	11	13	1	1	1	2	2
Zr	94	96	143	176	209	45	77	88	97	129
Sr	785	738	726	752	827	277	297	309	292	278
Rb	16	23	36	51	83	4	9	11	14	13
Ni	360	129	104	66	45	19	4	2	3	4
Cr	822	285	254	148	112	32	5	6	13	11
V	245	215	156	127	88	277	205	123	97	35
Y	21	23	26	28	22	16	25	26	22	27



←  
Рис. 30. Зависимость содержаний литофильных редких элементов в вулканитах Малой Антильской дуги от  $A_c$ .

1 — о. Гренада; 2 — о. Сент-Китс; 3 — океанический толент; 4 — океанический щелочной базальт; 5 — андезит; 6 — средний тип вулканитов Малой Антильской дуги

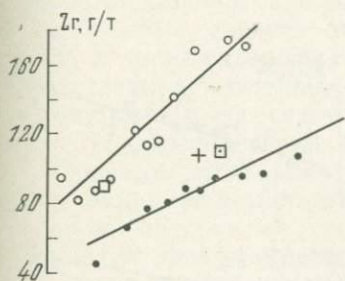
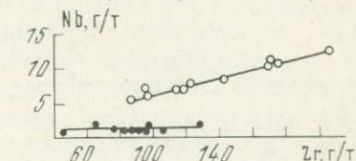
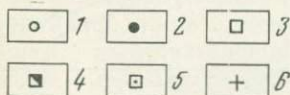
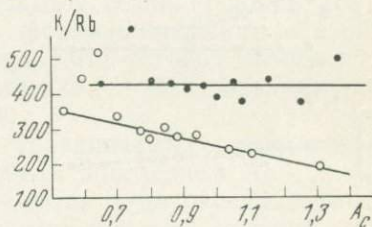
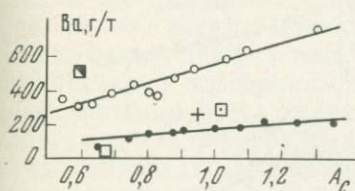
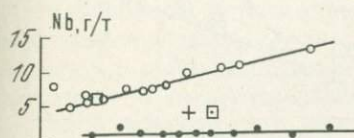


Рис. 31. Индикаторные отношения Nb—Zr и K/Rb— $A_c$  для вулканитов о. Гренада и о. Сент-Китс.

Условные обозначения см. на рис. 30



поскольку в магматическом ряду повышенной щелочности в большей степени возрастает концентрация Ba, Rb, Nb, Zr. С этим связаны также характерные различия в индикаторных отношениях, например Zr/Nb, поскольку в щелочной серии одновременно возрастает содержание обоих элементов, а в низкокальциевой ниобий остается на исходном низком уровне (рис. 31). Достаточно контрастно и поведение Sr и Ni: значительно понижена их концентрация в дифференцированном ряду повышенной щелочности в отличие от дифференциатов низкокальциевого ряда, где уровень концентрации обоих элементов практически не меняется (рис. 32).

По сравнению с перечисленными выше элементами другие главные (Ca, Fe, Mg, Na) и второстепенные (Ti, Y, V) редкие элементы для противопоставления сравниваемых серий гораздо ме-

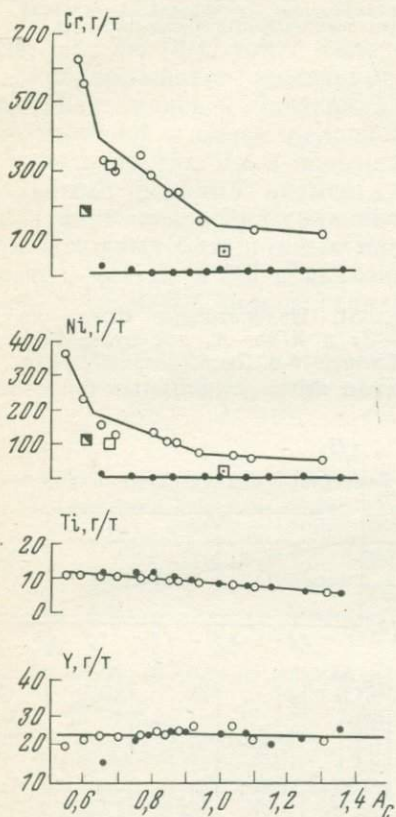


Рис. 32. Зависимость содержаний Sr, Ni, Y и Ti в вулканитах Малой Антильской дуги от  $A_c$ .  
Условные обозначения см. на рис. 30

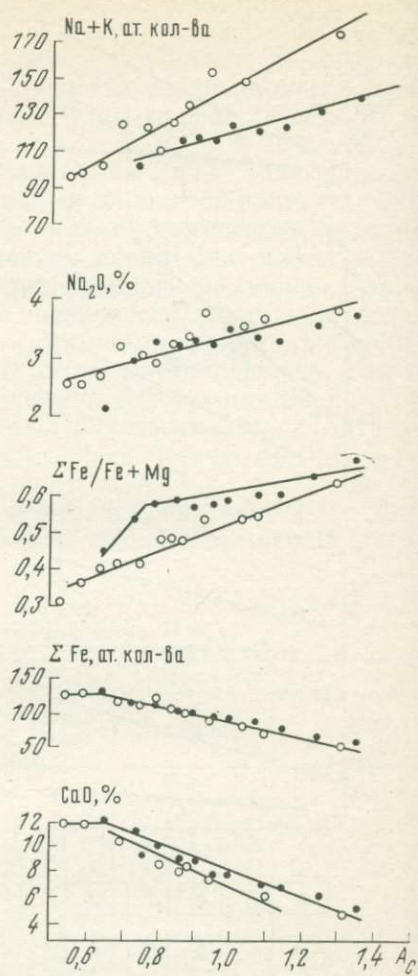


Рис. 33. Зависимость содержаний главных петрогенных элементов в вулканитах Малой Антильской дуги от  $A_c$ .  
Условные обозначения см. на рис. 30.

нее информативны. Так, судя по трендам изменения общей желе-  
зистости сравниваемые серии как-будто представляют единый  
ряд магматических дифференциатов (рис. 33). Для одних и  
тех же значений  $A_c$  — от 0,7 (базальты) до 1,35 (дациты) в обе-  
их сериях сходно и поведение Mg. Поэтому малоинформативна и  
диаграмма AFM. Тренды обеих серий на этой диаграмме сходны  
и лежат в обычной для известково-щелочных ассоциаций обла-  
сти. Различие сравниваемых серий по железистости усилено в ре-  
зультате пересчета на три компонента. Из графика  $A_c$ —

$\Sigma\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$  (см. рис. 33) видно, что изменение соотношения железа и магния по мере магматической дифференциации и увеличения общей щелочности не одинаково, как можно было бы предположить по диаграмме AFM: для относительно щелочной серии Гренады  $\Sigma\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$  ступенчато увеличивается, а для серии Сент-Китс в большей части дифференцированного ряда (андезитобазальты, андезиты) сохраняется на одном уровне, значительно возрастающая лишь к концу дифференциации. Для объяснения этой особенности следует вернуться к вариационным графикам Mg и Ca, а также сидерофильных элементов-примесей.

Существенным отличием Mg от Ca является резкое падение концентрации Mg на стадии формирования наиболее основных разностей базальтов серии Гренада ( $A_c$  0,55—0,7 или 45—51%  $\text{SiO}_2$ ). При этом столь же резко падают содержания Cr и Ni, поскольку общая железистость возрастает, а содержания Ti, V и Ca остаются на прежнем уровне. Все эти особенности однозначно подчеркивают фракционирование магнезиального оливина в качестве главной кумулятивной фазы раннего этапа кристаллизации. На основном отрезке дифференциации тренды Ca и Mg в сравниваемых сериях сходны, но существенное понижение содержания Cr и Ni характерно лишь для серии Гренада, что свидетельствует о преимущественном фракционировании в этой серии клинопироксена, а в серии Сент-Китс роговой обманки. Для последней коэффициенты распределения Cr и Ni заметно ниже по сравнению с авгитом (см. табл. 1).

Специфика дифференциации сравниваемых магматических серий наглядно подчеркивается также поведением Al. Хотя исходные магмы в обеих сериях относятся к высокоглиноземистым базальтам и их дифференциация в определенной степени связана с фракционированием высококальциевого плагиоклаза, определяющееся этим процессом уменьшение содержания глинозема четко проявлено лишь в менее щелочной серии Сент-Китс. В серии Гренада, начинающейся с оливиновых базальтов повышенной щелочности, намечается обратный тренд — увеличение концентрации алюминия вплоть до средних стадий дифференциации (формирование андезитобазальтов), что подтверждает вывод о преимущественном фракционировании оливина, а затем авгита, но не плагиоклаза в данном ряду пород\*.

Таким образом, по совокупности вариационных графиков главных и редких элементов относительно общего параметра  $A_c$  островодужная серия Малых Антильских островов фактически представляет собой ассоциацию разных магматических серий. Из них геохимически наиболее контрастны два рассмотренных выше типа дифференциационных рядов, различающихся как по

\* По данным экспериментальных исследований при возрастании давления резко меняются порядок кристаллизации и состав минеральных фаз, выделяющихся при плавлении высокоглиноземистых базальтов: плагиоклаз кристаллизуется в качестве первой фазы при давлениях до 20 кбар, а для больших давлений характерен парагенезис оливина, пироксена и шпинели [69].

составу исходных магм, так и по характеру их кристаллизационной дифференциации. Один из них связан с низкокалиевыми базальтами (серия Сент-Китс), другой — с высокоглиноземистыми базальтами относительно повышенной щелочности (серия Гренада). В первом магматическом типе дифференциация контролировалась преимущественно кристаллизацией плагиоклаза и роговой обманки, во втором — оливина и авгита.

С учетом обсуждающихся в предыдущих главах общих петрологических моделей, а также экспериментов по плавлению высокоглиноземистых базальтов следует признать более глубинный характер базальтов повышенной щелочности по сравнению с низкокалиевыми толеитами. Этот вывод находится в согласии с общей генетической моделью формирования вулканитов Малых Антильских островов [108].

Из изложенного вытекают некоторые принципиальные генетические следствия. Очевидно, что формирование магматических серий в пределах общей островодужной ассоциации подчинено разным по глубине и составу магматическим источникам. Для магм южной части Малой Антильской дуги в качестве родоначальной принимается щелочнобазальтовая магма — продукт частичного плавления мантийного гранатового лерцолита. При подъеме этой магмы к поверхности и фракционной кристаллизации с отделением оливина, авгита и шпинели формировались высокоглиноземистые щелочные и субщелочные расплавы, характерные для южной части дуги.

Значительные затруднения возникают при генетической интерпретации субщелочных и близких к толеитам низкокалиевых серий центральных и северных островов, типичным примером которых служит серия Сент-Китс. Обедненность редкими элементами, включая Sr и Ni, указывает на то, что источником первичной магмы не мог быть мантийный гранатовый лерцолит. Однако это не означает, что первичные магмы были генерированы при частичном плавлении пластины гидратированной базальтовой океанической коры в условиях субдукции, как предполагается с позиций новой глобальной тектоники. Таким путем невозможно объяснить генерацию базальтов и значительных объемов андезитов и дацитов. К тому же глубина погруженной пластины, согласно сейсмическим данным, под северными островами не меньше, чем под южными. Существенно также, что смена высокоглиноземистых щелочных базальтов низкокалиевыми толеитами не связана с латеральной зональностью, подчиняющейся модели субдукции океанической литосферы. Указываются и другие факты, противоречащие известной модели П. Джекеша и А. Уайта, например низкая величина отношения K/Rb для Малых Антильских островов по сравнению с аналогичными породами других островных дуг [108]. Таким образом, очевидно, что схема магматической зональности вкрест простирания островных дуг (например, Японские острова) не может быть признана общей для любых островодужных провинций, поскольку наблюдается существенное изменение

условий магмаобразования также и вдоль простираания островных дуг.

В предыдущей главе при оценке геологической представительности средних содержаний редких элементов в изверженных породах обращалось внимание на условность этих значений, определяющую возможность их применения лишь в качестве глобальных стандартов при генетической интерпретации конкретных петрологических данных. Из рассмотренных материалов следует, что это положение, хотя и в меньшей степени, остается справедливым применительно не только к глобальным, но и к региональным кларкам. Несмотря на несомненную представительность состава «средней магмы» Малой Антильской дуги, рассчитанной по большому числу анализов (свыше 1500 проб), этот параметр является довольно условной характеристикой состава андезита, который находится между сравнимаемыми контрастными генетически и геохимически сериями и не принадлежит к главным магматическим рядам. Еще более условно использование региональных кларков по другим сериям при определении генетической представительности геохимических данных. Таковы, например, оценки содержаний редких элементов в толеитах и андезитах островодужных серий Фиджи и Восточного Папуа, по П. Джекешу и А. Уайту, которые нередко указываются в качестве типовой характеристики аналогичных пород из других петрографических провинций.

### Курило-Камчатская вулканическая область

К этой области принадлежит типичная островодужная серия Курильских островов и продолжающая ее к северу активная вулканическая зона Камчатки. Несмотря на значительное число публикаций, посвященных вулканическим породам Курило-Камчатской области, в литературе имеются сведения преимущественно по средним содержаниям элементов-примесей для обобщенных типов пород, но не для конкретных серий с последовательным изменением химизма от базальтов к андезито-базальтам, андезитах и более кремнекислым дифференциатам. Кроме того, опубликованные цифры содержаний не всегда сопоставимы с данными по островодужным сериям из других провинций, поскольку определения выполнены в разных лабораториях различными методами. Следующее ниже описание Курило-Камчатской зоны и вариационные графики составлены по данным обобщающих работ [50; 71; 66].

Курильская островная дуга состоит из двух параллельных гряд островов — вершин подводных вулканических хребтов и протягивается на расстояние до 1200 км от о. Хоккайдо до п-ва Камчатка. Наименее мощная субокеаническая кора установлена под центральными островами (15 км); под южными и северными мощность коры увеличивается до 18—25 км (субкон-

тинентальная кора). Среди вулканических пород наиболее распространены андезито-базальты и андезиты — до 75—80%, примерно по 10% приходится на базальты и дациты. Щелочность пород возрастает как с юга на север (продольная зональность), так и вкрест простирания дуги, в сторону континента. В отличие от земной коры Курил земная кора Камчатки относится к континентальному типу. Эта часть провинции представляет зрелую стадию развития островной дуги. Другим отличием является преимущественное распространение базальтов среди четвертичных вулканитов Камчатки (до 80—90%), но не андезитов.

По соотношению  $K_2O$  и кремнезема среди вулканических пород могут быть выделены нормальнокалиевые, низко- и высококалиевые типы, объединяемые в соответствующие серии, нечетко отделяющиеся друг от друга, особенно для Камчатской части провинции. Для остальных петрогенных элементов различия менее существенны. Редкие литофильные элементы в общем ведут себя аналогично калию: их минимальные концентрации отмечены в породах низкокалиевой (толеитовой) серии, максимальные — в высококалиевой. По содержанию сидерофильных элементов-примесей серии различной щелочности практически не различаются. Преимущественным распространением пользуются породы нормальнокалиевой (щелочноземельной) серии. Поперечная зональность (увеличение щелочности вкрест простирания дуг) проявляется на Камчатке в более частой встречаемости базальтов низкокалиевой серии в Восточной вулканической зоне, а пород повышенной щелочности — во внутренних зонах.

На Курильских островах породы повышенной щелочности тяготеют к западной, тыловой зоне, но и в этом случае зональность также отсутствует. В одних и тех же вулканах нередко наблюдаются лавы, которые могут быть отнесены к сериям различной щелочности, например низкокалиевые базальты ассоциируют с андезитами и дацитами нормальнокалиевых, а иногда высококалиевых серий. В целом дугу наиболее объективно характеризуют вулканиты нормальнокалиевой щелочноземельной серии.

Для объяснения появления наиболее кислых дифференциатов андезитовых магм — дацитов, липарито-дацитов в настоящее время привлекаются различные гипотезы. Наряду с допущением явлений коровой контаминации исходных магм высказываются и противоположные мнения — о мантийной природе также и кислых пород [50].

Следует, однако признать, что геологические особенности андезито-дацитовых серий в большей степени указывают на формирование кислых вулканитов в процессе длительной магматической дифференциации андезито-базальтовых магм. Кислому вулканизму обычно предшествует значительный перерыв в вулканической деятельности, когда происходит формирование кальдер, а затем резкая смена состава извергаемых продуктов. Изменение состава пород в ходе развития экструзивных куполов, например при извержении вулкана Безымянного (1955—1963 гг.), также свиде-

тельствуется о дифференциации в верхних частях магматической колонны (коровый вулканизм) [66].

Значение содержания  $K_2O$  как ведущей петрохимической характеристики подтверждается сравнением вариационных графиков по  $A_c$  для средних типов пород (табл. 38). Как и в случае предыдущих серий, калию когерентны Ba, Rb, а также Li и Cs (рис. 34). Однако петрологически более важна дискриминантная роль калия, позволяющая четко противопоставить малокальневые серии пониженной щелочности более щелочным и более калиевым сериям, равно как и региональные типы серий, в данном случае — Курильскую и Камчатскую. Поскольку графики построены для средних составов нормальнокальневых типов серий, представляющих для обоих районов основную массу магматических продуктов, то закономерное повышение щелочности и содержания редких литофильных элементов при переходе от пород Курил

Таблица 38

Химический состав четвертичных вулканитов Курил (I) и Камчатки (II)

Компо- ненты	Базальты				Андезиты		Андезито- дациты		Дациты		Липа- рито- дациты
	Высокоглино- земистые		Магнезиаль- ные								
	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II	II
Окислы, %											
$SiO_2$	51,46	51,88	49,6	50,94	56,9	56,62	62,08	62,47	67,31	67,9	71,12
$TiO_2$	0,9	1,05	0,98	1,03	0,82	0,94	0,73	0,79	0,80	0,51	0,44
$Al_2O_3$	18,86	18,52	16,75	16,62	17,56	17,66	16,68	16,57	14,54	15,45	14,20
$Fe_2O_3$	3,61	3,48	4,03	3,27	3,13	2,8	2,56	2,32	1,77	1,72	0,87
FeO	6,23	5,92	5,74	6,28	5,08	4,85	3,86	3,39	2,51	2,0	2,18
MnO	0,18	0,18	0,13	0,17	0,15	0,16	0,16	0,14	0,14	0,10	0,13
MgO	4,41	4,78	7,68	7,56	3,59	3,74	2,4	2,14	1,19	1,29	0,68
CaO	9,94	9,04	10,72	9,43	7,84	7,37	5,93	5,05	3,98	3,3	2,18
$Na_2O$	2,7	3,17	2,4	2,9	2,87	3,52	3,17	4,18	4,16	4,17	4,51
$K_2O$	0,94	1,13	0,9	1,08	1,17	1,34	1,37	1,95	1,45	2,33	2,96
$A_c$	0,77	0,75	0,70	0,70	0,93	0,89	1,15	1,09	1,39	1,35	1,46
Элементы-примеси, г/т											
Rb	13,5	14	—	11	20	21	18	26	19	38	50
Li	7,3	9,3	—	9	9,3	12	10	12,5	11	19	20
Cs	0,6	1,0	—	1,0	1,0	1,4	—	1,5	1,7	1,6	2,2
Be	0,45	0,53	—	0,48	0,4	0,7	0,56	0,9	0,7	1,0	1,4
Ba	200	420	—	500	250	450	240	600	300	720	970
Sr	470	390	—	380	410	380	400	400	300	450	260
Nb	2,2	4,3	—	—	1,6	5,9	3,0	5,6	—	—	—
Ta	0,8	0,5	—	—	0,6	0,8	1,0	0,8	—	—	—
V	350	330	—	320	220	200	170	120	63	51	22
Cr	31	56	—	190	30	25	16	15	13	12	9
Ni	25	39	—	110	21	20	13	10	6,7	8,7	7
Co	33	36	—	44	24	23	20	11	6	6,4	4

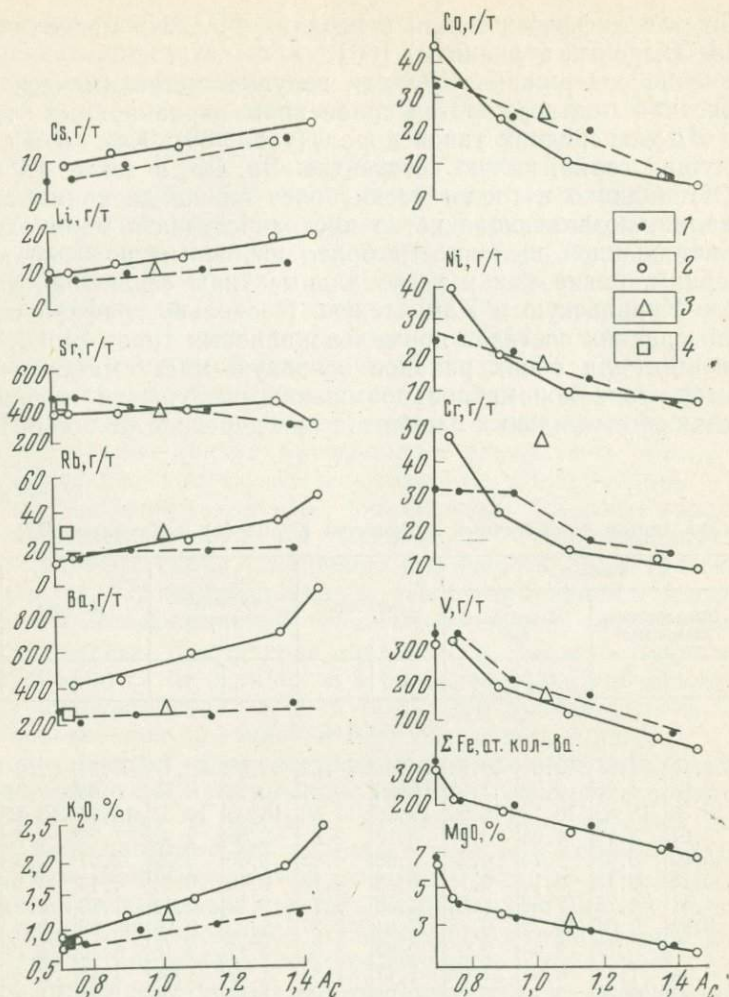


Рис. 34. Зависимость содержаний элементов-примесей, когерентных калию и магнию в вулканитах от  $A_c$ .

1 — Курилы; 2 — Камчатка; 3 — средний состав андезитов; 4 — средний состав толеитов

к породам Камчатки наглядно характеризует общее изменение магматизма вдоль, но не поперек дуги.

Петрохимические тренды других главных элементов в сравниваемых сериях близки. В первую очередь это относится к параллельному изменению их магнезиальности и общей железистости (см. рис. 34). Особенности положения роев точек на диаграмме AFM обусловлены различием в щелочности, но не в соотношении Fe и Mg [66]. Данное обстоятельство, равно как и сходство трендов других главных петрогенных элементов, Ca и Al (рис. 35) подтверждает также вывод [66] о том, что стандарт-

ные вариационные линии Бурри-Заварицкого слишком общи для генетической интерпретации конкретных вулканических или вулкано-плутонических формаций, тем более при необходимости учета особенностей состава исходных мантийных магм и специфики их последующей дифференциации.

В этом отношении при оценке петрологических моделей важная роль принадлежит редким элементам. Хотя для количественных расчетов необходимы данные о соотношении отделяющихся при дифференциации главных минеральных фаз и коэффициентах распределения редких элементов между ними и расплавом. Для геохимической характеристики основных этапов магматического процесса достаточная информация может быть получена на основе сопоставления трендов главных и редких элементов.

Поскольку использованные выше геохимические данные по Курило-Камчатской дуге [50] не соотнесены с расчетной петрологической моделью, то целесообразно сравнить эти данные с материалами по другим островным дугам. В связи с этим следует отметить два обстоятельства. Во-первых, сопоставимость состава андезитов и дацитов Курило-Камчатской дуги со средним типом островодужных андезитов. Средний тип андезитов по многим геохимическим признакам находится в поле трендов курило-камчатских вулкаников, прежде всего по содержанию K, Mg, Ca, Al, Ti, Sr, Li, V, Ni. Поэтому правомерно допустить, что и в петрологическом отношении магматизм Курило-Камчатской дуги не занимает особого положения в общем островодужном механизме. Во-вторых, отметим близость Курило-Камчатской и Малой Английской дуги по совокупности петрохимических и геохимических трендов, что позволяет наметить и определенные генетические следствия.

Аналогия между обеими островодужными ассоциациями в первую очередь подчеркивается наличием в их составе двух принципиальных типов серий (рядов) базальт-андезит-дацитовых дифференциатов в одном и том же диапазоне соотношений величин  $A_c$  и  $K_2O$  (см. рис. 29—35, для удобства сравнения графики

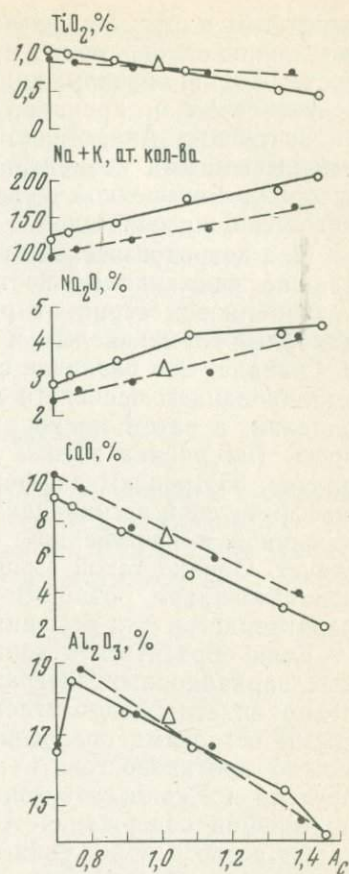


Рис. 35. Зависимость содержания петрогенных элементов в вулканиках Курило-Камчатской дуги от  $A_c$ .

Условные обозначения см. по рис. 34

построены в одном масштабе). В обеих ассоциациях высококальциевые серии одновременно являются и сериями повышенной щелочности. Таким образом, камчатской серии в этом смысле соответствует серия о. Гренада, а курильской — низкокальциевая серия о. Сент-Китс. Аналогично и распределение элементов-примесей: с повышенными концентрациями литофильных редких элементов в сериях повышенной щелочности и пониженными — в сериях пониженной щелочности.

При петрологической интерпретации этих серий ранее было обращено внимание на постепенное понижение глиноземистости низкокальциевой серии от ранних базальтовых дифференциатов к наиболее кремнекислым и на обратный тренд алюминия в серии о. Гренада. Это различие связывалось с преимущественным фракционированием основного плагиоклаза в низкокальциевой серии и оливина, а затем клинопироксена — в серии повышенной щелочности (на ранних этапах дифференциации). По представленным на рис. 35 трендам дифференциации для средних составов Курило-Камчатской ассоциации подобное различие между сериями пониженной и повышенной (нормальной) щелочности здесь отсутствует. Однако такой вывод, по-видимому, не точен и обусловлен использованием обобщенных (усредненных) петрохимических характеристик для решения генетических вопросов.

Если обратиться к конкретным сериям, то и на основе обычных вариационных диаграмм по  $\text{SiO}_2$  можно достаточно определенно видеть предполагаемую по аналогии с Малыми Антильскими островами специфику серий различной щелочности. Так, можно противопоставить вулканы Центрально-Камчатской депрессии и Курильской зоны. В первых отчетливо выражен тренд повышения содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и сопряженный с этим обратный тренд резкого понижения концентрации  $\text{MgO}$  при переходе от существенно базальтовых серий к дифференцированным базальт-андезитовым. Обратный тренд  $\text{Al}_2\text{O}_3$  выражен отчетливо также для конкретной серии вулканов Авачинской группы в диапазоне 48—54%  $\text{SiO}_2$ . Для большинства вулканитов Восточно-Камчатской и Курильской зон можно констатировать симбатные тренды постепенного понижения концентрации как  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , так и  $\text{MgO}$  [71].

Указанные различия в обеих островодужных ассоциациях характеризуют лишь общую тенденцию изменения характера магматизма по простиранию дуг, но не его четкое географическое районирование в целом, так как в отдельных участках обеих зон и даже отдельных вулканических структурах возможно сонахождение различных типов магм.

С учетом отмеченной выше петрологической общности сравниваемых островодужных ассоциаций можно подойти и к объяснению сходных трендов сидерофильных элементов-примесей —  $\text{Co}$ ,  $\text{Cr}$  и  $\text{Ni}$ : более резкое понижение их концентрации в сериях повышенной щелочности по сравнению с низкокальциевыми сериями. В то же время все отмеченные различия относятся в первую оче-

редь к исходным базальтовым магмам: преимущественно более глубинным для Камчатской части дуги и менее глубинным — для Курильской. Однако последующая их дифференциация протекала в общем однотипно, в условиях относительно малой глубинности и наличия водного флюида. Из вариационных графиков видно, что переход от андезито-базальтов к андезитам и более кремнекислым дифференциатам вполне согласуется с рассмотренными на примерах предыдущих серий закономерностями последовательной дифференциации исходных базальтовых и андезито-базальтовых магм. Поэтому имеющиеся данные не дают оснований предполагать первичный мантийный генезис для наиболее кремнекислых — дацитовых и других магм Курило-Камчатской зоны.

### Охотско-Чукотский вулканический пояс

Охотско-Чукотский вулканический пояс расположен на границе между мезозойской Верхояно-Чукотской и кайнозойской Корякско-Камчатской складчатых областями. Важнейший этап его развития определяется апт-туронским магматизмом и формированием мощной эффузивной толщи преимущественно андезитового состава. Более поздняя сенон-датская вулканогенная толща имеет существенно липаритовый состав. Тектоно-магматическая эволюция пояса завершилась в палеогене серией глубинных тектонических разломов, с которыми связаны покровы платобазальтов. В последние годы допускается сходство позднемелового магматизма Охотско-Чукотского пояса и четвертичного известково-щелочного магматизма Андийского вулканического пояса как магматизма активных континентальных окраин (магматизм андийского типа [37]).

По Н. И. Филатовой и А. И. Дворянкину [81], базальт-андезит-липаритовые серии центральной части Охотско-Чукотского пояса гетерогенны: андезиты фор-

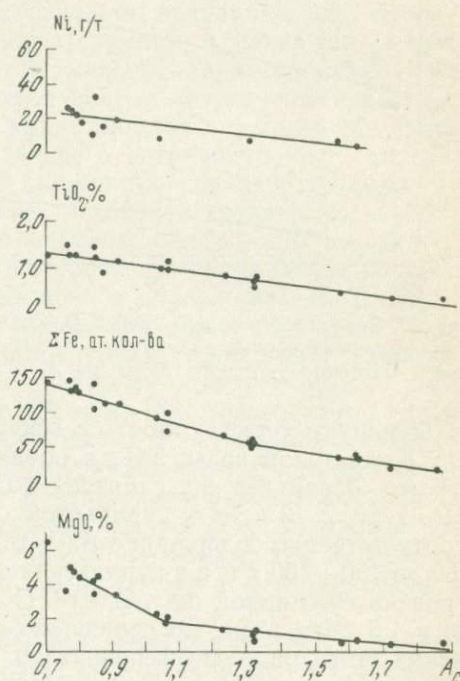


Рис. 36. Зависимость содержаний феррических компонентов в вулканитах Охотско-Чукотского пояса от  $A_c$ .

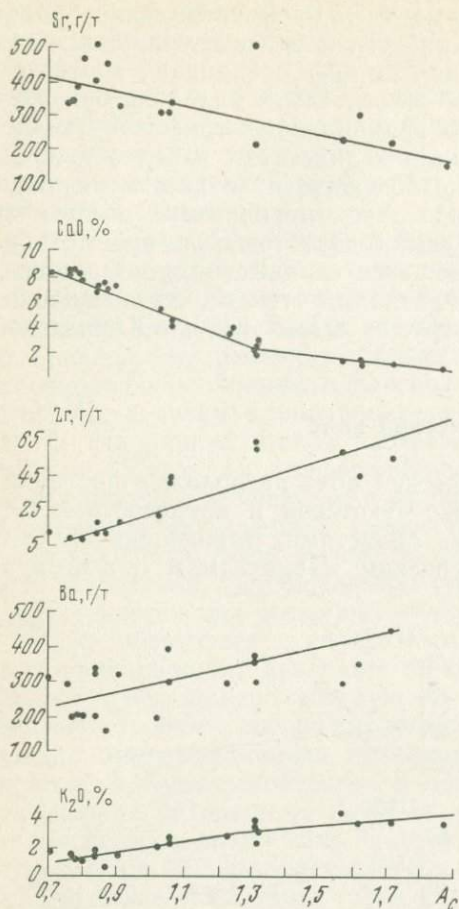


Рис. 37. Зависимость содержаний  $K_2O$ , CaO и литофильных редких элементов в вулканитах Охотско-Чукотского пояса от  $A_c$ .

ее большую сопоставимость с эффузивами повышенной щелочности Камчатской зоны. Так, в обеих сериях в диапазоне  $A_c$  0,7—1,4 (от базальтов до дацитов) содержание  $K_2O$  повышается от 0,5—1 до 2—3%, а в курильской серии оно не превышает 1,2%. Соответственно содержание Ba в тех и других возрастает от 200—400 до 450—700 г/т, а в курильских остается на уровне 200—300 г/т. Уровень суммарной щелочности (K+Na) в обеих сериях примерно в 1,5 раза выше по сравнению с курильской серией на протяжении всего ряда дифференциатов. Сходны оба типа серий и по пониженному уровню концентрации сидерофильных элементов-примесей.

Хотя для достоверных генетических выводов необходима более надежная геохимическая информация, на данной стадии изу-

мируются при фракционировании мантийных базальтовых расплавов в приповерхностных очагах в гранитном слое коры; липариты и трахилипариты являются не базальтовыми дифференциатами, а продуктами коровых палингенных магм, возникших под воздействием внедрившейся базальтовой магмы. Для Курило-Камчатской зоны некоторые исследователи предполагают мантийное происхождение не только андезитовых, но и наиболее кислых магм. В связи с этим целесообразно сравнить вариационные графики по  $A_c$  для вулканогенных пород Курило-Камчатской зоны и Охотско-Чукотского пояса (рис. 36, 37). Судя по графикам характерных главных элементов K, Ca, Mg, Ti и сопутствующих редких элементов Sr, Zr, Ni и др. вариации состава меловых палеогеновых эффузивов укладываются в единый дифференцированный ряд.

При сравнении рассматриваемой серии с аналогичными сериями Курил и Камчатки можно констатировать

ченности вулканитов центральной части Охотско-Чукотского пояса очевидна недостаточная обоснованность предположений об антектическом коровом происхождении кислых дифференциатов андезитовых магм.

### Андийский вулканический пояс

В отличие от островных дуг на активных континентальных окраинах (Каскадные горы, Анды) могут быть в больших масштабах развиты андезиты и дациты [139]. Поскольку при дифференциации различных субщелочных магм и переходе к андезитам и более кремнекислым вулканитам возрастает концентрация калия и литофильных редких элементов, «вулканиты андийского типа» в целом должны отличаться от островодужных повышенным содержанием этих элементов. Вместе с тем для обоих принципиальных типов известково-щелочных ассоциаций намечается общая зависимость увеличения содержания  $K_2O$  от мощности земной коры и глубины активной сейсмофокальной зоны.

Геофизические данные показывают, что в одних и тех же петрографических провинциях окраин континентов, например в Центральных Андах, угол падения зоны Беньюфа может существенно изменяться, равно как и расстояние от вулканического пояса до глубоководного желоба. Соответственно изменяются глубина выплавления и некоторые геохимические характеристики исходных магм. Неизбежно возникает вопрос о представительности обобщенных геохимических характеристик, например состава среднего андезита Анд или среднего островодужного андезита, используемых при сравнении окраинных континентальных вулканитов с островодужными. Так, исходя из средних составов андезитов и базальтов [46; 125] предполагается, что общей особенностью известково-щелочных серий из окраинных континентальных провинций будет повышенное содержание K, Ba, Rb по сравнению с островодужными аналогами.

Для отдельных известково-щелочных провинций, например вулканогенного пояса Чили, с подобным выводом можно согласиться, для других, например Охотско-Чукотского пояса, напротив, намечается значительное сходство с островодужными сериями повышенной щелочности. Другими словами, геохимические различия между толеитовыми и известково-щелочными или щелочными сериями в рамках одних и тех же островодужных ассоциаций могут быть столь же принципиальными, как и различия между однотипными породами, но из разных в тектоническом отношении провинций.

Дополнительным осложняющим обстоятельством является значительный диапазон изменения содержания редких элементов в главных типах базальтов, даже в пределах отдельных регионов. Так, среди островодужных толеитов Японских островов необходимо выделить два геохимически различных типа по содержанию РЗЭ и величине индикаторного La/Yb отношения [135]. В андий-

ских андезитах из разных участков андийского вулканогенного пояса содержания РЗЭ и других редких элементов также варьируют в широких пределах.

В подобных случаях по отдельно взятому типу породы трудно оценить причину вариаций, поскольку изменение содержания К и ряда литофильных элементов-примесей в андезитах и других породах зависит как от исходного типа магмы, так и от степени и специфики процессов последующей магматической дифференциации. Поэтому целесообразно сопоставить геохимические тренды РЗЭ и других редких элементов для полных генетических рядов пород по сериям, включающим базальты, андезиты и более кремнекислые дифференциаты. Особый интерес при этом представляет оценка величины отношения  $La/Yb$ , используемого многими авторами в качестве принципиального показателя условий генерации базальтовых и других расплавов при петрогенетическом анализе известково-щелочных серий и обосновании петрологических моделей. С этой целью рассмотрим данные по распределению РЗЭ в дифференциатах высокоглиноземистых базальтов Чилийского и Перуанского участков Андийского вулканического пояса, по материалам современных публикаций [104; 133].

Вулканические породы (табл. 39, 40) представлены плиоценовыми эффузивными сериями от базальтов и андезитов до дацитов и риолитов. Другая группа — миоценовых — четвертичных эффузивов включает преимущественно базальты, а также андезиты из девяти стратовулканов Высоких Анд. Наблюдается определенная магматическая зональность по отношению к протягиваемому западнее, примерно в 300 км, Перуанско-Чилийскому желобу; ближе к нему располагаются андезиты и базальты, к востоку от них — шошониты.

Содержание калия и сопутствующих редких элементов (Ba, Rb) увеличивается по мере удаления от желоба, а содержание Sr снижается. Выделяются соответственно две главные группы пород  $A_1$  и  $A_2$ , различающиеся по содержанию калия и редких элементов. Из табл. 40 видно, что для этих групп значительна и разница в содержании РЗЭ. Сравнение состава пород по простиранию вулканического пояса показывает также отчетливое возрастание содержания РЗЭ и отношения  $La/Yb$  с юга на север. Для рассматриваемых вулканогенных серий не предложено общей петрологической модели, но предполагается, что магматизм связан с активной сейсмофокальной зоной (зона субдукции океанической литосферной плиты).

Андезитовые породы южного Перу, обогащенные легкими лантаноидами по сравнению с мантийными перидотитами и океаническими базальтами, не могли возникнуть путем простого одноактного выплавления из мантийных или коровых пород. Авторы допускают, что в процессе субдукции океанического литосферного клина и гидратации пород океанической коры генерировались флюиды, экстрагировавшие щелочные и другие редкие элементы. При последующем взаимодействии флюидов с мантийными перидотитами

## Химический состав вулканогенных пород (Чилийские Анды)

Компо- ненты	Андезиты			Высокоглиноземистые базальты						
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
О к и с л ы, %										
SiO <sub>2</sub>	61,23	60,82	53,23	51,20	54,40	52,70	49,76	51,46	51,39	50,94
TiO <sub>2</sub>	0,79	0,65	0,80	1,27	1,08	0,89	1,16	1,04	1,01	0,86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,61	18,04	21,52	20,46	19,72	20,81	19,29	22,02	19,71	19,34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	4,54	—	—	—	—	1,98	—	2,84	1,58
FeO	4,71	0,84	5,66	8,95	7,84	6,11	7,96	7,33	5,79	7,15
MnO	0,09	0,11	0,18	0,19	0,16	0,17	0,21	0,15	0,22	0,16
MgO	3,25	1,84	3,22	4,18	3,84	4,80	5,01	3,59	4,73	5,94
CaO	4,48	5,19	9,70	9,56	9,60	10,50	8,43	9,38	8,97	9,24
Na <sub>2</sub> O	5,05	4,27	3,87	3,23	3,48	3,32	3,65	3,89	3,26	3,31
K <sub>2</sub> O	2,11	2,45	0,49	0,57	0,54	0,44	1,14	0,70	0,69	0,55
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,21	0,32	0,06	0,33	0,18	0,21	0,36	0,14	0,19	0,22
A <sub>c</sub>	0,98	1,05	0,77	0,72	0,78	0,74	0,69	0,71	0,75	0,71
Э л е м е н т ы - п р и м е с и, г / т										
Sc	10,4	9,0	20,2	26,4	30,4	27,2	30,7	25,9	36,8	32,6
Cr	104	12	174	33	166	183	25	116	116	99
Co	16,6	11	19,6	30	20,9	26,5	35,7	25,4	31,3	36,6
Ni	—	27	69	—	19	110	—	37	—	—
Rb	—	68	20	—	18	18	—	31	—	—
Sr	—	630	470	—	405	374	—	495	—	—
Ba	590	360	150	75	200	185	510	365	300	170
La	19,1	27	6,7	16,4	7,6	5,9	19,9	17,6	8,7	6,4
Ce	43,7	61,5	18,8	42	19,7	16,9	57,0	43,7	25,6	18,2
Nd	17,9	26,2	10,3	22,8	12,3	9,0	26,0	22,3	12,7	9,5
Sm	3,51	4,9	2,49	5,0	3,4	2,43	5,19	4,09	3,17	2,25
Eu	1,10	1,16	1,01	1,28	1,10	0,92	1,45	1,50	1,05	0,82
Gd	2,6	4,3	2,6	5,5	3,2	2,9	7	5,0	3,8	3,1
Ho	0,3	0,6	0,5	0,8	—	0,9	0,7	1,3	0,9	0,7
Yb	0,7	1,5	1,6	2,1	2,3	1,7	2,8	2,3	2,2	1,8
Lu	0,12	0,27	0,23	0,35	0,37	0,27	0,46	0,32	0,42	0,33
Hf	3,9	6,0	1,7	3,5	2,4	1,9	3,6	3,1	2,3	1,9
Ta	0,9	1,3	0,4	0,5	0,5	0,5	0,37	1,0	0,24	—
La/Yb	27	18	4,2	7,8	3,3	3,5	7,1	7,6	4	3,5
La/Sm	5,4	5,5	2,7	3,3	2,2	2,4	3,8	4,3	2,7	2,8

дотитами последние обогащались редкими элементами, концентрировавшимися затем в выплавлявшихся из перидотитов андезито-базальтовых расплавах. В отличие от них собственно щелочные (шошонитовые) магмы выплавлялись непосредственно из первичного мантийного гранатового перидотита с хондритовым типом распределения РЗЭ путем селективного плавления (менее 5%) подобно щелочно-базальтовым расплавам [104].

При объяснении генезиса высокоглиноземистых базальтов чилийской части Андийского пояса в качестве первичного источника принимается не содержащий граната перидотит. Предполагается, что его плавлению способствовала дегидратация, погруженной под ним в зоне субдукции пластины океанической коры. Поскольку характерной чертой высокоглиноземистых базальтов по срав-

## Химический состав вулканических пород южной части Перуанских Анд

Компо- ненты	Группа А <sub>1</sub>				Группа А <sub>2</sub>			Шошониты
	Андезиты		Дациты		Андезиты	Дацит	Риолит	

## Окислы, %

SiO <sub>2</sub>	56,82	59,94	61,40	63,28	63,86	59,14	61,32	60,24	64,62	68,54	54,25	55,50	58,96	63,90
TiO <sub>2</sub>	0,92	0,78	0,79	0,50	0,62	0,87	0,68	0,74	0,62	0,41	2,52	2,14	1,41	1,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,90	17,10	16,56	17,12	15,53	16,92	16,40	15,40	16,84	15,25	14,60	15,00	15,50	15,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,09	3,06	4,56	3,36	3,16	3,46	3,90	3,93	3,28	2,35	4,24	5,60	4,98	3,34
FeO	2,43	2,62	1,43	0,93	1,44	2,75	1,43	2,00	0,47	0,69	4,80	2,30	1,31	1,06
MnO	0,10	0,09	0,10	0,11	0,09	0,09	0,09	0,12	0,07	0,05	0,13	0,13	0,07	0,04
MgO	2,72	2,45	2,66	1,44	2,01	3,35	2,33	3,95	1,13	0,51	4,50	3,14	3,00	1,41
CaO	6,19	5,55	4,52	4,15	4,14	5,80	4,96	6,15	3,16	2,10	6,74	5,79	4,81	2,75
Na <sub>2</sub> O	4,28	4,00	3,76	4,74	3,80	3,78	4,08	3,52	3,94	3,58	3,68	3,90	4,18	4,34
K <sub>2</sub> O	2,12	2,53	2,93	2,63	3,29	2,76	3,50	3,10	4,22	5,24	3,02	3,55	3,63	4,23
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,37	0,30	0,31	0,31	0,34	0,27	0,36	0,23	0,24	0,27	1,17	1,04	0,63	0,47
A <sub>c</sub>	0,91	1,01	1,08	1,12	1,17	0,96	1,03	0,97	1,18	1,33	0,81	0,88	0,96	1,14

## Элементы-примеси, г/г

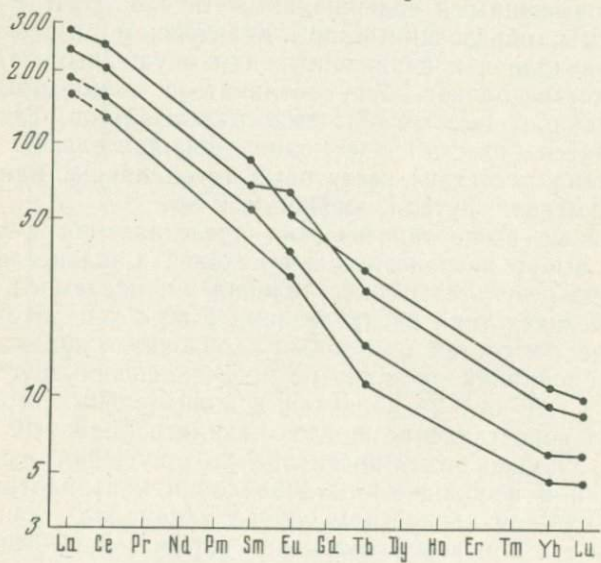
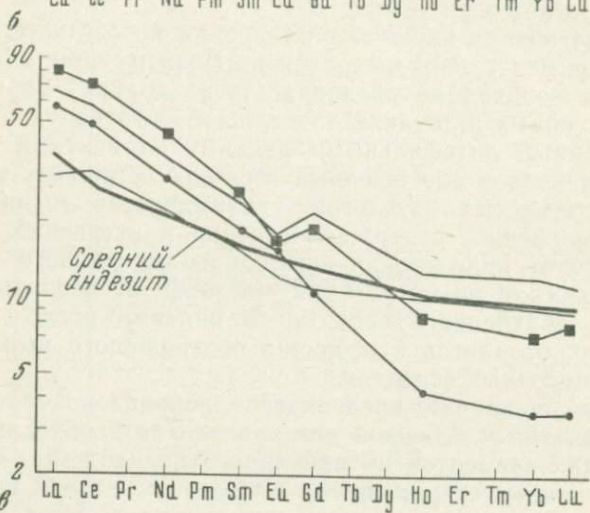
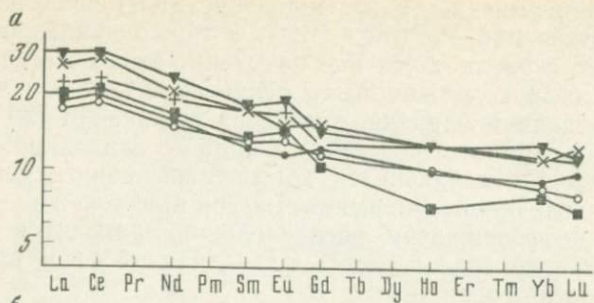
Lu	42,7	28,8	31,6	42,4	31,7	44,2	44,8	28,5	69,2	60,3	82,5	95,2	64,0	62,3
Ce	83,1	56,3	71,3	79,6	68,2	89,1	90,4	62,9	158	130	185	211	136	129
Sm	6,96	4,52	4,96	5,90	4,42	8,26	7,79	4,24	11,0	6,78	13,5	16,1	9,90	7,98
Eu	1,70	1,41	1,30	1,65	1,17	1,48	1,54	1,21	1,65	1,43	4,10	3,99	2,64	2,27
Tb	0,62	0,53	0,54	0,68	0,45	0,75	0,67	0,56	1,06	0,88	1,39	1,28	0,738	0,539
Yb	0,47	1,53	1,80	2,25	1,53	2,39	2,77	2,03	3,79	3,15	2,18	1,94	1,17	0,968
Lu	0,36	0,26	0,28	0,35	0,25	0,38	0,44	0,34	0,54	0,50	0,334	0,300	0,200	0,156
Lu/Yb	17,3	18,8	17,5	18,8	20,7	18,4	16,2	14,0	18,2	19,1	38	49	54	64
Lu/Sm	6,1	6,4	7,0	7,2	7,2	5,3	5,7	6,7	6,3	6,9	6,1	5,9	5,5	7,8

нению с толеитами (в том же диапазоне  $\text{SiO}_2$ ) является низкая величина отношения  $\text{Mg}/(\text{Mg} + \Sigma\text{Fe})$ , а также пониженное содержание Cr, Co и Ni, то частичное плавление высокомагнезиального перидотита (12%) должно было сопровождаться значительным фракционированием оливина, пироксена и шпинели (20% от массы расплава) при соотношении оливина и клинопироксена 4:1. Для андезитов, отличающихся повышенной концентрацией РЗЭ и большей величиной отношения La/Yb, при тех же расчетных данных по коэффициентам распределения приходится допускать гораздо большую селективность плавления (3%) и присутствие граната в составе перидотита.

Подобные низкие масштабы плавления не согласуются с данными экспериментальной петрологии. Поэтому при альтернативном подходе необходимо предполагать по крайней мере два различных мантийных источника для каждой островодужной провинции: обедненный литофильными редкими элементами для абиссальных толеитов и обогащенный ими для островных толеитов и высокоглиноземистых базальтов. Геохимическая специфика последних — пониженное содержание титана и иттриевых РЗЭ фактически требует привлечения еще одного мантийного источника. Таким источником не могут быть выплавки из верхнемантийного перидотита, обедненного редкими элементами после генерации океанических базальтов и вторично обогащенного ими под воздействием щелочных флюидов.

Подобный механизм предполагает неправдоподобно большие объемы подвижных флюидов для извлечения необходимого количества редких элементов из мантийного перидотита. К тому же при этом должны генерироваться магмы повышенной щелочности, обычно с повышенными содержаниями титана. Поэтому и гибридные магмы, образованные при дальнейшем взаимодействии щелочных расплавов и перидотитов или опущенных при субдукции эклогитовых блоков, будут отличаться повышенным содержанием титана от высокоглиноземистых базальтов. Таким образом, приходится ввести еще одно дополнительное условие: «сброс» титана в составе реститовых тугоплавких или ранних фракций ильменита, рутила, амфибола и др.

Приведенные выше генетические представления и предшествующий им выбор петрологических моделей в значительной мере опираются на результаты сопоставления наблюдаемого в базальтах или андезитах типа распределения РЗЭ с хондритовым стандартом. Если бы состав мантийных перидотитов принимался для различных провинций постоянным и соотношения других компонентов (Ti, Cr и др.) не налагали дополнительных ограничений, то подобное сопоставление могло бы иметь реальный генетический смысл. Однако этому противоречат допущения о неоднородности мантии и необходимости добавления к перидотитам необходимых в каждом конкретном случае минералов — концентраторов калия и тех или иных компонентов-примесей (биотит, апатит, ильменит и др.).



Существенно и другое обстоятельство. Если последовательно сравнивать графики распределения РЗЭ в породах относительно хондрита, начиная от чилийских высокоглиноземистых базальтов к андезитам Чилийско-Перуанского вулканогенного пояса и, наконец, к шошонитам, то нетрудно заметить, что общей особенностью всей известково-щелочной серии является возрастание концентрации более основных лантаноидов цериевой подгруппы — La, Ce и др. по мере увеличения общего содержания РЗЭ (рис. 38). Соответственно будут увеличиваться и индикаторные отношения типа La/Yb, La/Sm и т. п. Другие вариации в соотношении РЗЭ из первой (промежуточной) или второй (крайней) иттриевых подгрупп не постоянны и не являются характеристическими; в одних андезитах могут быть проявлены небольшие отрицательные аномалии европия, в других они отсутствуют, может несколько изменяться соотношение гадолиния или тербия и т. д.

На первый взгляд, по уровню содержания РЗЭ андезиты сильно отличаются от базальтов, если те и другие порознь сравнивать с хондритами. Это различие заставляет авторов петрологических моделей, подобных рассмотренным выше, брать то один, то другой тип мантийных пород и сопрягать с ним подчас весьма усложненные глубинные петрогенетические механизмы. По-иному выглядят эти вариации, если последовательно сравнивать базальты с андезито-базальтами, андезито-базальты с андезитами и т. д. В этом случае можно констатировать повышение относительной концентрации наиболее основных лантаноидов всего в 2—3 раза по мере роста кремнекислотности и щелочности магматических расплавов в процессе их дифференциации.

Это хорошо известная закономерность установлена для различных комагматических интрузивных серий, кристаллизующихся в условиях разных глубин (траппы, гранитоиды и др.). При этом большая или меньшая степень фракционирования плагиоклаза, накопление или фракционирование тех или иных минералов-концентраторов РЗЭ, различия в котектических соотношениях цветных и лейкократовых компонентов достаточны для интерпретации любых наблюдаемых отступлений от определенного тренда дифференциации РЗЭ. Наконец, отметим, что авторы указанных выше работ не связывают вариации РЗЭ с изменением характерных петрохимических параметров. Предполагается, что между ними нет закономерной связи.

В эффузивных сериях чилийских вулканов отсутствует какая-либо корреляция между степенью обогащения лантаноидами цериевой подгруппы и особенностями поведения главных петрогенных элементов, выраженными такими параметрами, как

---

Рис. 38. Соотношение РЗЭ в базальтах (а), андезитах (б), шошонитах (в) Чили и Перу.

Содержания нормализованы по хондриту

$Mg/(Mg + \Sigma Fe)$ , или содержанием нормативного кварца и оливина [133]. Это обусловлено не отсутствием закономерной связи между редкими и главными элементами, а тем, что каждый отдельный андезитовый вулкан обладает индивидуальными геохимическими характеристиками.

Выборки, объединяющие небольшое число одиночных анализов по отстоящим друг от друга на сотни километров вулканам, менее представительны в генетическом отношении по сравнению, например, с платобазальтовыми сериями из отдельных районов. В случае вулканитов Чилийско-Перуанского пояса не следует ожидать обязательной четкой линейной корреляции вариаций

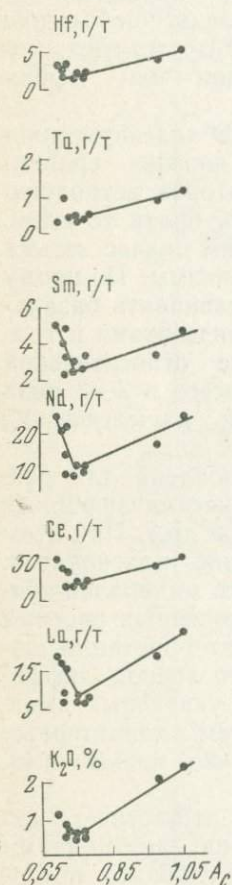


Рис. 39. Зависимость содержаний редких элементов и  $K_2O$  в андезито-базальтах и андезитах Чилийских Анд от  $A_c$ .

РЗЭ и других петрогенных элементов. Тем не менее даже при группировке ограниченного числа проб по величине  $A_c$  видны определенные геохимические зависимости. Так, для высокоглиноземистых базальтов Чилийского вулканогенного пояса выявляется корреляция лантаноидов цериевой подгруппы и калия, а также  $Ni$  и  $Ta$  (рис. 39) для большей части вулканов. При этом по увеличению содержания РЗЭ намечается ряд от базальтов к андезитам. Вне этого ряда находятся образцы из двух вулканов (Ланин, Каллаквен). Примечательно, что именно для этих вулканов предполагается особая линия генерации базальтовой магмы. Базальты этих вулканов отличаются от прочих повышенными содержаниями РЗЭ и заметной отрицательной аномалией  $Eu$ , что позволяет связывать отклонение от общей генетической линии с фракционированием плагиоклаза. Это допущение согласуется с петрографическими особенностями пород, так как в них преобладают фенокристаллы плагиоклаза. Для плагиоклаза установлена аномально высокая величина коэффициента распределения  $Eu$  (табл. 41). По расчетам [133]

Таблица 41  
Величина коэффициентов распределения минерал/расплав

Элементы	Плагио- клаз		Элементы	Клино- пироксен	
	Плагио- клаз	Клино- пироксен		Клино- пироксен	Плагио- клаз
La	0,1	0,1	Eu	0,6	1,3
Ce	0,1	0,1	Ho	0,6	0,1
Nd	0,3	0,1	Yb	0,6	0,1
Sm	0,5	0,1	La	0,6	0,1

необходимо удаление из расплава 30% плагиоклаза ( $Ap_{60}$ ). Рассчитанный таким путем состав близок к природному.

Для иттриевой подгруппы намечается большое геохимическое сходство с Са. В целом наблюдается разделение РЗЭ в процессе магматической дифференциации на две подгруппы большей и меньшей основности, что согласуется с их общей геохимической характеристикой, рассмотренной нами ранее. По типу графика европий занимает промежуточное положение. Поскольку при фракционировании плагиоклаза заметно повышается концентрация в расплаве магния, железа и калия, то и общая основность также несколько увеличивается, а  $A_c$  уменьшается. Наличие такой щелочно-основной (базанитоидной) тенденции в дифференциации исходной высокоглиноземистой магмы отличает вулканы Ланин и Каллаквен от главной группы вулканов, где наблюдается обычное направление дифференциации известково-щелочной магмы.

Принимая во внимание зависимость распределения РЗЭ от общего химизма расплавов, можно сопоставить с параметром  $A_c$  также и индикаторное отношение  $La/Yb$  (рис. 40). Наряду с высокоглиноземистыми сериями Андийского пояса на диаграмме показаны также островодужная толентовая серия Тонга и средние со-

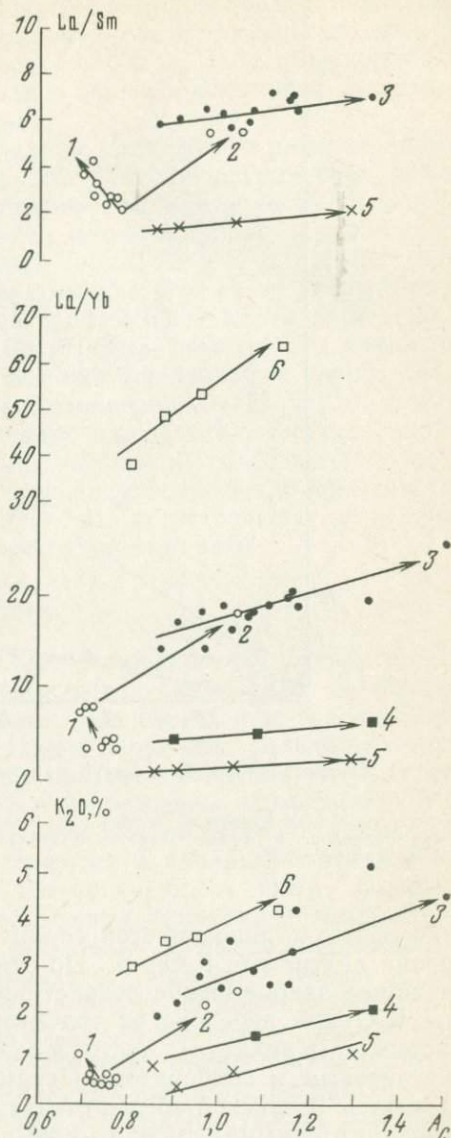


Рис. 40. Зависимость индикаторных отношений РЗЭ и  $K_2O$  от  $A_c$  в островодужных и окраинных континентальных ассоциациях вулканитов.

1 — базальты, Чилийские Анды; 2 — андезиты, Чилийские Анды; 3 — андезиты, Перуанские Анды; 4 — дифференцированные серии Камчатки; 5 — толентовая серия Тонга; 6 — шошониты, Перуанские Анды

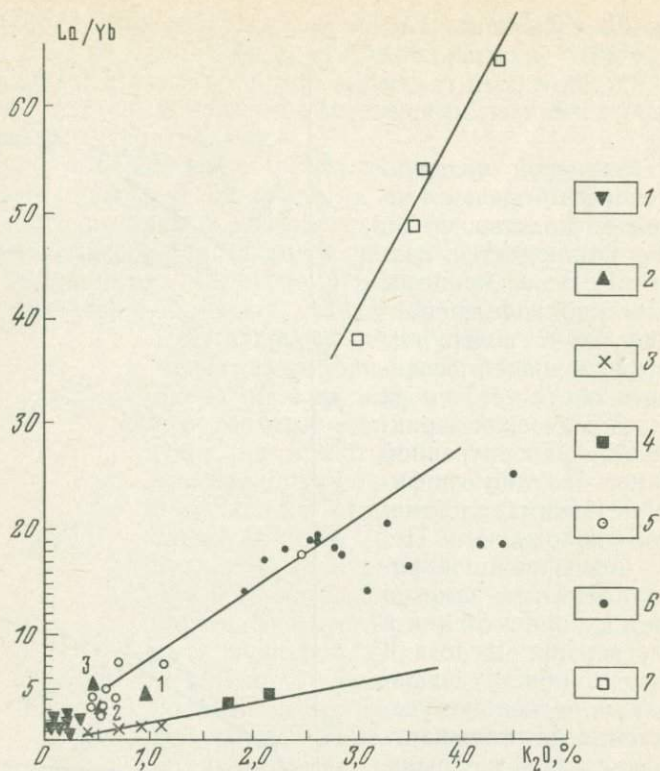


Рис. 41. Соотношение  $K_2O$  и  $La/Yb$  в вулканитах островных дуг и окраин континентов.

1 — толеиты Северо-Восточной Японии; 2 — базальты и андезиты (1 — Алеуты, 2 — Таупо, Новая Зеландия, 3 — запад США); 3 — Тонга; 4 — Камчатка; 5 — Чилийские Анды; 6 и 7 — Перуанские Анды

ставы высокоглиноземистой серии Камчатки. Параллельно приведена диаграмма  $K_2O—A_c$ . По этим двум диаграммам намечается общее закономерное возрастание величины  $La/Yb$  и содержания  $K_2O$  при переходе от толеитовых (Тонга) к высокоглиноземистым (Камчатка) островодужным сериям и далее к андезитовым и шошонитовым сериям Анд. Высокоглиноземистые базальты Чилийской зоны отличаются от этих серий аномальным («базанитоидным») трендом повышения концентрации калия при уменьшении величины  $A_c$ . Наличие такого тренда более наглядно подтверждается дополнительным графиком для индикаторного отношения  $La/Sm$  (см. рис. 40). График наглядно подчеркивает генетическую автономию шошонитов по отношению к базальтам и андезитам. Ввиду неполных серий и отсутствия данных по переходным типам пород между базальтами и андезитами Чилийско-Перуанского пояса, а также автономных трендов отношений  $La/Yb$  и  $La/Sm$  в базальтах и андезитах остается открытым во-

прос о генетической связи исходных андезитовых и базальтовых магм. Если подчинить формирование высокоглиноземистых серий Перу и Чили общей тектоно-магматической модели, то, возможно, разброс фигуративных точек андезитов Перу объясняется их связью с разными по щелочности и общей кислотности исходными андезито-базальтовыми магмами.

Имея в виду общий параллелизм калиевого и редкоземельных трендов относительно  $A_c$ , нетрудно объяснить известную закономерную связь повышения величины индикаторного отношения  $La/Yb$  по мере роста щелочности островодужных крайних известково-щелочных и толеитовых серий. Вместе с тем без учета величины  $A_c$  генетическая интерпретация этой связи затруднительна. Если брать за основу лишь график  $K_2O-La/Yb$  (рис. 41), то наименее калиевые толеиты могут быть приняты за начальные члены как толеитовых, так и высокоглиноземистых серий. Таким образом, графики индикаторных отношений  $La/Yb$  и  $La/Sm$  в зависимости от  $A_c$  наиболее наглядно иллюстрируют общее закономерное изменение геохимических характеристик при переходе от начальных («примитивных») островодужных серий к высокоглиноземистым андезитовым сериям зрелых островных дуг и андезитовым и шшонитовым сериям андийского типа.

#### ЩЕЛОЧНОБАЗАЛЬТОВЫЕ СЕРИИ

Согласно приведенному ранее определению характерными особенностями химизма щелочных пород являются их ненасыщенность кремнеземом и избыток щелочей над алюминием:  $(Na+K) > Al$ . Собственно щелочные первичные (мантийные) магмы принадлежат к щелочно-ультраосновной группе (меланефелитовые, ийолитовые и др.). Они недосыщены кремнеземом в такой степени, что полевые шпаты в них отсутствуют, и нефелин и другие фельдшпатоиды выделяются в начальную стадию магматической дифференциации. По сравнению с ними щелочные базальты отличаются более высокой кремнекислотностью — до 45—50%  $SiO_2$  и отсутствием модалых фельдшпатоидов. Повышенная щелочность в них выявляется лишь по наличию небольшого количества нефелина при пересчете на нормативный состав или по превышению величины  $(Na_2O+K_2O)/SiO_2$  относительно линии Макдональда — Кацуры. По мере дифференциации щелочнобазальтовой магмы избыточная щелочность возрастает, что приводит к появлению щелочных пороодообразующих минералов. При этом возможны два принципиально разных тренда — конечные дифференциаты: 1) недосыщены кремнеземом, т. е.  $Si:Al < 3$ , и 2) насыщены и перенасыщены кремнеземом.

В первом случае, несмотря на относительное обогащение кремнеземом конечных магм, наряду с щелочными полевыми шпатами выделяются нефелин и другие фельдшпатоиды в составе фонолитов и щелочных трахитов. Во втором случае предельными щелочными алюмосиликатами будут только насыщенные кремне-

земом щелочные полевые шпаты, а типоморфные щелочные минералы представлены цветными силикатами, обычно эгирином или эгирин-авгитом в составе щелочных трахитов и более кремнекислых пород, вплоть до пантеллеритов. Иначе говоря, эти два тренда — фонолитовый и пантеллеритовый — наиболее отчетливо могут быть противопоставлены по конечным продуктам магматической дифференциации, но не по исходным базальтам. А. Миширо, недавно предложивший для этих трендов собственные названия — тренд Кеннеди и тренд Кумбса, подчеркивает, что в том и другом случае исходные базальты не различимы на диаграмме  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{SiO}_2$ , несмотря на существенное различие в щелочности конечных дифференциатов (рис. 42).

Фонолитовый тренд характерен для некоторых континентальных щелочных провинций и ряда океанических островных щелочнобазальтовых серий, включающих щелочные оливиновые базальты, трахибазальты, трахиандезиты, щелочные трахиты, фонолиты (острова Святой Елены, Гоф и др.). Пантеллеритовый (комендитовый) тренд широко проявлен в континентальных сериях, прежде всего в рифтогенных умеренно щелочных ассоциациях, например зоны Красного моря и Аденской провинции, а также в некоторых островных сериях. Отдельные щелочнобазальтовые серии занимают промежуточное положение по отношению к указанным главным трендам, что отражает их близость к термальному барьеру — плоскости раздела между нефелин- и гиперстен-нормативными составами в известном тетраэдре Йодера — Тилли. В подобных сериях конечные продукты дифференциации представлены трахитами. Следует также отметить, что появление в составе ще-

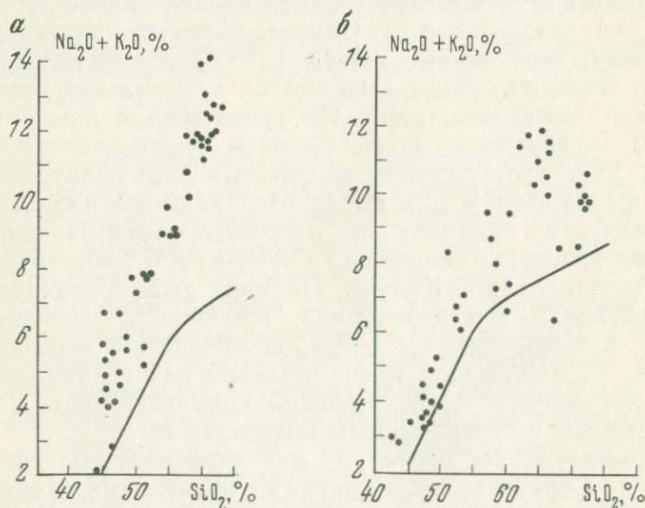


Рис. 42. Соотношение кремнезема и щелочей в вулканических ассоциациях [141]  
 а — базальт-фонолитовые ассоциации (тренд Кеннеди); б — базальт-пантеллеритовые (тренд Кумбса)

лочнобазальтовых ассоциаций фонолитов не обязательно означает их комагматичность щелочным базальтам, особенно когда в одних и тех же петрографических провинциях совмещен щелочно-базальтовый и нефелинит-фонолитовый, т. е. собственно щелочной вулканизм (например, некоторые провинции Восточно-Африканских рифтов).

Сравнение имеющихся материалов по различным континентальным и океаническим щелочнобазальтовым провинциям показывает, что общей особенностью формирования как недосыщенных (фонолитовых), так и пересыщенных (пантеллерит-комендитовых) серий можно считать появление последовательного ряда магматических дифференциатов: от щелочных оливиновых базальтов через трахибазальты и трахиандезиты (или муджиериты, гавайиты, бенморенты и др.) к трахитам. В этих рядах последовательно уменьшается содержание темноцветных минералов за счет увеличения щелочнополевошпатовой составляющей пород. Соответственно в продуктах конечных этапов дифференциации уменьшается количество Mg, Fe и Ca, а содержание кремнезема и щелочей существенно возрастает. Одновременно возрастает и концентрация литофильных редких элементов, геохимически близких к калию и натрию (TR, Rb, Zr, Nb и др.), и падает содержание элементов-примесей сидерофильной группы (Co, Ni и др.). Таким образом, по общей геохимической направленности фонолитовый и пантеллерит-комендитовый тренды для большей части процесса магматической дифференциации сопоставимы между собой и с рассмотренными выше трендами толеитовых и известково-щелочных серий.

Вывод о ведущей роли фракционной кристаллизации как в процессе перемещения к поверхности верхнемантийных магм, так и в субвулканических щелочнобазальтовых очагах вытекает из петрологических моделей, предложенных в последние годы для наиболее изученных серий: Бойна (рифтовая зона Афар), Кенийская зона (южная часть рифта Грегори, Восточная Африка), о. Св. Елены и др. В основе этих моделей лежат петрографические наблюдения, свидетельствующие о закономерной смене состава минеральных парагенезисов по направлению к фазам, устойчивым при относительно низких температурах и давлениях. При этом учитываются и отмеченные выше геохимические закономерности поведения элементов-примесей, поскольку при расчетах используются эмпирические коэффициенты распределения между минералами и расплавом.

Вместе с тем обращает на себя внимание отсутствие в новейших публикациях единого метода построения дифференцированных рядов, что затрагивает генетическую интерпретацию процесса магматической дифференциации в ее наиболее принципиальном аспекте — при характеристике конечных стадий и объяснении причин перехода от насыщенных (трахитовых) расплавов либо к перенасыщенным (комендитовым — пантеллеритовым), либо к ненасыщенным (фонолитовым) конечным продуктам магматической

эволюции. Для этой цели недостаточны частные параметры и индексы дифференциации, например величина железистости или изменение содержания одного из главных или редких компонентов (магния, циркония и др.). Не всегда пригоден в данном случае и считающийся более универсальным параметром нормативный индекс Торнтон — Таттла, поскольку таким путем искусственно приравниваются друг к другу петрологически принципиально разные группы нефелин- и кварцсодержащих пород, что не позволяет четко противопоставить фонолитовый и пантеллеритовый тренды вариаций главных и редких элементов. Ниже приводятся примеры щелочнобазальтовых серий, типичных для пантеллеритового и фонолитового трендов.

### Серия Бойна

Эта серия приводится как пример пантеллеритового тренда. В состав пород серии входят продукты вулканической деятельности четвертичного вулкана Бойна (Афарская рифтовая зона, Эфиопия) — от умеренно щелочных лав состава оливиновых базальтов до трахитов и пантеллеритов. Общая площадь лавового

Таблица 42

Химический состав лав серии Бойна (Афарский рифт)

Компоненты	Базальты	Мелатрахит	Щелочной риолит	Пантеллерит		
Окислы, %						
SiO <sub>2</sub>	46,75	48,36	56,81	65,02	68,43	72,56
TiO <sub>2</sub>	2,30	1,92	1,76	0,36	0,26	0,37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,93	15,34	13,88	14,88	11,10	9,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,20	2,42	0,70	1,75	3,51	2,24
FeO	8,08	7,75	9,37	3,48	3,59	3,57
MnO	0,19	0,17	0,29	0,13	0,19	0,18
MgO	9,75	7,83	2,13	0,04	0,01	0,01
CaO	10,08	12,04	5,04	1,34	0,56	0,37
Na <sub>2</sub> O	2,70	2,42	5,00	5,90	6,00	5,73
K <sub>2</sub> O	0,80	0,63	2,15	4,30	4,50	4,38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,35	0,32	0,72	0,04	0,04	0,02
A <sub>c</sub>	0,61	0,64	0,88	1,13	1,25	1,43
Элементы-примеси, г/т.						
Sc	23	30	15	1,4	0,2	0,2
Co	50	41	8	0,8	0,6	0,8
Ni	75	33	6	2	2	8
Rb	18	13	49	106	147	154
Sr	382	343	360	60	3	3
Zr	121	—	405	902	1186	1095
Hf	4	—	14	27	—	30
La	19,6	19,9	60,0	111,5	156,6	246,3
Ce	35,9	38,9	114,5	193,8	277,7	246,3
Sm	4,5	—	16,6	17,4	—	24,8
f	0,97	0,90	0,30	0,18	0,13	0,14

поля около 750 км<sup>2</sup>. Петрология вулканитов детально изучена [98]. Состав главных типов пород показан в табл. 42 и на геохимических графиках (рис. 43—45). Из геологических и петрологических данных следует, что все породы серии Бойна принадлежат к единому эволюционному ряду, по мере развития которого сокращается объем вулканитов от базальтов к щелочным риолитам. На долю конечных щелочных дифференциатов приходится около 10% от общего объема лавовой серии. Отделение все более салических дифференциатов сопряжено с фракционированием главных кристаллических фаз в следующем порядке: оливин, плагиоклаз, клинопироксен, щелочной полевой шпат. Геохимическим подтверждением процесса фракционной дифференциации является прогрессирующее накопление редких остаточных элементов (Ba, Ce, Zr, Hf) с величиной коэффициента распределения, близкой к нулю. Для этих элементов выявлена парная линейная корреляция, например для Ce и La или Zr и La [98]. Поэтому допускается, что концентрация остаточных элементов в любом дифференциате является простой функцией доли остаточной магматической фракции. Для каждого отдельного этапа процесса  $C = C_0 \times 1/f$ , где  $C_0$  — начальная концентрация элемента-примеси в исходном расплаве и  $f$  — объем остаточной порции расплава. Зная величину  $C$  (например, церия) для определенного типа пород и  $C_0$  — содержание Ce в исходных базальтах, можно оценить последовательное изменение величины  $f$  для отдельных стадий формирования вулканической серии. Величина  $f$  может быть использована как параметр, позволяющий количественно оценить масштабы дифференциации и распределения петрогенных элементов (см. рис. 43).

Подобные допущения (см. главу 1) не являются достаточно строгими, поскольку не учитывают ряд особенностей реальных магматических систем, особенно принципиальных в случае форми-

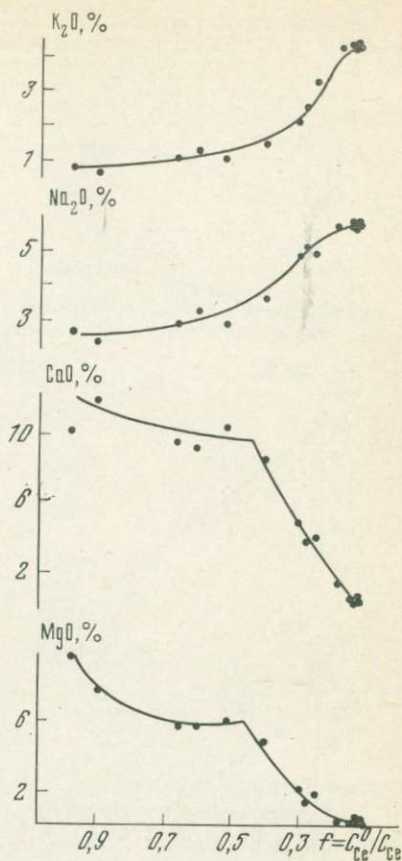


Рис. 43. Зависимость содержаний петрогенных элементов в лавах серии Бойна (Афарский рифт) от доли остаточного расплава ( $f$ ) [98]

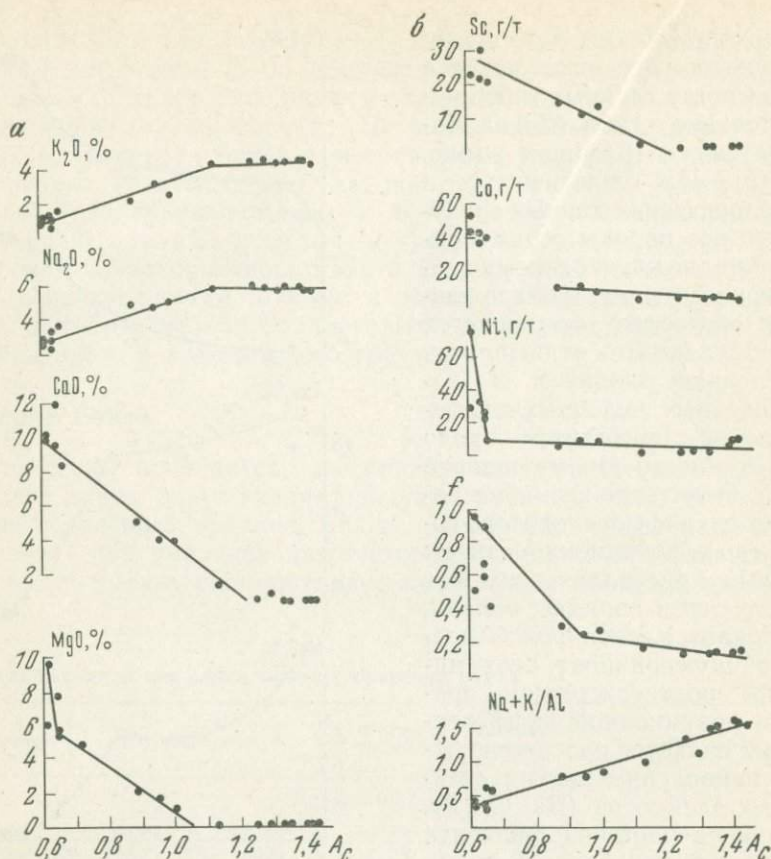
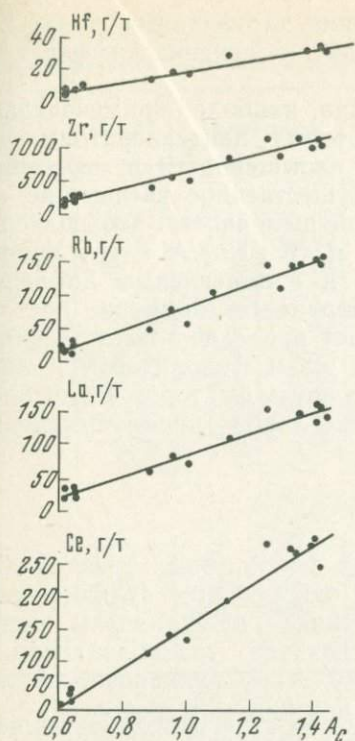


Рис. 44. Зависимость содержаний петрогенных элементов (а) и сидерофильных примесей (б) в лавах серии Бойна (Афарский рифт) от  $A_c$ .

рования вулканогенных серий (открытый тип систем, возможность эманационного переноса щелочей и редких элементов и др.). В частности, из приведенных на рис. 43 графиков видно, что на значительном отрезке процесса дифференциации исходной базальтовой магмы ( $f=0,9-0,4$ ) содержание главных петрогенных компонентов —  $CaO$  и  $MgO$  — практически не изменяется, а содержание  $SiO_2$  даже несколько уменьшается, что не согласуется с фактом преимущественного фракционирования оливина и основного плагиоклаза как главной причины дифференциации. Предпочтительный выбор церия как показателя дифференциации нельзя считать безусловным и потому, что для изменения содержаний других «остаточных» элементов  $Zr$ ,  $Hf$ ,  $Rb$  характерна более четкая линейная корреляция с  $A_c$ .

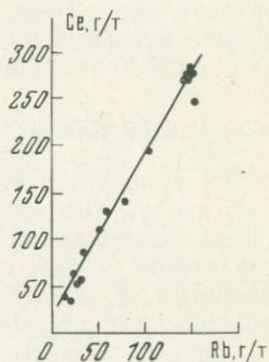
Исходя из вариаций относительно  $A_c$  нетрудно предугадать, что положительной линейной корреляцией будут связаны любые



←

Рис. 45. Зависимость содержаний литофильных редких элементов в лавах серии Бойна (Афарский рифт) от  $A_c$

Рис. 46. Соотношение Ce—Rb для лав серии Бойна (Афарский рифт)



пары элементов-примесей со сходными графиками распределения по  $A_c$ , например пара Ce—Rb (рис. 46). Между тем рубидий не может быть отнесен к типичным остаточным элементам, поскольку для него валовый коэффициент распределения между кристаллами щелочного полевого шпата и щелочнотрахитовым расплавом составляет 0,2—0,4. На это обстоятельство уже обращалось внимание при изучении пантеллеритовых серий. Показано, что подобные соотношения между элементами-примесями не согласуются с допущением закрытого характера магматической системы [94]. Проявленное в пантеллеритовых и фанолитовых сериях тесное геохимическое сродство редких элементов и летучих (фтора, хлора) позволяет предполагать, что они входили в состав комплексных соединений и что их поведение контролировалось характером распределения комплексов между флюидом и силикатным расплавом в условиях открытой системы и эманационного приноса щелочей.

По совокупности графиков для главных и редких элементов относительно  $A_c$  можно прийти к общему заключению, что при дифференциации щелочнобазальтовой магмы сохраняются рассмотренные ранее на примерах толеитовых и известковощелочных серий общие геохимические закономерности разделения элементов-примесей на группы в зависимости от их геохимической бли-

зости к магнию или калию, накопление литофильных редких элементов в остаточных расплавах, обеднение поздних дифференциатов сидерофильными элементами.

Как видно на примере серии Бойна, наиболее примечательная геохимическая черта щелочнобазальтовых пантеллеритовых серий — их высокая агпаитность при насыщенности и пересыщенности кремнеземом отражает преимущественное увеличение «избыточной» калиевой, но не натриевой щелочности, что подчеркивается подобием графиков  $K_2O-A_c$  и  $(K+Na)/Al-A_c$ . Уровень концентрации натрия при переходе к кремнекислым дифференциатам и пантеллеритам ( $A_c > 1$ ) сохраняется примерно постоянным (см. рис. 44). Эта черта отличает пантеллериты от агпаитовых дифференциатов ненасыщенных магм фонолитовой и нефелин-сиенитовой линии ( $A_c < 1$ ), где главным фактором агпаитности является либо суммарная щелочность, либо преимущественное повышение концентрации натрия.

### Серия о. Святой Елены

Эта серия приводится как пример фонолитовых трендов. Она образована продуктами нескольких плиоценовых вулканических циклов. Начальные лавы в каждом цикле представлены щелочными базальтами, сменявшимися позднее трахибазальтами и трахиандезитами. К заключительному этапу вулканической деятельности относятся ненасыщенные кремнеземом разновидности — фонолиты, щелочные трахиты (табл. 43). Базальты составляют до 70—80% общего объема пород, на долю трахибазальтов приходится около 20%, трахиандезитов — 4%, а объем фонолитов не превышает 1%. В числе характерных петрологических особенностей вулканогенной серии можно отметить: 1) постоянство состава исходных базальтов на всем протяжении вулканической деятельности, 2) наличие постепенных переходов между всеми типами пород, 3) присутствие фенокристов оливина и плагноклаза в базальтах и средних типах пород, 4) появление щелочного полевого шпата в основной массе трахибазальтов и трахиандезитов в виде фенокристов в фонолитах, 5) наличие в основной массе фонолитов анальцима и цеолитов, 6) прогрессирующая концентрация редких элементов по мере увеличения щелочности пород [95].

Эти и другие особенности в общем согласуются с моделью магматической дифференциации в процессе фракционной кристаллизации исходной базальтовой магмы. При этом предполагается, что образование промежуточных и особенно конечных салических дифференциатов происходило в условиях близповерхностной магматической камеры, где концентрировались обогащенные щелочами эманации. Геохимические особенности пород показаны на графиках (рис. 47), построенных с использованием анализов, приведенных в работе И. Бейкера [95].

Поскольку при пересчете на нормативный состав салические дифференциаты данной серии от трахитов до фонолитов содержат

## Химический состав вулканитов о. Святой Елены

Компоненты	Базальт	Трахибазальт	Трахиандезит	Трахит	Фонолит-трахит	Фонолит		
Окислы, %								
SiO <sub>2</sub>	44,97	47,46	50,09	54,88	57,88	59,79	60,97	60,64
TiO <sub>2</sub>	2,85	2,79	16,09	1,11	0,49	0,34	0,16	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,74	16,25	2,34	17,41	17,60	17,24	17,54	18,29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,53	4,01	4,55	2,44	3,29	3,49	2,72	2,75
FeO	9,34	8,05	7,33	6,79	4,42	3,47	2,99	1,18
MnO	0,21	0,27	0,25	0,23	0,20	0,25	0,23	0,23
MgO	8,78	4,38	3,83	1,88	1,02	0,25	0,11	0,09
CaO	10,41	7,34	6,80	3,48	2,82	1,97	1,81	0,83
Na <sub>2</sub> O	3,06	4,67	5,42	6,04	6,70	6,79	7,04	8,93
K <sub>2</sub> O	1,04	1,92	1,82	2,89	3,23	4,26	4,71	5,10
A <sub>c</sub>	0,57	0,65	0,70	0,81	0,87	0,91	0,91	0,83
Элементы-примеси, г/т								
Nb	40	—	65	115	105	115	160	140
Zr	180	290	290	490	625	920	985	1315
Sr	425	540	540	545	395	240	155	85
Ba	270	500	500	790	1100	1340	1400	300
Rb	30	30	—	50	95	125	125	190

возрастающее количество нефелина, то по увеличению индекса дифференциации Торнтон — Таттла серия может быть представлена непрерывным рядом пород от базальтов до фонолитов. Соответственно можно предположить для них единый тренд кристаллизационной дифференциации. Однако в этом случае трудно объяснить перемещение на конечной стадии кристаллизации насыщенных SiO<sub>2</sub> трахитовых составов из области полевошпатового минимума в область нефелин-полевошпатовых (фонолитовых) составов. Подобное перемещение подчинено иному тренду по сравнению с предыдущим трендом дифференциации от базальтов к трахитам (см. рис. 47). Для дополнительного тренда характерно повышение содержания Na<sub>2</sub>O при понижении A<sub>c</sub>. Наличие такого тренда логично вытекает из обоснованной И. Бейкером связи формирования фонолитов с дополнительным эманационным привнесом щелочей, смещающим кристаллизацию расплава из полевошпатовой области в нефелин-полевошпатовую.

В качестве независимого геохимического подтверждения дополнительного тренда можно привести график Zr — K<sub>2</sub>O, где при переходе к фонолитам и щелочным трахитам нарушается линейная корреляция обоих элементов, проявленная для всего процесса дифференциации — от базальтов к трахитам (см. рис. 47). Об ином характере распределения циркония, а также рубидия в конечных щелочных дифференциатах по сравнению с субщелочными породами главного этапа эволюции исходной магмы можно судить и непосредственно по графикам Zr — A<sub>c</sub> и Rb — A<sub>c</sub>. В то

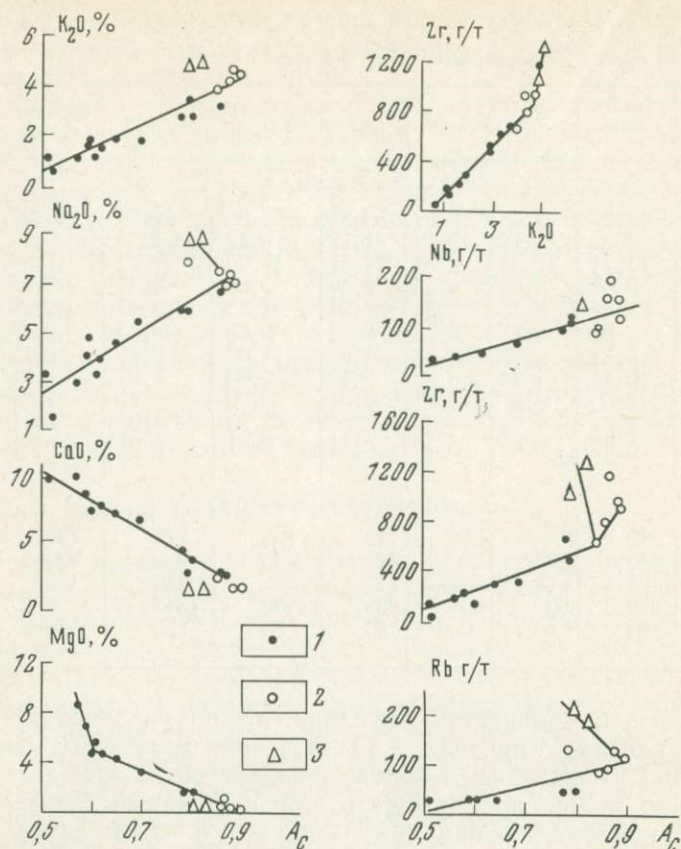


Рис. 47. Зависимость содержаний петрогенных и редких элементов в вулканитах о. Святой Елены от  $A_c$ .

1 — щелочные базальты и промежуточные дифференциаты; 2 — щелочные трахиты; 3 — фонылиты

же время распределение главных (Ca, Mg и Fe), а также некоторых редких элементов подчинено линейной корреляции с  $A_c$  (при некотором отступлении от нее точек фонылитов).

### Восточно-Африканская рифтовая зона

В щелочных провинциях Восточно-Африканской рифтовой зоны щелочнобазальтовые серии относятся к наиболее распространенным эффузивным образованиям и выделяются как серии умеренной щелочности. В состав серий помимо щелочных оливковых базальтов входят андезито-базальты и трахиандезиты. С ними ассоциируют как трахиты, так и фонылиты. Основная масса рифтогенных фонылитов представлена либо лавами плато-фонылитов, либо продуктами дифференциации щелочно-ультраосновных меланефелинитовых и нефелинитовых магм (см. главу 2).

Петрохимия и геохимия этих пород детально рассмотрена В. И. Герасимовским и А. И. Поляковым [23], рассчитавшими средние содержания элементов-примесей в главных типах эффузивных пород (табл. 44). Представительность этих данных для ряда литофильных и других редких элементов подтверждается их согласованностью с общими петрохимическими трендами изменения состава щелочнобазальтовых серий по мере возрастания величины  $A_c$  (рис. 48).

В ряду пород пикритовые базальты — щелочные оливиновые базальты — трахиандезитобазальты — трахиандезиты — трахиты последовательно возрастает щелочность. Одновременно падает содержание кальция и магния. Аналогично другим базальтовым сериям с ростом щелочности и кремнекислотности возрастает индекс  $A_c$ . Параллельно увеличивается концентрация остаточных литофильных элементов-примесей (Zr, Nb, Zr, Rb) и падает содержание сидерофильных рассеянных элементов (Sc, V и др.). Эти характерные геохимические тенденции согласуются с выводом о происхождении пород щелочнобазальтовых рифтогенных серий в процессе последовательной кристаллизационной дифференциации и монотонного изменения содержаний нескольких главных породообразующих минералов — оливина, пироксена и др. Вместе с тем применяемый нами метод сопоставления вариаций

Таблица 44

Химический состав пород серии умеренной щелочности  
Восточной рифтовой зоны

Компоненты	Пикрит-базальт	Оливиновый базальт	Трахиандезит-базальт	Трахиандезит	Трахит	Фонолит	Платофонолит
О к и с л ы, %							
SiO <sub>2</sub>	44,78	45,82	49,76	53,79	61,55	54,04	54,99
TiO <sub>2</sub>	2,28	2,53	2,20	1,62	0,74	1,21	0,68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,61	13,99	16,72	17,10	13,66	19,68	19,62
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,57	4,94	5,10	4,34	3,71	2,79	2,63
FeO	8,34	8,13	6,25	4,76	4,52	3,66	3,21
MnO	0,18	0,25	0,12	0,18	0,34	0,22	0,28
MgO	13,65	7,99	3,79	2,33	0,45	0,98	1,14
CaO	12,22	10,88	7,56	5,56	1,31	2,47	2,00
Na <sub>2</sub> O	2,18	2,87	4,49	5,84	6,81	8,93	7,29
K <sub>2</sub> O	0,80	1,15	2,29	3,02	4,86	4,86	5,54
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,29	0,45	0,57	0,61	0,25	0,29	0,18
$A_c$	0,54	0,60	0,69	0,76	0,95	0,67	
Э л е м е н т ы - п р и м е с и, г / т							
Li	8	8	11	16	28	—	20
Rb	23	33	58	101	144	—	130
Sr	730	735	810	747	120	—	980
Ba	412	440	660	700	850	—	1100
Zr	260	300	400	582	920	—	860
Nb	66	58	72	130	150	—	210
Sc	24	23	18	8	28	—	3
V	278	263	163	61	—	—	42

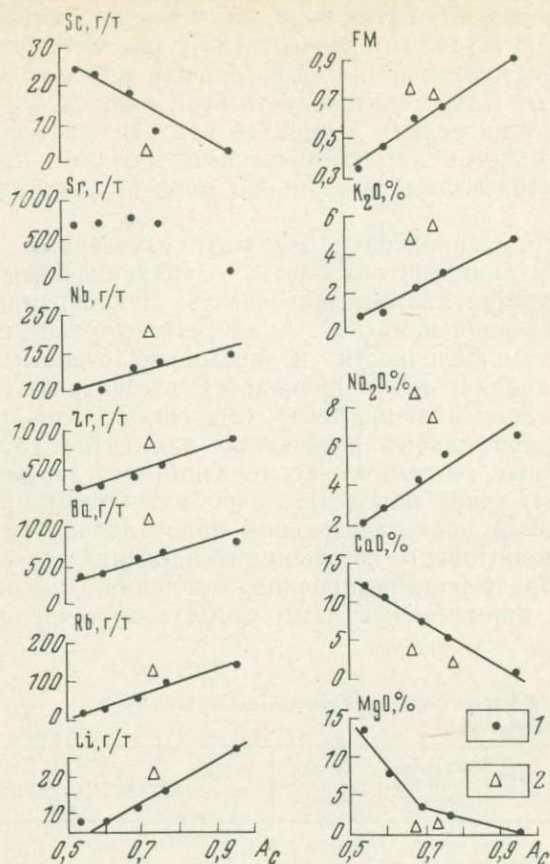


Рис. 48. Зависимость содержаний петrogenных и редких элементов в породах щелочнобазальтовых серий (1), в фолитах и платофолитах (2) Восточно-Африканской рифтовой зоны от  $A_c$

петrogenных и редких элементов относительно величины  $A_c$  как показателя изменения общего химизма магматических расплавов позволяет вполне определенно судить об автономном положении фолитов: по всем петрохимическим и геохимическим характеристикам они не принадлежат к линейному щелочнобазальтовому — трахитовому тренду и, следовательно, не являются конечными дифференциатами в ряду перечисленных выше пород.

Аналогичные выводы вытекают и из количественных петrogenетических моделей для серий базальт-трахитового состава Восточного Рифта [97]. Согласно этим моделям ряд последовательных дифференциатов исходной умеренно щелочной базальтовой магмы генерируется при сохранении примерно постоянных соотношений четырех главных фракционируемых фаз: оливина, пироксена, плагиоклаза и титаномагнетита. Из них на долю плагио-

клаза приходится около половины общей массы фракционируемых минералов. Осаждение основного плагиоклаза приводит к обеднению расплава глиноземом и прогрессирующему увеличению алкальности (щелочнотрахитовая или пантеллеритовая тенденция). Распределение элементов-примесей по мере перехода к породам увеличивающейся щелочности и кремнекислотности отражает влияние как видового состава фракционируемых фаз, так и их количественных соотношений. Судя по значению коэффициентов распределения, для типичных остаточных элементов (Zr, La и др.) состав обычных для базальтов минеральных фаз отступает на второй план по сравнению со степенью фракционирования. Напротив, для сидерофильных элементов-примесей не менее принципиален и видовой состав отделяемых минералов, поскольку для Ni, Co и ряда других рассеянных элементов «изоморфная емкость» оливина и пироксена в сотни раз больше чем плагиоклаза и щелочных полевых шпатов. Поэтому их концентрация резко уменьшается после выделения основной массы оливина и пироксена. Несколько меньшие различия между цветными минералами и полевыми шпатами в степени фракционирования Ba и Sr (табл. 45). Концентрация обоих элементов может постепенно возрастать при переходе от базальтов к промежуточным дифференциатам. Однако на конечных стадиях дифференциации предпочтительное фракционирование Sr средними и кислыми плагиоклазами приводит к резкому падению его концентрации в остаточных щелочных расплавах.

Из рассмотренных примеров следует, что появление в составе дифференцированных щелочобазальтовых серий агпаитовых пород ненасыщенных SiO<sub>2</sub> фонолитов и пересыщенных SiO<sub>2</sub> пантеллеритов и комендитов можно рассматривать как закономерное отступление от общего (трахитового) тренда кристаллизационной дифференциации. Геохимические данные позволяют предполагать,

Таблица 45

Коэффициенты распределения элементов-примесей для минералов базальт-трахитовых серий \*

Элементы	Оливин	Клинопироксен	Титаномагнетит	Плагиоклаз	Щелочной полевой шпат
Sc	0,2 (0,4)	2 (6)	1 (3)	0,2	0,01
Sr	0,3 (0,5)	5 (10)	1 (10)	0,2	0,01
Ni	4 (10)	2 (10)	4 (15)	0,01	0,01
Co	2 (5)	2 (5)	5 (10)	0,01	0,01
Sr	0,1	0,2	0,1	2 (4)	2
Ba	0,1	0,1	0,1	1,0	— (3)
La	0,003	0,080 (0,3)	0,01	0,14 (0,5)	0,3
Sm	0,003	0,7 (2)	0,01	0,05 (0,16)	0,08

\* Основные значения указаны для базальтов. В скобках приведены данные для трахитов [97].

что решающую роль при этом играли процессы концентрации и дополнительного привноса летучих компонентов на конечной стадии магматической эволюции. Высокая концентрация летучих в щелочных глубинных и субвулканических расплавах приводит к смещению обменных равновесий, вызывает рост кислотности и кремнекислотности расплавов [44]. В этом случае смена щелочнотрахитовых составов более кремнекислыми и более агпайтовыми соответствует пантеллеритовому тренду. В апикальных участках субвулканических камер накопление щелочей и летучих компонентов в составе флюидной фазы могло приводить к иным процессам — ощелачиванию магм и появлению щелочных, ненасыщенных расплавов (фонолитовый тренд). Этим можно объяснить, что в отдельных сериях фонолиты и пантеллериты присутствуют совместно в качестве комплементарных продуктов магматической дифференциации, например в щелочнобазальтовой серии Джебь-Аль-Абиад [96].

#### ГАББРО-ГРАНИТНЫЕ СЕРИИ

Закономерное появление кремнекислых дифференциатов на конечных этапах эволюции различных базальтовых магм, позволяет предполагать, что часть интрузивных гранитоидов является их комагматами, особенно в провинциях активных окраин континентов и зрелых островных дуг, где широко проявлен андезит-дацитовый вулканизм. В то же время несомненная зависимость масштабов кремнекислого вулканоплутонического магматизма от мощности сиалической коры, нередко бимодальный характер магматизма, его геохимические (изотопные и др.) характеристики заставляют многих исследователей и для этих провинций считать гранитоиды продуктами коровых палингенных или гибридных магм.

В составе интрузивных формаций геосинклинальных и орогенных областей гранитоиды представлены преимущественно гранитами и гранодиоритами также палингенного происхождения. Наряду с ними в геосинклинальных провинциях выделяются закономерные ассоциации гранитоидов и основных пород, рассматриваемые как самостоятельные габбро-гранитные формации: габбро-плагиогранитная и габбро-диорит-гранодиоритовая [45]. Однако в соответствии с распространенными в нашей литературе принципами формационной типизации объединение тех и других пород обычно не означает их комагматичности, а отражает лишь парагенетические связи, например сонахождение в определенной тектонической обстановке. Более того, до последних лет нередко высказывались мнения, что введение в качестве ведущих формационных характеристик петрогенетических определений об исходных магмах и путях их дифференциации нежелательно, поскольку петрологические модели основаны лишь на умозрительных гипотезах. Поэтому представления о природе исходных магм и глубинных магматических очагах, как недоступные для непосредствен-

ной проверки в поле, не должны привлекаться при установлении генетической общности пород.

В связи с общепризнанными достижениями современной петрологии и геохимии в изучении глубин Земли и главных типов магматических ассоциаций, а также новыми данными по экспериментальному моделированию природного магмаобразования петрогенетические представления об общих типах исходных магм и закономерных путях их эволюции являются в настоящее время существенно необходимой частью любых исследований по формационной и геохимической типизации изверженных пород.

В этом отношении следует отметить результаты выполненной в последние годы геохимической типизации гранитоидов на основе их связи с главными типами глубинных базальтоидных магм [76]. Наряду с различными палингенными гранитоидами выделяется несколько геохимических типов гранитоидов, берущих свое начало от базальтоидных магм: плагиограниты толейтового ряда, плагиограниты известково-щелочного ряда, граниты монзонитового (латитового) ряда и агпаитовые редкометалльные гранитоиды. При этом содержание редких элементов в гранитоидах (табл. 46) различного происхождения является не менее показательным, чем минеральный состав или содержание в граните петрогенных элементов. На этой основе могут быть выполнены дальнейшие более детальные исследования по геохимическому сопоставлению раз-

Таблица 46

Средние содержания редких элементов в гранитоидах различных геохимических типов, г/т (К и Na в %) (По Л. В. Таусону)

Элементы	Плагиогранит толейтового ряда	Гранитоид андезитового ряда	Гранит латитового ряда	Агпаитовый редкометалльный гранит	Палингенный гранит известково-щелочного ряда	Палингенный гранит щелочного ряда	Средний гранит (по А. П. Виноградову)
K	0,3	2,0	3,5	3,6	3,3	4,1	3,3
Na	3,1	3,0	3,4	4,0	2,8	3,5	2,8
Li	4,7	18	21	104	50	27	40
Rb	2,6	100	125	270	175	140	200
Be	0,5	1,5	2,2	11,8	3,0	2,8	5,5
Sr	139	260	700	12	330	650	300
Ba	57	550	1700	40	830	1550	830
Sn	2,7	2	5	17,7	6,2	3,8	3
Pb	2,8	10	23	46	27	19	20
Zn	75	43	70	390	51	64	60
Nb	2,4	8	—	320	19	22	20
Ta	0,4	0,4	—	18,5	(2,9)	(1,4)	3,5
Zr	89	115	—	2170	190	(410)	200
V	61	85	45	(2)	(21)	24	40
Ni	7,2	15	7	X (10)	(17)	7	8
Co	7,1	13	3	—	(11)	8	5
K/Rb	1080	200	280	133	200	300	160

личных интрузивных формаций с их вулканогенными аналогами с тем, чтобы и для последовательных габбро-гранитных комагматических серий наметить закономерности распределения типоморфных элементов-примесей в процессе эволюции исходных базальтовых (габброидных) магм.

До настоящего времени при изучении габбро-гранитных серий подобные задачи большей частью не ставились. В обобщающих работах нередко принималось, что габбро-гранитные серии являются преимущественно следствием не дифференциационных, а аддитивных процессов, идущих путем смещения материалов разных источников при перемещении уровней магмаобразования из базитового субстрата в сиалический. Возможность приложения подобного механизма к конкретным сериям (интрузивным комплексам) проблематична, если не сопровождается необходимыми геохимическими расчетами, в частности сопоставлением индикаторных отношений лантаноидов и других элементов-примесей с учетом их исходных содержаний в первичных базальтовых магмах и сиалическом субстрате, соотношением фракционируемых фаз и др.

Наблюдаемые факты прерывистости (интрузивных соотношений) при формировании габбро-диорит-плагиогранитных серий сами по себе недостаточны, чтобы разделять любые габбро-гранитные формации на самостоятельные габбро-диоритовые и диорит-плагиогранитные. Хотя в настоящее время в литературе имеются лишь немногочисленные примеры комплексного — петрологического и геохимического анализа габбро-гранитных серий с использованием расчетных моделей, некоторые из них подтверждают принципиальную возможность последовательного перехода от исходных габброидных магм к диоритам и далее к конечным гранитоидам. Ниже мы остановимся на двух примерах: серии габброидов пермского возраста (Новая Зеландия) и протерозойской габбро-трондьемитовой серии (Юго-Западная Финляндия).

### Серия о. Южный

Интрузивные породы этой серии, изученные Р. К. Прайсом и Дж. М. Синтоном [146], входят в состав протяженной вулканоплутонической провинции, занимающей западную и юго-западную окраину о. Южный (Новая Зеландия). По геологическим данным провинция рассматривается как палеоаналог современных островных дуг. Это позволяет сопоставить габбро-гранитную серию с типичными островодужными эффузивными высокоглиноземистыми ассоциациями и, следовательно, судить о глубинных магматических процессах в островных дугах. В состав интрузивной серии входит последовательный ряд пород: от габбро и норитов до кварцевых диоритов и гранитов. Химический состав типичных пород приведен в табл. 47 и на рис. 49.

Основываясь на составе породообразующих минералов, авторами были рассчитаны модели фракционной дифференциации и

## Химический состав пород габбро-гранитной серии (Новая Зеландия) [146]

Компо- ненты	Габбро	Норит	Габбро- диорит	Кварцевый диорит	Гнейсо- видный диорит	Гранит
Окислы, %						
SiO <sub>2</sub>	41,46	47,99	51,84	54,87	59,98	64,93
TiO <sub>2</sub>	1,91	1,15	1,09	0,80	0,95	0,62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,79	18,86	18,39	17,97	17,02	16,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,20	3,75	2,05	2,25	2,03	1,80
FeO	7,47	6,21	6,67	5,46	4,01	2,22
MnO	0,16	0,20	0,16	0,14	0,10	0,09
MgO	7,41	7,26	6,20	4,13	2,91	1,43
CaO	12,53	10,59	8,98	8,14	5,56	3,74
Na <sub>2</sub> O	2,17	3,08	3,52	3,50	4,26	4,87
K <sub>2</sub> O	0,29	0,18	0,36	1,25	2,19	2,55
A <sub>c</sub>	0,53	0,64	0,73	0,83	0,97	1,15
Элементы-примеси, г/т						
Ba	40	63	182	221	373	591
Rb	3	1	4	39	80	97
Sr	770	693	706	501	570	451
Zr	36	32	32	99	208	229
Nb	1	1	—	2	6	6
Y	16	14	10	16	17	21
V	477	263	193	206	137	63
Cr	53	153	109	43	27	13
Ce	9	11	9	26	39	45
Ni	30	63	43	11	13	5

перехода от габбро к габбро-диоритам (I стадия), затем к диоритам (II стадия) и от диоритов к гранитам (III стадия). На I стадии отделение от габброидного расплава главных ликвидусных фаз — оливина, клинопироксена, плагиоклаза в соотношении 3 : 2 : 19 приведет к обособлению 51% габбро-диоритового расплава. При последующем фракционировании оливина, клинопироксена и плагиоклаза (3 : 4 : 20) обособится около 40% диоритового расплава. Пример полного расчета (по методу наименьших квадратов) приведен для III стадии (табл. 48). На этой стадии еще более уменьшается доля остаточного (гранитного) расплава (33% от исходного диорита). Расчетный состав плагиоклаза в соответствии с модальным составом пород меняется от An<sub>90</sub> (I стадия) до An<sub>60</sub> (II стадия) и An<sub>30</sub> (III стадия).

Судя по изменению содержания главных и редких элементов по мере увеличения кремнекислотности пород, они образуют когерентную группу с общими трендами вариаций большинства элементов [146]. Однако для части элементов, в первую очередь для натрия, можно допустить наличие двух автономных трендов: 1) для серии от габбро к кварцевым диоритам и 2) для группы полосчатых кварцевых диоритов и содержащихся в них мафических ксенолитов, существенно биотит-роговообманковых пород.

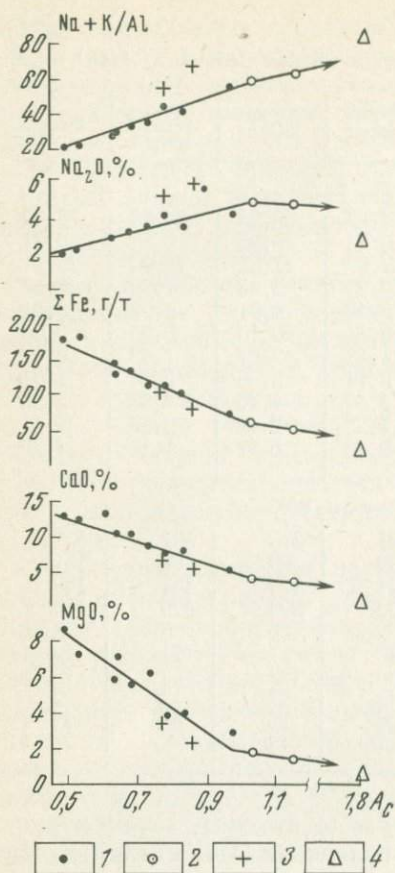


Рис. 49. Зависимость содержаний петрогенных элементов в серии габбро — диориты — граниты (Новая Зеландия) от  $A_c$ .

1 — габброиды; 2 — кварцевые гнейсовидные диориты; 3 — мафические ксенолиты в диоритах; 4 — граниты. Стрелкой показан тренд от диоритов к гранитам

Отметим близость модального состава ксенолитов и валового состава кумулата, комплементарного по отношению к остаточному гранитному расплаву (см. табл. 48). С учетом приведенных выше расчетов эти данные позволяют представить образование гранитов как конечный этап фракционной дифференциации исходной габброидной магмы — аналога островодужных высокоглиноземистых базальтов. Однако подобное объяснение сталкивается с серьезными затруднениями ввиду следующих обстоятельств: 1) граниты представлены более поздними интрузивными телами по отношению к остальным породам серии; 2) для гранитов характерно необычно высокое содержание калия ( $K/Na=1,96$ ), что совместно лишь с генерацией расплава при низких давлениях, меньше 0,5 кбар (предполагается, что магматическая дифференциация исходной габброидной магмы связана с гораздо большими глубинами согласно общей геологической модели субдукции океанической литосферной плиты под островной дугой); 3) отсутствие пород в диапазоне  $SiO_2$  от 65 до 76% и малая вероятность фракционной кристаллизации на III стадии ввиду значительной вязкости расплава.

Поэтому Р. К. Прайс и Дж. М. Синтон [146] считают предпочтительной альтернативную модель двухэтапного формирования пород с образованием глубинной дифференцированной серии от габбро до кварцевых диоритов путем фракционной кристаллизации исходного высокоглиноземистого габброидного расплава (I этап) и выплавления из корового субстрата диоритовой магмы другого состава (гнейсовидные диориты) и автономного гранитного расплава под влиянием внедрившейся базальтовой магмы (II этап).

Обращаясь к вариационным графикам (рис. 50), отметим, что мафические ксенолиты, содержащиеся во втором (автономном)

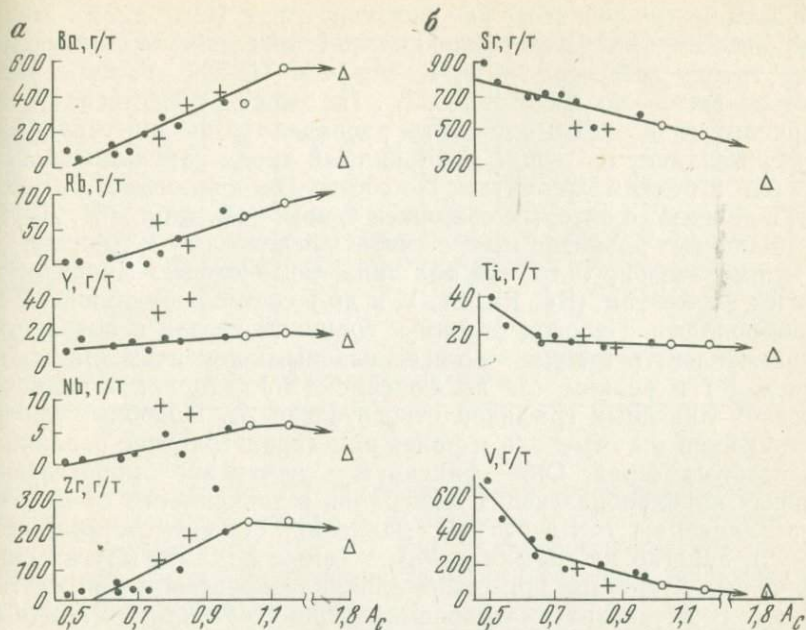


Рис. 50. Зависимость содержаний редких литофильных элементов (а) и Sr, Ti, V (б) в серии габбро — диориты — граниты (Новая Зеландия) от  $A_c$ .  
Условные обозначения см. на рис. 49

Таблица 48

Расчетные составы пород и минералов для модели отделения расплава от диоритовой магмы [146]

Компоненты	Диорит	Гранит	Амфибол	Биотит	Плагиоклаз
SiO <sub>2</sub>	61,44	76,46	46,43	38,26	60,60
TiO <sub>2</sub>	1,00	0,21	1,54	4,22	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,28	12,48	8,25	15,16	24,50
FeO	5,93	1,33	18,01	21,75	0,17
MgO	2,46	0,42	10,60	11,19	0,03
CaO	4,84	1,02	11,95	0,02	6,36
Na <sub>2</sub> O	4,69	2,94	1,37	0,12	7,93
K <sub>2</sub> O	2,69	5,14	0,97	9,28	0,40
%	100	33	14	9	44,5

Расчитанному составу диорита (100%) соответствует остаточный гранитный расплав (33%) после отделения от диоритовой магмы кумулата (67%), состоящего из амфибола (14%), биотита (7%), плагиоклаза (44,5%), а также рудных минералов (1,5%). Модельный состав кумулата после пересчета на 100% близок к составу мафических ксенолитов из гнейсовидных кварцевых диоритов.

типе кварцевых диоритов, не образуют совместно с этими диоритами особого тренда дифференциации: либо они подчинены общему тренду всей серии — по K, Mg, Ca, Ti,  $\Sigma$ Fe, V, либо выпадают из него — по Na, Ca, Rb, Zr. Не менее существенно, что кварцевые гнейсовидные диориты распадаются на два типа. Один из них попадает на общий габброидный тренд вариаций по всем главным и редким элементам. По составу он аналогичен «модельному» диориту, с которым сопряжен гранит (см. табл. 48). Другой тип кварцевых диоритов можно считать переходным к граниту.

Примечательно и то, что оба типа «автономных» диоритов по многим элементам (Ba, Rb, Sr, V и др.) составляют общий тренд с габброидами. Переход от них к гранитам связан с появлением дополнительного тренда — по всем главным элементам (за исключением K) и редким (за исключением Sr), что четко видно по перегибу линейных графиков относительно  $A_c$ . Подобные перегибы графиков мы отмечали и ранее при характеристике различных базальтовых серий. Они фиксируют изменение парагенезиса главных породообразующих минералов в зависимости от условий кристаллизации (температуры, давления, общего состава). Например, перегиб на графиках Mg, а также Ni, Cr и других сидерофильных элементов при смене оливина пироксеном или плагиоклазом. В случае рассматриваемой серии очевидной причиной является смена парагенезисов: пироксен+средний плагиоклаз на амфибол+кислый (натриевый) плагиоклаз+биотит. По содержанию характерных щелочных металлов плагиоклаз и биотит близки. Однако биотит является второстепенным минералом по сравнению с плагиоклазом (см. табл. 48). Поэтому в связи со значительным уменьшением объема остаточного расплава концентрация натрия при переходе от диоритов к гранитам уменьшается, а калия остается примерно на прежнем уровне.

Соответственно ведут себя и «когерентные» калию (натрию) и кальцию элементы. Концентрация стронция продолжает падать, поскольку для этого элемента сохраняется предпочтительное изоморфное вхождение в структуру плагиоклаза по сравнению с Ba и Rb (табл. 49). Концентрация Rb, как и K, в остаточном расплаве увеличивается, поскольку основной фракционируемой фазой является плагиоклаз с величиной  $K_p$  для Rb, примерно в 100 раз

Таблица 49

Коэффициенты распределения элементов-примесей для породообразующих минералов дацитов-риолитов [120]

Элемент	Клино-пироксен	Роговая обманка	Биотит	K-полевой шпат	Плагиоклаз
Rb	0,03	0,01	3,26	0,66	0,04
Sr	0,52	0,22	0,12	3,87	4,4
Ba	0,13	0,04	6,36	6,12	0,31

Содержание элементов-примесей в акцессорных минералах гранитоидов\* [53]

Минерал	Nb		Ta		Zr		TR		Y	
	X	K	X	K	X	K	X	K	X	K
Циркон	0,02	14	0,004	11,5	—	—	0,41	11,7	0,32	94
Сфен	0,19	96	0,024	68,6	0,068	3,4	1,7	49	0,06	18
Ильменит	0,22	111,0	0,026	75,0	0,026	1,3	0,06	1,8	—	—
Апатит	—	—	—	—	0,06	3,1	0,69	17	0,01	4,5

\* X — среднее содержание в минерале, г/т; K — коэффициент концентрации по отношению к среднему содержанию элемента в гранитоидах.

меньшей, чем для Sr. На заключительном этапе дифференциации, при обособлении остаточного гранитного расплава перестает возрастать концентрация Ba, так как на содержании этого элемента отражается фракционирование даже относительно небольших количеств биотита ( $K_p=6,36$ ).

Принципиальным геохимическим отличием магматической дифференциации при формировании габброидных серий по сравнению с базальтоидными, как следует из сопоставления вариационных графиков, является отсутствие тесной корреляционной связи между K или общей щелочностью ( $K+Na$ ) и редкими литофильными элементами (Na, Zr, Y и др.). Одной из главных причин следует считать появление собственных минералов этих элементов (циркон, монацит и др.) или таких распространенных второстепенных минералов гранитоидов, как сфен, ильменит, апатит, содержащих изоморфные примеси литофильных редких элементов (табл. 50). Так, в случае рассматриваемой серии апатит, сфен и циркон являются характерными второстепенными минералами кварцевых диоритов и содержащихся в них биотит-роговообманковых включений.

За счет выделения этих минералов понижается концентрация Zr, Nb, Ce и иттрия в остаточных гранитных расплавах, хотя содержание калия и общая щелочность возрастает. В связи с этим в габбро-гранитных сериях нарушается линейная корреляция содержания циркония и других литофильных редких элементов, столь характерная для рассмотренных ранее базальтоидных серий. Так, на графике Zr—Y лишь для габброидных членов серии сохраняется тесная линейная корреляция между изменением содержаний обоих элементов, а кварцевые диориты и граниты не подчиняются общему тренду. Поскольку при этом значительно возрастают валовые коэффициенты распределения Zr и ряда других редких элементов, то эти элементы, по крайней мере для диорит-гранитной части серий, не могут быть отнесены к типичным остаточным.

## Серия Каланти

Протерозойская серия габбро- — диоритов — тоналитов — трондьемитов в районе Каланти (юго-западная часть Финляндии) давно привлекает внимание исследователей как один из наиболее наглядных примеров непрерывного ряда интрузивных пород: от габброндов до трондьемитов [122]. Хотя породы сходного состава распространены и в других докембрийских провинциях, представлены они обычно бимодальными сериями толеитов и дацитов — трондьемитов. Петрологическая и геохимическая характеристика этой серии приводится ниже по данным Дж. Арта и других исследователей [93].

Все породы серии имеют сходный минеральный состав, различаясь в основном по количественным соотношениям следующих главных минералов: роговой обманки, плагиоклаза ( $Ap_{65}$  до  $Ap_{15}$ ), биотита и кварца. В лейкократовых породах присутствует также К-полевой шпат, но его количество обычно не выше нескольких процентов. Второстепенные минералы представлены магнетитом, апатитом и сфеном. В лейкократовых членах серии спорадически встречаются циркон и монацит. Химический состав некоторых главных типов пород приведен в табл. 51.

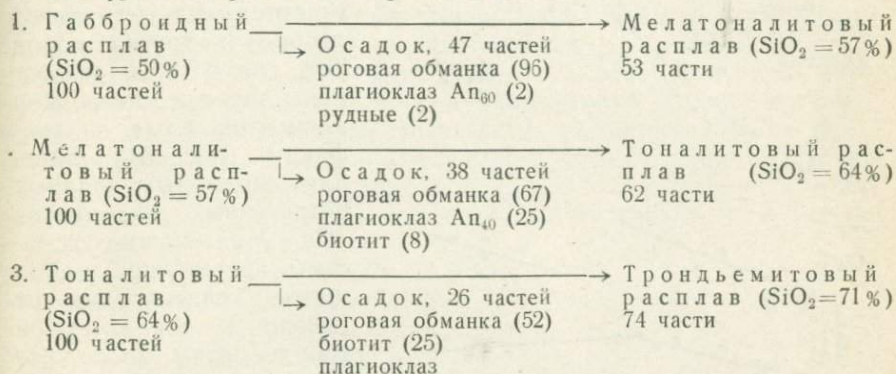
Таблица 51

Химический состав пород габбро-трондьемитовой серии (Каланти)

Компо- ненты	Габбро	Тоналиты				Трондьемиты	
О к с л ы, %							
SiO <sub>2</sub>	48,92	54,47	59,54	62,75	69,31	70,35	72,39
TiO <sub>2</sub>	1,41	0,92	0,76	1,22	0,37	0,30	0,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,91	16,17	16,28	15,50	16,12	16,34	15,51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,01	1,91	0,97	1,26	0,32	0,25	0,22
FeO	8,50	7,29	5,04	6,29	2,34	1,71	1,39
MnO	0,14	0,15	0,09	0,13	0,03	0,02	0,02
MgO	10,87	5,16	4,55	1,88	1,36	0,74	0,63
CaO	10,00	7,89	5,16	3,96	2,60	2,77	2,11
Na <sub>2</sub> O	2,02	3,11	3,05	3,01	4,75	5,23	5,00
K <sub>2</sub> O	0,74	1,37	2,52	2,29	1,86	1,56	1,78
A <sub>c</sub>	0,66	0,83	0,98	1,20	1,38	1,42	1,54
Э л е м е н т ы - п р и м е с и, г / т							
Ce	27,0	36,6	119,0		17,3	9,41	14,7
Nd	15,8	18,7	57,9		10,8	5,97	4,68
Sm	3,95	3,93	10,4		1,67	1,10	0,727
Gd	3,98	3,54	7,29		1,78	0,99	0,755
Yb	1,84	1,87	1,82		0,595	0,232	0,171
Rb	23,3	60,1	116,0	123,0	132,0	48,7	65,9
Sr	301,0	460,0	1112,0	428,0	872,0	635,0	387,0
Ba	131,0	199,0	629,0	711,0	255,0	377,0	209,0
Cr	485,0	145,0	195,0	30,0	50,0	30,0	40,0
Ni	177,0	28,0	88,0	9,0	28,0	33,0	3,0

В соответствии с указанными выше особенностями минерального состава вариации главных компонентов на диаграмме Харкера отражают постепенный переход от габбро к гранитоидам путем уменьшения меланократовости пород при общем увеличении щелочности, особенно натровой. Согласно предложенной расчетной модели фракционная кристаллизация с отделением остаточного трондьемитового расплава иллюстрируется следующей схемой:

### Стадии фракционирования габброидной магмы



При полном фракционировании трех типов кристаллического осадка из исходной габброидной магмы может отделиться 24 части трондьемитового расплава.

Геохимические особенности формирования серии в соответствии с предложенной моделью обсуждаются в цитированной выше работе на примере группы РЗЭ. Используемые с этой целью графики нормализованных по хондриту содержаний лантаноидов показывают, что в ряду пород от габбро до тоналитов (49—60%  $\text{SiO}_2$ ) постепенно возрастает концентрация легких (цериевых) лантаноидов, а в последующей части серии (60—72%  $\text{SiO}_2$ ), напротив, падает содержание не только легких, но и остальных РЗЭ. Та же информация может быть получена и непосредственно из данных табл. 51.

По мнению Дж. Арта, наблюдаемые вариации хорошо согласуются с процессом фракционной кристаллизации, в котором ведущую роль играла роговая обманка. При этом они исходят из имеющихся в литературе данных по коэффициентам распределения лантаноидов между роговой обманкой и расплавами различного состава: в базальтах и андезитах величина  $K_D$  для всех легких РЗЭ меньше 1, а для тяжелых — примерно 1; в дацитах  $K_D$  больше 1, для тяжелых лантаноидов достигает 6. Таким образом, на первом этапе дифференциации будут предпочтительно накапливаться лишь легкие РЗЭ, а в дальнейшем концентрация всех лантаноидов, особенно тяжелых (иттриевых), должна падать.

Однако предлагаемая интерпретация не может быть применена к трондьемитам, так как при величине  $\text{SiO}_2$  выше 68% роговая обманка в породах отсутствует, а содержание РЗЭ уменьшается. Появление в породах кварца вряд ли можно считать достаточной причиной понижения концентрации РЗЭ в трондьемитах в несколько раз по сравнению с тоналитами.

Иные выводы намечаются, если применять метод оценки вариаций главных и редких элементов относительно  $A_c$ . При построении графиков

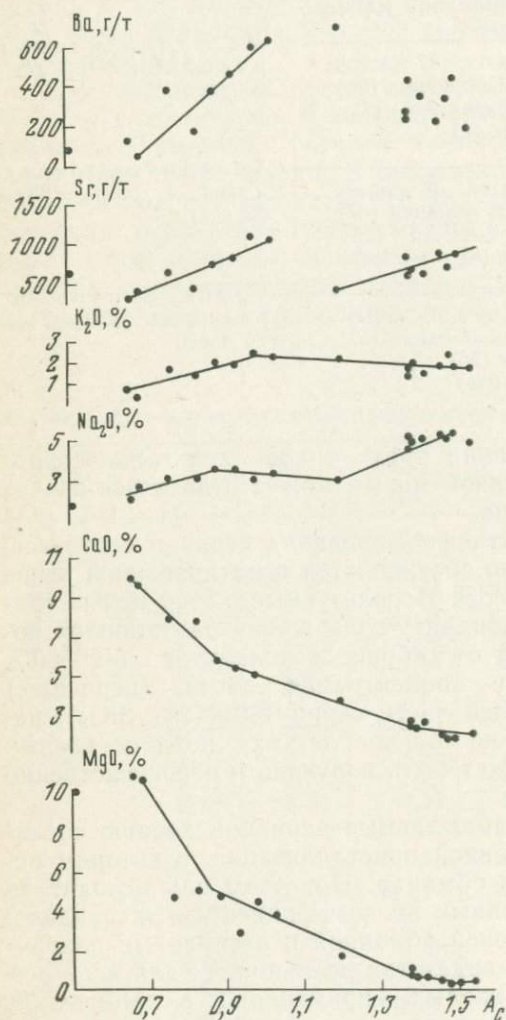


Рис. 51. Зависимость содержаний Ba, Sr и петрогенных элементов в габбро-трондьемитовой серии Каланти от  $A_c$

использована выборка представительных анализов габбро и других пород [93], для которых выполнены определения редких элементов. Судя по графикам (рис. 51), лишь для некоторых главных петрогенных элементов (Ca, Mg) можно допустить постепенное уменьшение концентрации от габбро к тоналитам и трондьемитам. Сложнее распределение Na и K. В интервале  $A_c$  0,65—0,9, т. е. примерно от 49 до 57%  $\text{SiO}_2$  их содержание в породах увеличивается, но затем постепенно уменьшается при образовании кварцевых тоналитов (до 63%  $\text{SiO}_2$ ).

Такое поведение щелочных металлов лишь частично согласуется с указанной выше моделью: увеличением концентрации K и Na на I стадии дифференциации с фракционированием практически одной роговой обманки, затем некоторым уменьшением их содержания, когда начинают выделяться плагиоклаз и биотит (II стадия). Однако последующий переход к трондьемитам труднее интерпретиро-

вать в рамках дальнейшей фракционной кристаллизации, поскольку в распределении щелочных металлов проявлены различные тенденции: содержание натрия значительно увеличивается, а калия в целом уменьшается. (В рассмотренных ранее примерах как толеватых, так и известково-щелочных серий последовательная фракционная кристаллизация, особенно для кремнекислых составов ( $A_c > 1$ ), всегда сопряжена с возрастанием общей щелочности прежде всего за счет повышения концентрации калия.)

Если обратиться к графикам распределения редких элементов, например Ва и Sr, геохимически близких к К или Са, то очевидно, что общему тренду согласно предложенной выше схеме фракционирования подчинена лишь часть серии — от габбро до тоналитов в интервале  $A_c$  0,6—1,0, т. е. 49—61%  $SiO_2$ . Для пород этой части серии сохраняются общие геохимические закономерности, предопределяемые преимущественным фракционированием роговой обманки. Так, в отличие от предыдущего примера (Новая Зеландия), где главной отделяемой фазой был плагиоклаз, в серии Каланти увеличивается концентрация не только Rb и Ва, но и Sr. Последнее вытекает из различий коэффициентов распределения Sr для роговой обманки и плагиоклаза. Накопление редких земель в ряду габбро — тоналиты также вполне закономерно (для роговой обманки и плагиоклаза  $K_p$  лантанондов  $< 1$ ).

Однако все эти закономерности нарушаются при переходе к трондьемитам: во-первых, заметно уменьшаются содержания литофильных редких элементов; во-вторых, изменение их содержания большей частью не связано с общим изменением химизма пород, и линейная корреляция между  $A_c$  и Ва, Rb и РЗЭ отсутствует (рис. 52). Нет корреляции и между вариациями содержаний РЗЭ и К или Rb, обычной для фракционной дифференциации в базальтоидных сериях. Все это позволяет предположить, что конечный этап фракционной дифференци-

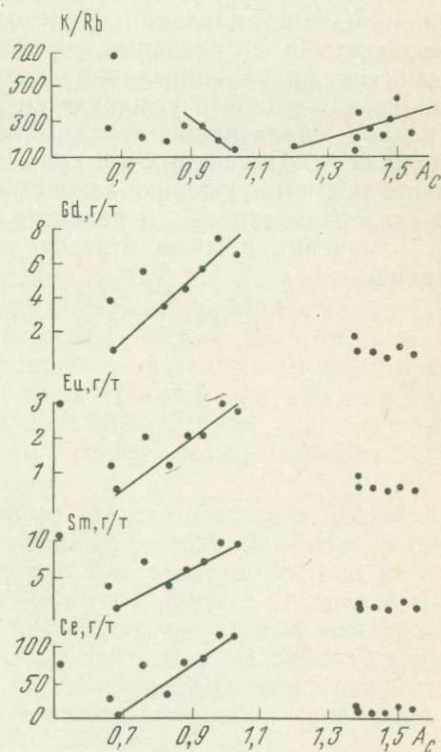


Рис. 52. Зависимость содержаний РЗЭ и К/Rb-отношения в габбро-трондьемитовой серии Каланти от  $A_c$

ции тоналит-трондьемитовой магмы проходил в условиях открытой системы и контаминации остаточной магмы.

Судя по увеличению  $A_c$  и параллельному возрастанию Na, Sr, а также по величине отношения K/Rb контаминация могла быть обусловлена поступлением наиболее легкоплавких альбитовых или плагиоклаз-кварцевых фракций из вмещающих пород. Обычная для глубиннокоровых пород обедненность редкими элементами, вероятно, сохраняется и в составе этих фракций, что скорее всего является причиной понижения их концентрации при переходе к трондьемитовым расплавам, несмотря на увеличение щелочности. Возможно, что разброс точек на графиках при  $A_c > 1,3$  отражает неоднородность остаточных контаминированных расплавов.

Рассмотренные примеры показывают несомненное значение редких элементов как геохимических индикаторов при решении принципиальных генетических вопросов взаимоотношений габброидов и гранитоидов. Использование для этой цели вариационных графиков относительно  $A_c$  является простым методическим способом проверки различных аспектов схем последовательной фракционной кристаллизации. Переход к остаточным кремнекислым расплавам в интрузивных сериях выходит за рамки простого процесса фракционирования (котектической кристаллизации) в закрытой системе и усложняется различными процессами (эманационное ощелачивание, ассимиляция легкоплавкого корового материала в интрузивных камерах и др.). Любой из этих процессов приводит к нарушению закономерных соотношений между распределением главных и редких элементов, их общей зависимости от изменения режима относительной кислотности — основности магмы.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ  
РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ  
В ГЛАВНЫХ СЕРИЯХ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОДПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОЕ СОПОСТАВЛЕНИЕ  
ГЛАВНЫХ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

Приведенные в предыдущих разделах материалы позволяют прийти к заключению о принципиальном петрохимическом подобии последовательных рядов магматических пород, принадлежащих к главным, наиболее распространенным типам магматических серий — толеитовому и известково-щелочному. Это подобие обусловлено двумя основными причинами: общей близостью химического состава исходных базальтовых магм и однотипным характером их магматической дифференциации — в направлении увеличения кремнекислотности и щелочности остаточных расплавов при постепенном падении температуры. При этом различия исходных магм в соотношении главных высокотемпературных компонентов в значительной степени выравниваются еще на начальных стадиях дифференциации благодаря регулирующей роли фракционирования первовыделений оливина и основного плагиоклаза.

Различия в вариационных графиках Mg, Fe, Ca в наибольшей степени проявлены для меланократовых и наименее кремнекислых начальных членов магматических рядов (в интервале  $A_c$  0,6—0,8). В дальнейшем для главных петрогенных элементов характерны преимущественно линейные графики или плавные кривые трендов дифференциации, отражающие также и компенсирующую роль изоморфных замещений и взаимозаменяемость Mg и Fe, Al и Si, K и Na.

Однотипность вариаций главных петрохимических показателей, выраженная линейными трендами уменьшения содержания кальция, суммарной железистости и магнезиальности или увеличения валовой щелочности (K+Na), сохраняется в различных сериях и при различных типах парагенезисов главных минералов. Усложнение магматических систем в связи с возрастающей ролью флюидной фазы и второстепенных компонентов компенсируется появлением минералов более сложного состава по сравнению с оливином и плагиоклазом (роговая обманка, биотит).

Из общего петрохимического подобия продуктов дифференциации наиболее распространенных типов первичных базальтовых магм и принципа геохимической когерентности редких и главных петрогенных элементов вытекает важное следствие: средние со-

ставы главных типов изверженных пород в пределах «нормального» (боуэновского) магматического ряда, т. е. по мере увеличения параметра  $A_c$ , можно рассматривать не только как отдельные статистические (случайные или стохастические) величины, но и как цельную генетическую совокупность — последовательную серию типичных базальтоидных дифференциатов литосферы. Исходя из этого следствия целесообразно сопоставить содержания главных петрогенных элементов в средних типах пород (см. главу 2) в зависимости от  $A_c$ . Для удобства сопоставления средние составы сведены в общую табл. 52.

Химический состав главных типов глубинных магм и пород литосферы

Компоненты	Хондрит	Гранатовый перидотит	Альпино-типный перидотит	Толит		Андезит-базальт	Андезит	Тоналит
				океанический	континентальный			
	1	2	3	4	5	6	7	8

Окс

SiO <sub>2</sub>	47,44	45,05	43,74	49,80	51,60	53,86	59,62	62,07
TiO <sub>2</sub>	0,12	0,10	0,05	1,50	1,60	1,00	0,80	0,81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,12	2,15	1,61	15,73	16,33	17,45	17,54	16,53
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	3,38	3,12	2,51	3,11	3,51	3,01	2,23
FeO	15,48	4,30	5,43	8,02	7,72	5,72	4,11	4,36
MnO	0,25	0,10	0,10	0,20	0,20	0,20	0,10	0,10
MgO	29,71	42,59	44,64	8,02	6,21	5,12	3,11	2,64
CaO	2,37	1,95	1,11	11,42	10,02	9,23	7,21	5,78
Na <sub>2</sub> O	1,25	0,24	0,18	2,61	2,51	3,01	3,21	3,55
K <sub>2</sub> O	0,25	0,15	0,03	0,20	0,70	0,90	1,30	1,93

Элементы-

Li	3	2	0,5	1—6	11	—	10—25	25
Rb	2—3	3	0,2—1,2	2	0—30	—	30—55	100
Sr	10—11	40	3—10	120	410	—	385—440	450
Ba	3—4,5	30	0,4—1	43	260	—	270	380
La	0,3	2,5	1,0	4	7,7	—	12,32	30
Sm	0,2	1,5	0,5	3,5	4,1	—	3,1	7,5
Yb	0,2	1,1	0,7	3,2	2,4	—	3,0	2,8
Y	2	1,8	1	21—32	24	—	22—25	29
Zr	10—12	50	30—33	86	100	—	110	140
Nb	0,3—0,5	1,5—7	0,3—1	1,5—5	8—11	—	4	20
Sc	6—8	20	1,5—1,7	50	55	—	30	20
V	70	90	40—50	290	250	—	175	150
Cr	2500	3000	2500	318	160	—	56	55
Co	800	110	100—200	50	40	—	24	9
Ni	13500	2500	2000	110	85	—	18	50

Состав хондрита (графа 1) пересчитан на силикатную фазу, по А. П. Виноградову. Указаны оценки содержания сидерофильных элементов по Б. Г. Лугцу. При расчете сред эфлюитов, амфиболитов и гранулитов — для базальтового слоя. Состав пород пересчитан

Вариации средних содержаний петрогенных элементов относительно  $A_c$  характеризуются линейными трендами (рис. 53), аналогично конкретным сериям базальтоидных дифференциатов. Единый ряд средних составов может быть намечен и по графикам соотношений петрогенных элементов и кремнезема [9]. Средний состав континентальной коры по всем главным элементам также попадает на линейные графики, т. е. подчинен интегральному тренду магматической дифференциации. Это согласуется с распространенными представлениями о ведущей роли магматических источников в формировании земной коры.

Таблица 52

Щелочной базальт		Меланефелинит	Кимберлит	Нефелиновый снейт	Фонолит	Континентальная кора	Гранодиорит	Гранит
континентальный	океанический							
9	10	11	12	13	14	15	16	17

лы, %

46,98	46,78	42,37	40,16	55,11	56,41	60,96	66,29	73,26
2,32	3,17	2,56	3,43	0,90	0,70	0,80	0,61	0,30
15,73	15,22	9,42	4,94	21,74	20,14	15,52	16,55	14,03
5,04	3,98	6,04	8,68	2,40	2,71	2,30	1,62	1,01
7,56	8,58	6,76	5,65	1,40	3,31	4,90	2,84	1,41
0,10	0,10	0,20	0,0	0,30	0,30	0,10	0,10	0,10
7,96	7,76	13,92	32,80	0,60	1,20	3,90	1,83	0,50
10,18	10,21	13,82	2,52	1,70	2,00	5,91	3,35	1,51
2,82	2,96	3,48	0,30	9,92	7,52	3,30	3,76	3,63
1,31	1,23	1,43	1,51	5,91	5,71	2,30	3,05	4,24

примеси, г/т

10	11	17	20 (44)	25	20	21	30	38
40	40	52	26 (50)	171	130	102	160	210
770	725	1050	710 (1000)	700	1190	380	440	110
450	480	845	1100 (1800)	1500	1100	450	450	840
59,0	28,5	68,0	20 (85)	148	93	25	40	55
7,0	6,1	10,9	2,6 (9,7)	19	10	6,5	8	10
2,0	1,6	2,5	0,5 (0,4)	4	2	2,6	3	4
23	32	31	(14,5)	63	29	26	34	40
250	300	270	260 (270)	800	860	130	160	180
55	50	110	98 (210)	209	210	19	20	21
25	25	25	20 (24)	3	4	24	14	7
260	220	253	140 (150)	34	42	190 (117)	88	44
200	185	140	960 (820)	5	22	120 (62)	22	10
45	40	55	80 (88)	7	12	34 (21)	7	1
110	115	87	700 (440)	17	11	95 (30)	15	4

Кларки редких элементов для составов граф 15—17 приведены по А. А. Беусу. В скобках него состава коры принято равное соотношение гранитов и гнейсов для гранитного слоя и на безводную основу при сумме компонентов, равной 100%.

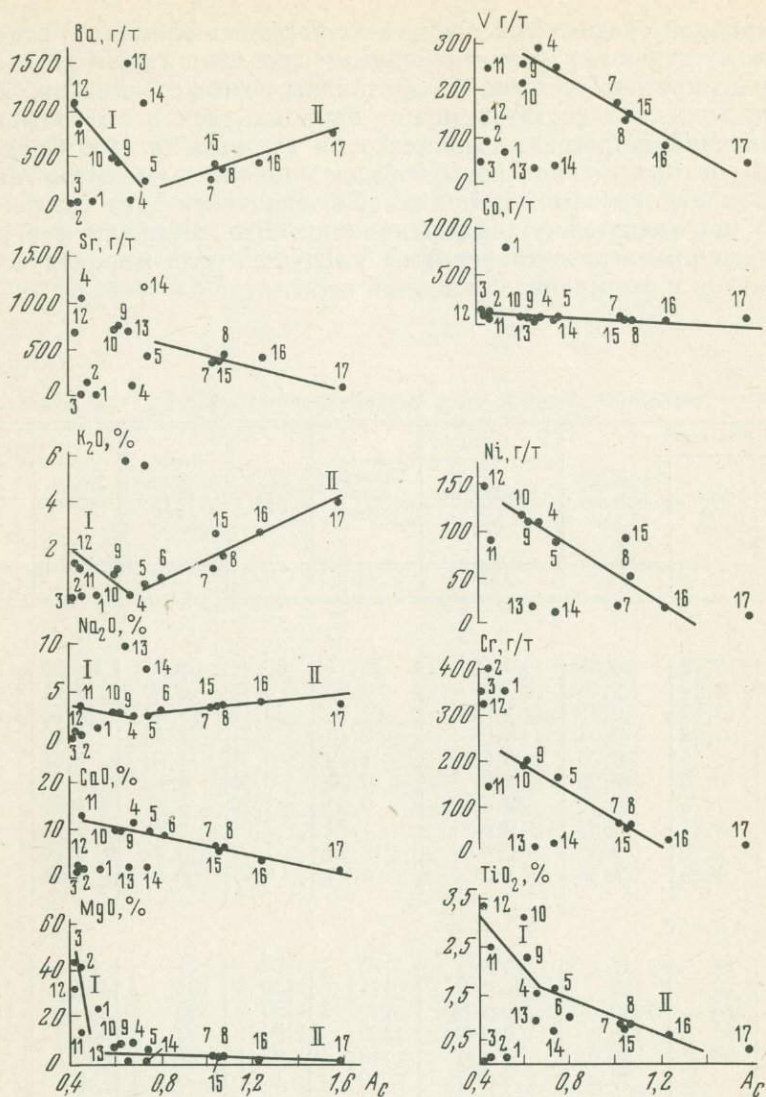


Рис. 53. Зависимость содержаний петрогенных и редких элементов от кислотности средних типов изверженных пород.

I — щелочной тренд; II — главный тренд  
 Номера пород см. по табл. 52. Пояснения в тексте.

Вне общего закономерного магматического ряда находятся составы ультрамафитов и щелочных пород. Составы базальтов и перидотитов (мантйных гранатовых и альпинотипных) не являются в целом комплементарными по отношению к среднему хондриту, так как не попадают на общую линию составов (по Ca, K,

Fe). Однако по содержанию Mg и Na состав хондритов занимает среднее положение между составами базальтов и перидотитов, что объясняется реститовым характером последних при выплавлении в мантии базальтовых магм. Возникает вопрос: если средние составы изверженных пород представляют общий генетический ряд средних базальтоидных дифференциатов, то насколько они сопряжены друг с другом геохимически — по распределению в них элементов-примесей? Этот вопрос интересен и в методическом плане в связи с оценкой достоверности выполненного нами в главе 2 расчета средних содержаний (кларков). Очевидно, что в случае недостоверных оценок трудно ожидать геохимической сопряженности вариаций содержаний редких и петрогенных элементов, подобно наблюдаемой в конкретных магматических сериях. Для ответа на поставленный вопрос рассмотрим графики содержаний элементов-примесей в последовательном петрологическом ряду: базальты — андезиты — гранитоиды (точки с номерами 4—10, 16, 17).

Для группы сидерофильных элементов-примесей, точнее элементов, концентрирующихся в оливине и других цветных, а также рудных минералах (Ni, Cr, Co, V, Sc), в базальтоидных сериях обычно отмечалось падение содержаний по мере магматической дифференциации и уменьшения содержания Mg и Fe. Как следует из графиков распределения Sc, V, Cr, Ni (см. рис. 53), эта закономерность сохраняется и для серии средних составов континентальных толеитов, андезитов, диоритов, гранодиоритов. Для них наблюдается четкая линейная корреляция с  $A_c$ , что можно считать определенным критерием правильности принятых нами оценок средних содержаний. Поскольку по содержанию Mg, Ca и Fe щелочные базальты близки к толеитовым, то обращает на себя внимание разница в содержании в них сидерофильных примесей: значительно меньшие содержания Sc как в океанических, так и в континентальных щелочных базальтах и пониженная концентрация V в океанических базальтах. Не исключая различий, отражающих специфику выплавления первичных щелочобазальтовых магм, можно предположить, что по среднему уровню содержания скандия и ванадия они должны быть близки к толеитам.

Иное положение с различиями в содержании редких щелочных и щелочноземельных металлов: ввиду большей валовой щелочности и повышенной основности (по  $A_c$ ) щелочных базальтов, отражающих большую селективность выплавления исходных мантийных магм, для них можно считать закономерным более высокий по сравнению с толеитами уровень концентрации Sr, Ba, Zr, Nb, Zr, цериевой группы и других РЗЭ (см. рис. 53). В нормальном ряду средних составов близкий к щелочным базальтам уровень концентрации перечисленных выше литофильных элементов повышенной основности достигает лишь на средних и конечных этапах магматической эволюции — в андезитах и более кремнекислых породах, вплоть до гранитоидов.

Хотя средние содержания редких элементов в отдельно взятых типах пород являются стохастическими величинами, в случае каждой конкретной магматической серии они закономерно связаны друг с другом и подчинены определенным петрохимическим и геохимическим зависимостям. Из теоретических моделей и экспериментальных данных следует, что при низких значениях валовых коэффициентов распределения в процессе фракционной магматической кристаллизации должно происходить последовательное накопление элементов-примесей пропорционально доле остаточного расплава. Это положение в наибольшей степени относится к литофильным (остаточным) элементам — Zr, Hf, Nb, Ta, La, Ce, Y, Rb, Cs, так как их содержание во фракциях породообразующих минералов главного этапа дифференциации базальтовых и щелочнобазальтовых магм обычно не превышает тысячных и сотых долей процента. Поэтому обогащение редкими элементами поздних дифференциатов базальтовых магм является характерной особенностью любых континентальных и океанических провинций.

Те же зависимости сохраняются и для последовательного ряда средних типов пород, суммирующего тренды дифференциации конкретных базальтоидных серий и отражающего генеральную (боуэновскую) линию эволюции базальтовых и андезитовых магм в земной коре. Из этого вытекает важное геохимическое следствие; кларки остаточных литофильных элементов в главных типах изверженных пород, сгруппированных в генетической последовательности, закономерно связаны друг с другом и увеличиваются от исходных базальтов и габброидов к наиболее кремнекислым и щелочным породам (риолиты, граниты, трахиты, фonoлиты).

Для наиболее распространенных типов магматических пород эта закономерность может быть оказана более наглядно, если принять во внимание формационную специфику гранитоидов и перейти от общих «глобальных» кларков условных «средних гранитов» к средним содержаниям в главных формационных типах гранитоидов. В этом случае необходимо разделить дифференциаты базальтовых магм (риолиты щелочноземельных серий, калиево-натровые граниты андезитовых магм и др.), плагиграниты и палингенные коровые граниты. Например, для группы типичных литофильных элементов (рис. 54) наблюдается закономерная, близкая к линейной зависимость величины кларков от кислотности пород при изменении величины  $A_c$  от 0,6—0,7 (базальты) до 1,6—1,7 (риолиты и граниты).

Таким образом, величина кларков литофильных редких элементов в магматических породах базальтоидных формаций определяется как их исходным содержанием в мантийных базальтовых расплавах, так и степенью последующей магматической дифференциации. Отступления от линейного тренда увеличения концентрации с повышением кислотности магм, например в случае Li, обусловлены преимущественно особенностями близповерх-

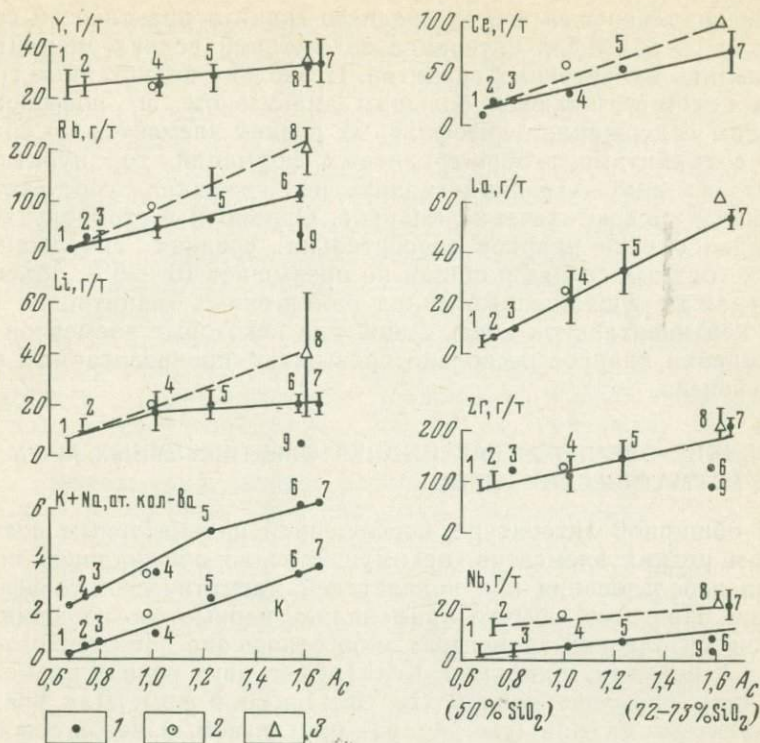


Рис. 54. Зависимость содержаний редких элементов (кларков) от кислотности магматических пород.

1 — главные типы магматических пород: 1 — океанические толеиты, 2 — континентальные толеиты, 3 — андезитобазальты, 4 — андезиты, 5 — дациты и гранодиориты, 6 — граниты базальтоидных формаций, 7 — риолиты, 8 — палингенные щелочноземельные граниты, 9 — плагриграниты; 2 — кларки континентальной литосферы, по А. А. Беусу; 3 — кларки гранитов, по А. П. Виноградову

ночной кристаллизации на конечных этапах дифференциации (появление слюды и других минералов с высокими значениями коэффициентов распределения, концентрация редких элементов во флюидной фазе и др.).

Опираясь на выявленную закономерность, можно рассмотреть оценки кларков верхней части литосферы. При допускаемом для земной коры соотношении основных и кислых пород 2:1 [9], ее средний состав близок к диоритам и андезитам ( $A_c \approx 1$ ). Для некоторых из рассматриваемых элементов, например Zr, Li, Y, оценки кларков континентальной коры действительно близки к средним содержаниям в андезитах на вариационных графиках (см. рис. 54). Для других элементов (La, Rb) точки кларков находятся на линии, соединяющей базальты и средний состав гранитов, по А. П. Виноградову, в соответствии с постулируемым для коры соотношением этих пород 2:1 (пунктирные линии на графиках рис. 54).

Редкоэлементный состав среднего гранита практически совпадает со средним для интервала содержаний редких элементов в формациях палингенных гранитов. Поскольку палингенные граниты в целом отличаются большим диапазоном и повышенным средним содержанием литофильных редких элементов по сравнению с гранитами габбро-гранитных формаций, то пунктирная линия «базальт — средний гранит» на графиках соответствует верхнему уровню значений кларков. Однако и в этом случае завышение оценки кларков относительно средних содержаний в базальтоидных сериях в общем не превышает 10—20%, объективно отражая существенный вклад палингенных гранитоидов в состав континентальной коры. Лишь для некоторых элементов (Ce, Nb) оценки кларков несколько превышают предполагаемый верхний уровень.

#### РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ КАК ИНДИКАТОРЫ ПЕРВИЧНЫХ МАГМ И МАГМАТИЧЕСКИХ СЕРИЙ

В обширной литературе, посвященной индикаторным возможностям редких элементов, преимущественно обсуждались вопросы их использования как показателей магматической дифференциации. При этом обычно применялись парные соотношения геохимически близких элементов: либо отношение петрогенного элемента к редкому (например, K/Rb), либо двух редких элементов, например пар лантаноидов (La/Nd, La/Yb и др.). Для главных магматических серий (см. рис. 53) предлагаемый метод сопоставления геохимических вариаций относительно  $A_c$  позволяет оценить общие возможности использования тех или иных индикаторных пар.

Так, для последовательного ряда дифференциатов от базальтов к кислым эффузивам (гранитоидам) величина отношения K/Rb должна оставаться примерно постоянной (для обоих элементов градиент концентрации близок к 6—7). Этот общий вывод согласуется с результатами, полученными при систематическом изучении отношений K/Rb в различных изверженных породах [89]. В типичных дифференцированных сериях — Скергаардской, долеритов Тасмании и Антарктиды и др. величина отношения K/Rb сохраняется примерно на одном уровне. В различных породах Исландии средние величины K/Rb меняются незначительно при постепенном их уменьшении от базальтов к риолитам [40]. Абсолютная величина этого отношения в различных базальтовых сериях варьирует от 200 до 500. Лишь на конечных этапах дифференциации в связи с преимущественным фракционированием калия величина K/Rb может заметно уменьшаться (в кислых эффузивах или последовательных интрузивных фазах гранитоидов).

При однотипных линейных графиках более контрастны индикаторные отношения La/Sm и La/Yb, поскольку при переходе от базальтов к кислым породам относительная концентрация La

возрастает в несколько раз по сравнению с промежуточными иттриевыми РЗЭ. Наиболее контрастны индикаторные отношения элементов с различными трендами, т. е. с положительной и отрицательной корреляцией относительно  $A_c$  (Ba/Sr и Rb/Sr), или с резко выраженным градиентом концентраций одного из элементов при относительно пассивном поведении другого (Ni/Co).

Большое внимание уделяется в последнее время перечисленным и другим парным индикаторным отношениям, в первую очередь РЗЭ, в связи с сравнительной петрологической характеристикой первичных базальтовых магм различной глубинности и селективности, особенно при сравнении щелочнобазальтовых и толеитовых магм. Этот аспект индикаторной геохимии достаточно подробно был рассмотрен на примере различных островодужных ассоциаций, в которых увеличение щелочности в глубинных магмах сопровождается увеличением доли легких (цериевых) лантаноидов при общем возрастании содержания РЗЭ. Другим примером может служить существенное различие в значениях K/Rb для щелочных и толеитовых (абиссальных) океанических базальтов, поскольку последние заметно обеднены рубидием.

Другим направлением индикаторной геохимии, развиваемым в последние годы, является использование закономерностей распределения редких элементов в главных вулканических сериях для расчленения вулканитов на генетические группы и определения их тектонических особенностей, например при реставрации палеотектонической обстановки. Так, известково-щелочные вулканы андийского типа противопоставляются аналогичным породам островных дуг по более высоким содержаниям элементов-примесей (Rb, Ba, Sr) и пониженной величине K/Rb [125]. Различия в соотношении Ta, Zr, Y и других редких элементов рекомендуется использовать для противопоставления базальтов из различных в тектоническом отношении провинций (континентальные «внутриплитные», островные и островодужные) с помощью треугольных диаграмм, например Ti—Zr—Y [144], или бинарных графиков Ti/Zr. Отношение Y/Nb было предложено в качестве индикатора щелочности базальтов: наибольшие значения отмечены для толеитов, наименьшие — для щелочных базальтов океанических островных и рифтовых провинций.

Более представительные данные [159] получены в результате обобщения средних содержаний редких литофильных элементов в различных базальтах и продуктах их дифференциации (табл. 53, 54). Однако для надежного расчленения продуктов дифференциации толеитовых и известково-щелочных магм данных по редким элементам недостаточно. Поэтому целесообразно их объединить в общую субщелочную группу, которая может быть противопоставлена щелочным вулканитам. Для этой цели авторы рекомендуют простые графические методы: бинарные графики различных индикаторных пар (Nb/Y, Ga/Sc и др.) или их соотношения с кремнеземом. В качестве наиболее принципиальных дискриминантных пар предлагаются Zr/TiO<sub>2</sub> и Nb/Y.

Средние содержания редких элементов  
в породах субщелочных вулканических серий, г/т (TiO<sub>2</sub> в %)

Порода	TiO <sub>2</sub>	Zr	Y	Nb	Ga	Sc	Ce	Zr/TiO <sub>2</sub>	Nb/Y
Пантеллерит	0,36 (105)	1,095 (91)	118 (74)	159 (81)	33 (46)	8 (34)	268 (47)	0,304	1,35
Базанит	2,79 (50)	33 (62)	31 (23)	84 (28)	16 (12)	16 (4)	131 (18)	0,011	2,71
Высокогли- ноземный базальт	1,10 (24)	126 (23)	25 (20)	5,6 (7)	17 (22)	29 (26)	47 (16)	0,011	0,22
Андезит	0,80 (63)	126 (70)	25 (60)	4,6 (40)	17 (71)	24 (82)	30 (41)	0,015	0,18
Дацит	0,61 (39)	186 (40)	22 (36)	7,7 (26)	18 (27)	22 (25)	34 (5)	0,030	0,35
Риолит	0,20 (24)	219 (73)	26 (44)	15,5 (12)	10 (89)	5 (34)	49 (5)	0,109	0,60
Толейт	1,33 (275)	112 (213)	27 (160)	16,4 (99)	17 (171)	40 (83)	35 (60)	0,008	0,61

В скобках указано число образцов.

Принципиальной основой подобных рекомендаций является обычное для главных магматических серий повышенное содержание ряда литофильных редких элементов (Zr, Nb и др.) в исходных щелочнобазальтовых магмах и продуктах их последующей

Таблица 54

Средние содержания редких элементов в породах щелочных  
вулканических серий, г/т (TiO<sub>2</sub> в %)

Порода	TiO <sub>2</sub>	Zr	Y	Nb	Ga	Sc	Ce	Zr/TiO <sub>2</sub>	Nb/Y
Оливиновый ба- зальт	2,71 (89)	234 (82)	32 (63)	48 (51)	21 (41)	23 (35)	83 (13)	0,008	1,50
Трахибазальт	2,96 (51)	282 (31)	38 (31)	87 (24)	25 (23)	18 (2)	105 (6)	0,009	2,29
Гавайит	3,08 (25)	277 (33)	36 (31)	42 (10)	21 (1)	— (11)	150 (11)	0,008	1,17
Муджнерит	2,23 (11)	391 (10)	48 (10)	66 (7)	29 (4)	26 (3)	460 (1)	0,017	1,38
Трахиандезит (бен- морейт)	1,47 (37)	448 (36)	46 (33)	118 (25)	27 (14)	15 (2)	—	0,030	2,57
Трахит	0,68 (52)	681 (45)	47 (38)	146 (36)	28 (21)	14 (6)	294 (6)	0,100	3,11
Фонолит	0,77 (48)	839 (55)	44 (26)	178 (44)	30 (7)	7 (1)	212 (36)	0,108	4,05

В скобках указано число образцов.

дифференциации (трахитах, фонолитах, пантеллеритах и др.) по сравнению с толеитовыми и известково-щелочными базальтоидами. Соответственно на всех графиках соотношений редких элементов с  $A_c$  выделяются два главных поля: одно объединяет магматические серии от субщелочных базальтов через андезиты к дацитам и риолитам, другое от щелочных базальтов и нефелинитов к трахитам и фонолитам. При этом на одних диаграммах максимальными значениями обоих индикаторных отношений обладают трахиты, на других — фонолиты или пантеллериты.

Отношение  $Zr/TiO_2$  является показателем степени дифференциации исходных магм, а отношение  $Nb/Y$  — их щелочности. Подобные допущения верны лишь в самом первом приближении, поскольку величины предлагаемых индикаторных отношений могут быть близкими для пород из различных типов серий. Так, в диапазоне  $0,1-0,01 Zr/TiO_2$  находятся как первичные щелочные магмы — щелочобазальтовые и базанитовые, так и известково-щелочные андезиты и продукты их дифференциации (дациты, трахиандезиты и некоторые риолиты). К тому же из графиков  $TiO_2-A_c$ , или  $TiO_2-SiO_2$  следует, что максимальные содержания  $TiO_2$  связаны с промежуточными, но не конечными этапами дифференциации. Это затрудняет петрологическую интерпретацию цирконий-титанового отношения.

В связи с высказанными замечаниями можно отметить целесообразность сопоставления индикаторных отношений редких элементов также с прямыми петрохимическими показателями дифференциации и щелочности. Наиболее простым и объективным показателем можно считать величину суммарной щелочности ( $K+Na$ ), которая характеризует одновременно и степень дифференциации любых магматических серий.

В качестве другого параметра при сопоставлении с ( $K+Na$ ) целесообразно брать непосредственно значение концентрации характерных редких элементов, например  $Zr$  или  $Nb$ . Диаграммы  $Zr/(K+Na)$  и  $Nb/(K+Na)$  были использованы при петрологической типизации эффузивных серий из различных регионов СССР [17; 18]. С помощью этих диаграмм разграничиваются три главных поля: 1) континентальных толеитовых серий с минимальными содержаниями редких элементов, 2) щелочных базальтовых серий — промежуточных по концентрации редких элементов и 3) щелочных базальтоидов из карбонатитовых провинций — с максимальными содержаниями редких элементов.

Из других диаграмм этого типа можно отметить диаграмму соотношения  $Va$  с  $FeO/MgO$ , рекомендуемую для расчленения вулканитов островных дуг и активных окраин континентов [140].

#### ТРЕНДЫ КОНЦЕНТРАЦИИ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГЛАВНЫХ СЕРИЯХ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

При рассмотрении в предыдущих разделах геохимических характеристик конкретных базальтоидных серий различия в уровнях концентрации отдельных редких элементов отступали на вто-

рой план по сравнению с основными особенностями их геохимического поведения, определяющимися степенью изоморфного рассеяния в структурах главных породообразующих минералов. Для эффузивных серий эти особенности, выраженные в виде коэффициентов распределения, сохраняют свое значение вплоть до конечных этапов магматической дифференциации. Однако в интрузивных комагматах различия в исходных содержаниях редких элементов заметно сказываются уже при формировании средних типов пород. Тем более они существенны для остаточных лейкократовых магм различной щелочности и кремнекислотности — гранитоидных, сиенитовых и нефелин-сиенитовых.

Это не трудно показать на примерах пар элементов-гомологов Zr и Hf, Nb и Ta, Ce и отдельных РЗЭ, когда различия в уровнях начальных содержаний примерно на один порядок предопределяют выделение в диоритах, сиенитах, гранитах самостоятельных минералов одних элементов Zr, Nb или Ce (циркон, колумбит, монацит, ортит) при продолжающемся изоморфном рассеянии других — Ta, Hf, лантаноиды. Поэтому при выяснении особенностей концентрации различных по значениям кларков элементов целесообразно сравнивать не абсолютные, а относительные содержания путем нормирования по одинаковому стандарту. В качестве такого стандарта обычно берутся содержания в хондритах, как это принято для РЗЭ, или глобальные кларки, например табличные кларки, по А. П. Виноградову.

Подобные относительные оценки — коэффициенты концентрации рассчитывались различными исследователями (А. А. Беус, Л. Н. Овчинников, В. И. Рехарский, В. В. Ляхович и др.). Л. С. Бородин [15] за основу оценки относительной концентрации взял соотношение абсолютных содержаний редких элементов в магматических породах с их средним содержанием в изверженных породах верхней части континентальной литосферы — коэффициенты литофильности  $L$ . Эти коэффициенты можно использовать при анализе общих закономерностей концентрации редких элементов в изверженных породах путем сравнения величин  $L$  для средних типов изверженных пород [16].

При сопоставлении величин  $L$  для рядов пород, отвечающих общей последовательности формирования магматических серий, можно судить о трендах концентрации отдельных редких элементов, например по графикам  $L - A_c$  (рис. 54, 55, 56). Значения  $L$  приведены в табл. 55, составленной по данным оценок средних содержаний в главных типах изверженных пород (табл. 52—55).

Как следует из графиков и таблицы значений  $L$ , особенности концентрации редких элементов в главных типах изверженных пород закономерно отражают величину общей щелочности и кислотности магматических серий. Максимальные концентрации литофильных редких элементов, превышающие в несколько раз среднее содержание в земной коре, характерны для наиболее щелочных разновидностей пород. При этом намечается два принципиально различных случая в зависимости от типа исходных магм.

Для главного ряда дифференциатов из наиболее распространенных серий, представляющих относительно малоглубинные толеитовые и андезито-базальтовые магмы и продукты их последующей внутрикоровой эволюции, типично постепенное повышение концентрации литофильных редких элементов по мере перехода от основных пород к средним и далее к наиболее кремнекислым (дациты-риолиты и гранитоиды).

Аналогичным трендом, как было показано на примерах конкретных серий, характеризуется и накопление щелочных металлов, особенно калия, выделяющихся преимущественно на конечных этапах магматической кристаллизации (полевые шпаты, слюды). При этом градиент концентрации редких элементов в значительной степени предопределен соотношением объема последовательно отделяющихся на каждом этапе дифференциации остаточных фракций и отражает ведущую роль кристаллохимических факторов — возможностей вхождения элементов-примесей в структуру фракционируемых первовывделений — оливина, пироксена и др. Поэтому и относительная концентрация остаточных элементов в процессе дифференциации увеличивается примерно на порядок — от десятых долей  $L$  до 1—2 (Nb, Zr и др.).

В связи с этим отметим, что различия в исходных концентрациях близких по химическим и кристаллохимическим особенностям элементов (Nb и Ta, K и Rb и др.) в общем сохраняются в последовательных рядах дифференциатов толеитовых и известково-щелочных серий. Роль объемных (кристаллизационных) факторов столь же существенно отражается и на поведении типичных рассеянных элементов сидерофильной группы (Cr, Ni и др.), но в отличие от литофильных концентрация этих элементов постепенно уменьшается по мере дифференциации, поскольку значения коэффициентов распределения между отделяющимися главными породообразующими минералами и расплавом для них значительно больше 1. Этим определяются обратные — с отрицательной корреляцией по отношению к  $A_c$  тренды их распределения для главных магматических серий.

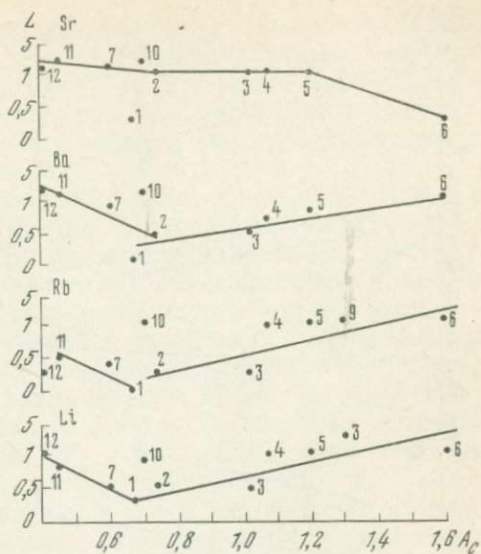


Рис. 55. Тренды литофильности щелочных и щелочноземельных редких элементов в серии средних составов изверженных пород. Номера пород см. по табл. 55

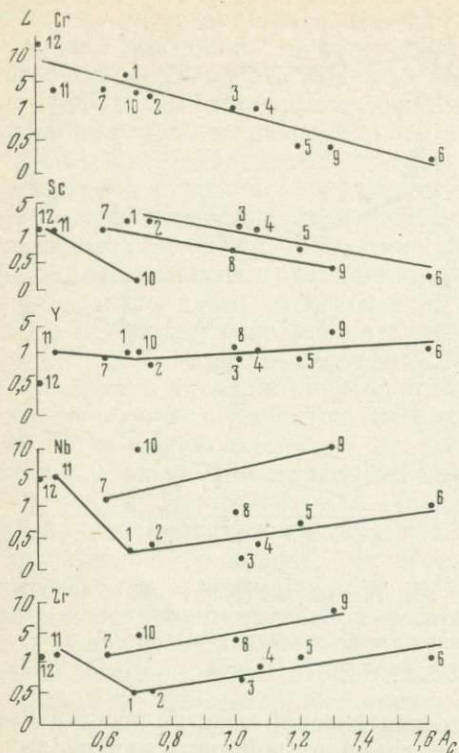


Рис. 56. Тренды литофильности Cr, Sc, Y, Nb, Zr в серии средних составов изверженных пород.

Номера пород см. по табл. 52

параллельное возрастанию щелочности, но не величине D.I, увеличение концентрации редких элементов при переходе от щелочных базальтов к меланефелинитам, альнеитам, нефелинитам отражает не степень магматической дифференциации, а возрастающую степень селективности плавления мантийного субстрата и увеличение глубинности ювенильного магмаобразования. Этот путь концентрации можно определить как ювенильный или «мантийный» и противопоставить его предыдущему «коровому», т. е. тренду дифференциации главных базальтовых серий на уровне земной коры.

Наглядным выражением геохимической специфики этих трендов является различие в характере щелочности остаточных магм: натровом ( $Na > K$ ) — в продуктах дифференциации ювенильных щелочных магм и калиевом ( $K \geq Na$ ) — в кремнекислых дифференциатах толеитовых и известково-щелочных серий. В этих сериях, как было показано на многих примерах, более активным щелочным («избыточным») металлом является калий, не входящий в состав плагиоклазов и постепенно концентрирующийся наряду с другими остаточными элементами по мере магматической

Иной тип концентрации редких элементов характерен для собственно щелочных пород. В отличие от главных магматических (базальтовых) серий в рядах щелочных пород: от исходных базальтов или более основных базальтоидов (меланефелиниты и др.) до наиболее щелочных конечных дифференциатов (фонолиты, нефелиниты, карбонаты и др.) при значительном повышении щелочности ( $K+Na$ ) кремнекислотность и величина  $A_c$  не только существенно не увеличиваются, но могут уменьшаться. По уровню концентрации Zr, Nb, Ba, La и других литофильных редких элементов щелочно-ультраосновные (меланефелинитовые и др.) и щелочнобазальтовые магмы уже на начальных стадиях дифференциации сопоставимы с конечными кремнекислыми магмами толеитовых и известково-щелочных серий. Параллельное возрастанию щелочности, но не величине D.I, увеличение концентрации редких элементов при переходе от щелочных базальтов к меланефелинитам, альнеитам, нефелинитам отражает не степень магматической дифференциации, а возрастающую степень селективности плавления мантийного субстрата и увеличение глубинности ювенильного магмаобразования. Этот путь концентрации можно определить как ювенильный или «мантийный» и противопоставить его предыдущему «коровому», т. е. тренду дифференциации главных базальтовых серий на уровне земной коры.

дифференциации. Этим объясняется известная геохимическая близость калия и многих редких литофильных элементов, особенно ярко проявляющаяся впоследствии — при эманационной дифференциации в гранитоидных интрузиях и сопряженных с ними процессах изменения вмещающих пород и формирования грейзеновых и других месторождений.

При выплавлении мантийных щелочных магм, недосыщенных кремнеземом, преобладание Na над K отражает преимущественно натриевый тип щелочности исходного мантийного субстрата (отсутствие в мантийных перидотитах абиссофобных калиевых полевых шпатов и слюд). Преобладание натрия над калием обычно сохраняется и при последующей магматической дифференциации. Поэтому и геохимическая специфика щелочных серий определяется прежде всего теми редкими элементами, которые по относительной основности близки к Na (La, Ce, Sr, Ba), а также амфотерными элементами (Nb, Zr), для которых предпочтительнее нейтрализующая функция натрия по сравнению с K.

Отмеченное различие между K и Na в наибольшей степени проявлено в агпаитовых породах, включая пантеллеритовые и Na-щелочно-гранитовые дифференциаты первичных щелочно-базальтовых магм. Изначально высокая концентрация Nb, Zr, PЗЭ и других литофильных элементов в первичных щелочных магмах еще более возрастает при последующем фракционировании нефелина, лейцита, оливина, пироксенов, мелилита и отделении наиболее лейкократовых нефелинитовых, фонолитовых, а также карбонатитовых остаточных магм. Поэтому в щелочных породах редкие элементы могут выделяться не только в виде аксессуарных, но и главных пороодообразующих минералов (эвдиалит, лопарит, мурманит и др.).

В агпаитовых магмах в соответствии с принципом полярности практически вся масса калия расходуется на нейтрализацию наиболее сильных алюмосиликатных анионов в молекулах полевых шпатов, отчасти нефелина. Более слабые комплексные анионы цирконо- и титаносиликатов, а также титанатов и ниобатов нейтрализуются преимущественно Na. Именно избыточный Na в соотношении  $(Na+K)/Al$  определяет специфику минеральных парагенезисов типичных агпаитовых пород, а также и натровый тип редкометальных рудных минералов (лопарит, пироксид и др.).

Таким образом, серии наиболее массовых дифференциатов различных базальтовых субщелочных магм по трендам концентрации редких элементов могут быть противопоставлены собственно щелочным сериям, связанным с ювенильными магмами повышенной щелочности. В первой группе магматических образований при низких исходных содержаниях редких элементов в базальтовых расплавах их последующая концентрация обусловлена прежде всего степенью магматической дифференциации и обычно не превышает уровня их среднего содержания в литосфере. Во второй группе, к которой принадлежат различные щелочные серии, возможны гораздо более высокие содержания редких элементов,

Коэффициенты литофильности редких элементов в изверженных породах

№ п/п	Породы	A <sub>c</sub>	Li	Rb	Sr	Ba
1	Океанические толеиты	0,67	0,3	0,02	0,3	0,1
2	Континентальные толеиты	0,74	0,5	0,3	1,2	0,5
3	Андезиты	1,02	0,5	0,3	1	0,5
4	Тоналиты	1,07	1	1	1,2	0,7
5	Гранодиориты и дациты	1,2	1—1,5	1,6	1,2	0,8
6	Граниты и риолиты	1,6	1,8	2	0,3	1,6
7	Щелочные базальты	0,60	0,5	0,4	2,0	0,9
8	Трахиты	1,0	—	—	—	—
9	Пантеллериты	1,3	3,8	2	—	—
10	Фонолиты	0,7	0,8—1	1,3—1,5	2,8	2,2
11	Меланефелиниты	0,45	0,8	0,5	2,9	1,7
12	Кимберлиты	0,40	1	0,3	1,9	2,2
13	Агпайтовые нефелиновые сиениты	0,6	1—3	2—2,5	2—3,5	—

La	Y	Zr	Nb	Sc	V	Cr	Ni
0,1	1	0,5	0,3	2,5	2,2	6	3
0,2	0,8	0,7	0,5	2,5	1,9	3	2,5
0,3	0,9	0,8	0,2	1,5	1,3	1	0,5
0,9	1	0,9	0,4	1	1,1	1	1,5
1,2	0,7—1,1	1,0—1,2	0,9—1	0,7	0,7	0,4	0,4
1,7	1,3	1,1	1,2	0,3	0,3	0,2	0,1
1—2	0,8—1	1,6—1,9	1,3	1,2	1,6—1,9	3,5—4	3
—	1,6	4	0,9	0,7	—	—	—
—	4	7—10	9—12	0,4	0,1	0,4	0,2
2,9	1	4,5—5	8—12	0,2—0,3	0,3—1	0,3—0,4	0,4
2,1	1	1,9	5,5	1,2	1,9	2,7	2,5
0,6	0,5	1,6	5	1	1	18	20
10	2—20	7—30	10	—	—	—	—

значительно превышающие их средние содержания в континентальной литосфере. Эта возможность предопределена изначально повышенными содержаниями редких элементов в исходных магмах.

Противопоставляя щелочные и известково-щелочные, в том числе и гранитоидные магмы по возможности появления максимальных концентраций отдельных редких элементов, мы исходим из наиболее общих геохимических тенденций, характеризующих средние составы пород и магм.

Эти тенденции («геохимическая специализация») реализуются лишь статистически, в первую очередь в эффузивных сериях, которые в наибольшей степени представляют процесс первичной магматической (фракционной) дифференциации. Геохимическая специфика и потенциальная рудоносность интрузивных серий, особенно таких пород, как граниты и нефелиновые сиениты, является отражением сложного сочетания конкретных и общих факторов (общая тектоническая обстановка, характер взаимодействия с вмещающими породами, условия магматической кристаллизации в интрузивных камерах и др.). Поэтому региональные интрузивные комплексы гранитоидов и щелочных пород могут существенно различаться по уровню концентрации редких элементов.

В одних и тех же интрузивных комплексах при принципиально сходной геохимической (редкометальной) специализации масштабы концентрации и типы парагенезисов редкометальных минералов могут быть существенно различными. Так, в Хибино-Ловозерском комплексе нефелиновые сиениты более крупного и более глубокого Хибинского массива в основной своей массе относятся не к агпайтовым, а к мнаскитовым разностям и содержат лишь акцессорную редкометальную минерализацию. Напротив, в соседнем

Ловозерском массиве, представляющем верхний, прикровлевыи уровень эрозионного среза субвулканической камеры, широко развиты агпайтовые типы пород. Главными породообразующими минералами в них являются, наряду с эгирином и арфведсонитом, также эвдиалит (Zr, TR), мурманит (Nb) и др.

Тем не менее, несмотря на отмеченные усложняющие факторы, именно статистический характер величин *L* и трендов концентрации редких элементов позволяет рассматривать их как основу при общей оценке потенциальной редкометальной рудоносности серий изверженных пород, объединяемых в определенные магматические формации. Приведем примеры.

Литий и рубидий. Главные тренды концентрации обоих элементов сходны с наибольшими значениями *L* для гранитоидов. При этом максимальные концентрации лития характерны для пантеллеритовых магм. В собственно щелочных сериях, даже в наиболее обогащенных литием фонолитовых магмах величина *L* не превышает 1. С этим согласуется нахождение магматогенных месторождений Li и Rb лишь в гранитоидных, особенно щелочно-гранитных массивах.

Стронций и барий. Тренды этих элементов различны. В отличие от Sr для Ba выражены оба тренда концентрации — мантийный и коровый. Максимальные величины *L* (до 2—3) наблюдаются в породах щелочных серий. Этому соответствует нахождение магматогенных месторождений обоих элементов лишь в связи с щелочными нефелинсиенитовыми и карбонатитовыми массивами, но не с гранитоидами.

Иттрий. Для этого элемента в отличие от других типичных лантаноидов не выражен ювенильный тренд концентрации в наиболее глубоких и селективных щелочных магмах или их диф-

ференциатах. Коровый тренд также характеризуется небольшим градиентом концентраций с максимальными содержаниями в пантеллеритах ( $L=4$ ). Магматогенные месторождения иттрия, формирующиеся на позднемагматическом и аутометасоматическом этапе, приурочены к массивам щелочных гранитов, часть которых является интрузивными комагматами пантеллеритовых серий [56].

Цирконий и ниобий. Тренды обоих элементов сходны. Помимо главного тренда дифференцированных серий и ювенильного целесообразно выделить дополнительный тренд щелочнобазальтовых серий — от щелочных базальтов до пантеллеритов. Сопоставление трендов показывает, что для обоих элементов повышенные концентрации могут быть встречены в конечных дифференциатах различных серий, но при этом относительно низки содержания Zr и Nb в гранитоидах ( $L \approx 1$ ). Максимальные концентрации того и другого элемента связаны с щелочными сериями: щелочно-ультраосновными и кремнекислыми агпайтовыми (пантеллеритовыми), а также нефелинсиенитовыми.

Здесь следует отметить положение точки фонолитов вне главных трендов, что характерно и для графиков остальных элементов. Отчасти это объясняется автономным характером фонолитовых глубиннокоровых или верхнемантийных магм (платофонолитовые комплексы), отчасти генетической связью фонолитов с первичными щелочно-ультраосновными — карбонатитовыми или щелочнобазальтовыми сериями. Выделение соответствующих трендов требует специального рассмотрения ввиду значительных геохимических различий между главными типами нефелиновых сиенитов. Эти различия особенно существенны для щелочноабброидных, миаскитовых и агпайтовых формационных типов.

На основе полученных данных могут быть выделены следующие формационные типы магматических пород с характерными для них редкими элементами:

- 1) гранитовый (исходные базальтовые и палингенные щелочноземельные магмы) — Li, Rb, Cs, Ta ( $L=1,5-2,5$ );
- 2) щелочногранитовый (исходные щелочнобазальтовые и пантеллеритовые магмы) — Nb, Li, Y, TR ( $L=4-15$ );
- 3) агпайтовый нефелин-сиенитовый (исходные фонолитовые и нефелин-сиенитовые магмы) — Nb, Zr, TR ( $L>10$ );
- 4) карбонатитовый (исходные щелочно-ультраосновные и силикатнокарбонатные магмы) — Nb, TR, Sr ( $L>2-10$ ).

В таких дифференциатах щелочных магм, как карбонатиты и некоторые агпайтовые нефелиновые сиениты, уровень минимальных промышленных содержаний отдельных редких элементов может быть достигнут в объеме крупных интрузивных тел. Именно с такими интрузиями связаны наиболее крупные редкометальные месторождения. При меньших значениях  $L$  (до 2—3) для появления подобных концентраций необходимы дополнительные процессы кристаллизационного и эманационного фракционирования, обычно реализуемые лишь в небольших масштабах — в

объеме отдельных пегматитовых жил, апикальных и приконтактовых участков интрузий и др.

При величине  $L > 2-3$  магматические породы могут быть отнесены к потенциально рудоносным. Так, повышенные содержания Y, Rb, Sr в щелочных формациях позволяют предполагать, что массивы щелочных пород содержат значительные потенциальные запасы руд этих элементов, хотя в настоящее время основными источниками их получения являются иные генетические типы руд.

Наиболее крупные месторождения, определяющие современную сырьевую конъюнктуру редких металлов, принадлежат к тем магматическим формациям, для которых величина  $L$  в конечных магмах была не менее чем в 10—15 раз выше кларковой (агпайтовые и щелочнокарбонатитовые формации). Таким образом, можно прийти к общему заключению о закономерной зависимости между начальным содержанием редких элементов в исходных магмах, их последующей концентрацией в процессе формирования, величиной  $L$  в магматических сериях и их потенциальной рудоносностью. Эта зависимость является конкретной формой отражения намеченной ранее общей связи между средними содержаниями химических элементов в земной коре, их содержаниями в рудах и суммарными мировыми запасами [60].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основное внимание при геохимической характеристике главных серий изверженных пород нами было уделено группе литофильных редких элементов — Zr, Nb, La, Ce, Ba, Rb, Y. Именно для них был предложен получивший широкую известность термин «некогерентные элементы» [32]. Этим подчеркивались достаточно случайные колебания в их содержании, не связанные с изменениями в содержании главных элементов базальтов. Однако выполненное в настоящей работе обобщение материалов по типичным базальтовым сериям, представляющим главнейшие континентальные и островодужные петрографические провинции, свидетельствует об обратном: на протяжении всего процесса дифференциации как толеитовых, так и известково-щелочных базальтовых магм прослеживается строго закономерная взаимосвязь между изменениями содержания главных и редких элементов.

На первый взгляд эта взаимосвязь парадоксальна, поскольку слишком велики количественные различия. Ведь содержания многих редких элементов-примесей изменяются всего лишь от десятитысячных до сотых долей процента и кажутся случайными, несовместимо малыми по сравнению с превышающими их в тысячи раз содержаниями главных петрогенных элементов — Mg, Fe, Ca, Si. Тем не менее взаимосвязь редких и главных элементов является объективной реальностью, обнаруживаемой благодаря современным высокочувствительным методам и подтверждаемой модельными петрологическими расчетами.

Для сравнительной геохимической характеристики дифференцированных магматических серий автором был разработан простой и наглядный метод графического сопоставления вариаций главных и редких элементов с изменением величины  $A_c$  как выражением общего химизма пород и магм. Как показывают вариационные графики, фракционирование главных фаз — оливина, плагиоклаза и других минералов и последовательное приближение исходных составов к остаточным низкоплавким фракциям в любых базальтоидных сериях приводит к сопряженному изменению содержаний всех компонентов катионной части расплава, включая и редкие элементы-примеси.

Геохимическая интерпретация закономерностей распределения редких и малых элементов основывается на степени их близости к петрогенным элементам, оцениваемой по значениям коэффициентов распределения. В зависимости от величины относительной основности катионов ( $B_c$ ) и кристаллохимических характеристик выделяются рассеянные элементы-спутники магния и железа,

кальция и натрия, а также группа концентрирующихся вместе с калием остаточных элементов — Zr, Nb, La, Ce и др.

Таким образом, применительно к редким элементам можно говорить о соблюдении «принципа сопряженности или когерентности» как следствия общего детерминированного изменения химического состава природных расплавов в процессе их фракционной дифференциации. Лишь на конечных этапах магматической эволюции, особенно в интрузивных сериях, возможны значительные отступления от этого принципа, обусловленные рядом усложняющих факторов (разделение редких элементов между расплавом и флюидной фазой, дополнительный привнос отдельных элементов в процессе ощелачивания магм и др.). Можно предполагать, что дополнительные исследования позволяют разграничить сходные петрохимически, но различные генетически породы именно в зависимости от степени нарушения этого принципа (например, «менее когерентные» палингенные гранитоидные выплавки от конечных гранитоидных дифференциатов базальтовых или габброндных магм).

Имеющиеся данные заставляют также предполагать, что редкие и малые элементы, находящиеся вне шкалы относительной основности катионов ( $B_c$ ), например Mo, Re, W, Se и др., по геохимическому поведению в магматическом процессе будут существенно отличаться от типичных литофильных элементов.

В качестве важнейшего следствия принципа когерентности выступает зависимость градиента концентрации редких элементов от их исходных содержаний в первичных базальтовых магмах. Хотя тренды концентрации редких элементов в главных базальтоидных сериях сопоставимы, но изначально высокий уровень концентрации ряда литофильных элементов в щелочнобазальтовых магмах приводит и к существенно более высоким конечным их содержаниям в фонолитовых и пантеллеритовых остаточных расплавах по сравнению с риолитовыми.

Еще значительнее градиенты концентраций для дифференциатов наиболее глубинных мантийных селективных выплавов (щелочнокарбонатитовые серии). Даже такие наименее кремнекислые породы, как кимберлиты, по концентрации Nb, Zr, TR и других литофильных элементов сопоставимы с гранитоидами. Не случайно, что за последнюю четверть века открытия наиболее крупных магматогенных промышленных концентраций ряда литофильных редких элементов (Nb, Ta, TR, Sr и др.) связаны не с гранитами и гранитными пегматитами, а с щелочными породами и карбонатитами. Следовательно, первичная геохимическая специализация и особенности глубинной генерации исходных мантийных магм выступают как наиболее принципиальный фактор при оценке потенциальной редкометалльной рудоносности формаций изверженных пород.

## Список литературы

1. *Аренс Л. Х.* Использование потенциалов ионизации в геохимии. — В кн.: Проблемы геохимии. М., 1965, с. 137—146.
2. *Балашов Ю. А.* Геохимия редкоземельных элементов. М., Наука, 1976.
3. *Барт Т. Ф. В.* Состав и эволюция магмы южной части Срединно-Атлантического хребта. — В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М., 1961, с. 31—55.
4. *Бацанов С. С.* Электроотрицательность элементов. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1962.
5. *Белов Н. В.* Кристаллохимические рамки рассмотрения вопросов изоморфного вхождения бора в силикаты. — Геохимия, 1960, № 4, с. 551—556.
6. *Белов Н. В.* Очерки по структурной минералогии. М., Недра, 1976.
7. *Белов Н. В.* Основной магматический процесс в свете кристаллохимии. — В кн.: Химия земной коры. М., 1963, с. 13—20.
8. *Бернс Р. Дж., Файф В. С.* Факторы, влияющие на коэффициенты распределения в минералообразующих процессах. — В кн.: Проблемы геохимии. М., 1965, с. 115—122.
9. *Беус А. А.* Геохимия литосферы. М., Недра, 1972.
10. *Беус А. А., Григорян С. С.* Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. М., Недра, 1975.
11. *Бородин Л. С.* О некоторых основных вопросах геохимии редких земель. — Труды ИМГРЭ, 1962, вып. 9, с. 94—124.
12. *Бородин Л. С.* Редкоземельные элементы как геохимические индикаторы при решении вопросов эндогенного минералообразования. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1965, № 7, с. 3—20.
13. *Бородин Л. С.* Проблема миаскитовых и аплитовых магм (геологические и геохимические аспекты). — В кн.: Геохимия, минералогия, петрология. М., Наука, 1976, с. 381—391.
14. *Бородин Л. С.* Относительная основность катионов и изоморфные замещения в минералах изверженных пород. — Докл. АН СССР, 1977, т. 236, № 5, с. 1199—1202.
15. *Бородин Л. С.* О кислотности-основности магматических расплавов и изверженных пород. — Докл. АН СССР, 1978, т. 240, № 5, с. 1210—1213.
16. *Бородин Л. С.* О трендах концентрации редких элементов в главных сериях изверженных пород. — Докл. АН СССР, 1978, т. 242, № 4, с. 920—923.
17. *Бородин Л. С., Гладких В. С.* К геохимии циркония в дифференцированных щелочно-базальтовых сериях. — Геохимия, 1967, № 10, с. 1023—1024.
18. *Бородин Л. С., Гладких В. С.* Ниобий в щелочных базальтах и базальтоидах. — Геохимия, 1968, № 5, с. 539—548.
19. *Бородин Л. С., Гладких В. С., Похвиснева Е. А.* Главные типы формаций глубинных щелочных пород и их связь с базальтоидным магматизмом. — В кн.: Унаследованность, направленность и цикличность магматизма. Свердловск, 1978, с. 77—95.
20. *Бородин Л. С., Гладких В. С., Пятенко И. К.* К геохимии редких элементов в базальтовых сериях Урала. — Геохимия, 1972, № 11, с. 1351—1357.
21. *Бородин Л. С., Лапин А. В., Пятенко И. К.* Петрология и геохимия даек щелочно-ультрасосновных пород и кимберлитов. М., Наука, 1976. 243 с.
22. *Бородин Л. С., Минеев Д. А.* Новый метод исследования эволюции состава редких земель. — Бюлл. научно-техн. информации ВИЭМС, 1965, вып. 76, № 5, с. 3—5.
23. *Восточно-Африканская рифтовая система.* Т. 3./В. В. Белоусов, В. И. Герасимовский, А. В. Горячев и др. М., Наука, 1974.
24. *Галахов А. В.* Петрология Хибинского щелочного массива. Л. Наука, 1975.

25. Герасимовский В. И. Геохимия щелочных базальтов. — Геохимия, 1978, № 3, с. 350—358.
26. Главнейшие провинции и формации щелочных пород/Л. С. Бородин, А. В. Лапин, Е. Д. Осокин и др. М., Наука, 1974.
27. Гладких В. С. Петрохимические и геохимические особенности щелочных оливиновых и толеитовых базальтов Восточно-Европейской платформы. — В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы, т. II. М., Недра, 1976, с. 143—146.
28. Гладких В. С., Коган Р. И. О химическом составе основных членов формации щелочных оливиновых базальтов континентов и океанических островов. — Бюлл. МОИП, 1978, т. 53, вып. 2, с. 82—93.
29. Гладких В. С., Пятенко И. К. Геохимические особенности кайнозойской вулканической ассоциации Прибайкалья. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1975, № 3, с. 34—50.
30. Говоров И. Н. Геохимические особенности глубинных ксенолитов в щелочных базальтах и кимберлитах Дальнего Востока и Сибири. — В кн.: Магматизм и его отражение в вулканическом процессе. М., Наука, 1977, с. 98—108.
31. Годовиков А. А. Орбитальные радиусы и свойства элементов. Новосибирск, Наука, 1977.
32. Грин Д. Х. Состав базальтовых магм как критерий условий их возникновения при океаническом вулканизме. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., Мир, 1973.
33. Дей К., Селбин Д. Теоретическая неорганическая химия. М., Химия, 1976.
34. 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. 8—18.
35. Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1955.
36. Золотарев Б. П. Геохимия и петрология толеит-базальтовой формации Сибирской платформы. — В кн.: Редкие элементы в формациях изверженных пород. М., 1975, с. 108—123.
37. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М., Недра, 1976.
38. Зубатарева Л. И., Кабанова Е. С., Рудник Г. Б. Магматизм (магматические породы) океанических островов. — Итоги науки и техники. Серия: Геохимия, минералогия, петрография, т. 10, 1978.
39. Илупин И. П., Каминский Ф. В., Францессон Е. В. Геохимия кимберлитов. М., Недра, 1978.
40. Исландия и срединно-океанический хребет. Геохимия/В. И. Герасимовский, А. И. Поляков, Н. А. Дурасова и др. М., Наука, 1978.
41. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии/А. А. Кухаренко, М. П. Орлова, А. Г. Булах и др., М., Недра, 1965.
42. Канн Дж. Р. Вариации содержания главных химических элементов в базальтах дна океана. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., 1973, с. 91—102.
43. Кларки Хибинского щелочного массива/А. А. Кухаренко, Г. А. Ильинский, Т. Н. Иванова и др. — Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1968, № 2, с. 133—149.
44. Когарко Л. Н. Проблемы генезиса агпайтовых магм. М., Наука, 1976.
45. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., Недра, 1964.
46. Кузьмин М. И., Пополитов Э. И. Геохимические особенности магматизма островных дуг и активных континентальных окраин и некоторые проблемы петрогенезиса. — Геохимия, 1978, № 5, с. 691—699.
47. Кутолин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, Наука, 1972.
48. Лазаренков В. Г. О неэквивалентности микроэлементных составов щелочных эффузивных и интрузивных пород. — Геохимия, 1978, № 7, с. 1103—1108.

49. *Лебедев В. И.* Основы энергетического анализа геохимических процессов. Л., Изд. ЛГУ, 1957.
50. *Леонова Л. Л.* Геохимия четвертичных и современных вулканических пород Курильских островов и Камчатки. — Геохимия, 1979, № 2, с. 179—197.
51. *Логачев Н. А.* Вулканогенные и осадочные формации рифтовых зон Восточной Африки. М., Наука, 1977.
52. *Лутц Б. Г.* Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М., Наука, 1975.
53. *Ляхович В. В.* Редкие элементы в аксессуарных минералах гранитоидов. М., Недра, 1973.
54. *Мак-Берни А. Р.* Андезитовый и риолитовый вулканизм складчатых поясов. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., Мир, 1972, с. 441—448.
55. *Мелсон У. Г., Томпсон Г.* Петрология пород зоны трансформного разлома и прилегающих сегментов океанического хребта. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., Мир, 1973.
56. *Минеев Д. А.* Иттрий и лантаноиды в горных породах, минералах и рудах. Автореф. докт. дисс. М., 1972.
57. *Некрасов Б. В.* Основы общей химии. Т. III. М., Химия, 1970.
58. *Нестеренко Г. В., Альмухамедов А. И.* Геохимия дифференцированных траппов. М., Наука, 1973.
59. *Нокколдс С. Р., Аллен Р.* Геохимические наблюдения. М., Изд-во иностр. лит., 1958.
60. *Овчинников Л. Н.* Геохимические критерии связи процессов магматизма и рудообразования. — Изв. АН Армянской ССР. Науки о Земле, 1977, № 4—5, с. 78—93.
61. *Овчинников Л. Н., Бородин Л. С., Ляхович В. В.* Геохимия магматических пород. — Геохимия, 1970, № 4, с. 446—459.
62. *Основные закономерности развития кислого магматизма в докембрии/И. Д. Батиева, И. В. Бельков, В. Р. Ветрин и др.* — В кн.: Унаследованность, направленность и цикличность магматизма. Свердловск, 1978, с. 77—95.
63. *Пауэлл Дж., Белл К.* Изотопный состав стронция в щелочных породах. — В кн.: Щелочные породы. М., 1976, с. 278—287.
64. *Перчук Л. Л., Ваганов В. И.* Природа кимберлитов Якутии. — В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск, 1977, с. 27—48.
65. *Петрология верхней мантии/Д. Х. Грин, А. Э. Рингвуд и др.* Мир, 1968.
66. *Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции.* Под ред. Э. Н. Эрлиха. М., Наука, 1966.
67. *Пиментел Г., Спратли Р.* Как квантовая механика объясняет химическую связь. М., Мир, 1973.
68. *Поваренных А. С.* Влияние координационного числа на изоморфные замещения элементов. — В кн.: Кристаллохимические аспекты изоморфизма. Киев, 1976, с. 15—22.
69. *Пугин В. А., Хитаров Н. И.* Экспериментальная петрология глубинного магматизма. М., Наука, 1978.
70. *Распределение редких земель в литосфере и космосе/Л. А. Хэскин, Ф. А. Фрей, Р. А. Шмитт, Р. Х. Смит.* М., Мир, 1968.
71. *Розинов М. И., Колесников Д. И.* Магматические формации зон новейшего вулканизма. М., Недра, 1975.
72. *Румянцева Н. А.* О классификации эффузивных пород. — Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, т. 106, вып. 1, 1977, с. 53—61.
73. *Рябчиков И. Д., Богатиков О. А., Бабанский А. Д.* Физико-химические проблемы происхождения щелочноземельных магм. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1978, № 8, с. 5—18.
74. *Соболев В. С.* Введение в минералогию силикатов. Изд. Львовского ун-та, 1949.
75. *Соловьев С. П.* Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л., Наука, 1970.
76. *Таусон Л. В.* Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М., Наука, 1977.

77. *Тейлор С.* Геохимия андезитов. — В кн.: Распространенность элементов в земной коре. М., Мир, 1972.
78. *Тернер Ф., Ферхуген Д. Ж.* Петрология изверженных и метаморфических пород. М., Изд-во иностр. лит., 1961.
79. *Ткачев Ю. А., Юдович Л. Э.* Статистическая обработка геохимических данных. Л., Наука, 1975.
80. *Урусов В. С.* Теория изоморфных смесей. М., Наука, 1977.
81. *Филатова Н. И., Дворянкин А. И.* Эволюция вулканизма центральной части Охотско-Чукотского вулканического пояса. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1974, № 11, с. 51—68.
82. *Харт С. Р.* Содержание К, Rb, Cs, Sr, Ba и отношение изотопов Sr в базальтах океанического дна. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., 1973, с. 125—139.
83. *Хитаров Н. И., Пугин В. А., Слуцкий А. Б.* Эволюция толеитовых магм в глубинных условиях. — В кн.: Магматические процессы. I Международ. геохим. конгр. М., 1972, с. 48—64.
84. *Что нового* в так называемой новой кристаллохимии?/Н. В. Белоз, В. С. Урусов, В. В. Щербина и др. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1977, № 3, с. 136—146.
85. *Шварцман Л. А., Томилин И. А.* Кислотно-основные свойства металлургических шлаков. — В кн.: Металлургические шлаки и применение их в строительстве. М., 1962, с. 63—80.
86. *Шиллинг Дж. Г.* Эволюция морского дна на основе данных по геохимии редкоземельных элементов. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., 1973, с. 198—241.
87. *Шоу Д. М.* Геохимия микроэлементов кристаллических пород. М., Недра, 1969.
88. *Щелочные породы.* Под ред. Х. Серенсен. М., Мир, 1976.
89. *Эрланк А.* Связь между содержаниями калия и рубидия в земных породах. — В кн.: Распространенность элементов в земной коре. М., 1972, с. 70—88.
90. *Albuquerque C. A.* Geochemistry of the tonalitic and granitic rocks of the Nova Scotia Southern plutons. — Geochim. Cosmochim. Acta, 1977, vol. 91, N 1, p. 1—13.
91. *Allegre C. J., Minster J. F.* Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes. — Earth Planet. Sci. Lett., 1978, vol. 38, N 1, p. 1—25.
92. *Arculus R. J., Johnson R. W.* Criticism of generalised models for the magmatic evolution of arc-trench systems. — Earth Planet. Sci. Lett., 1978, vol. 39, N 1, p. 118—126.
93. *Arth J. C., Barker F., Peterman Z. E., Friedman I.* Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite-trondhjemite suite of southwest Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas. — J. Petrol., 1978, vol. 19, p. 289—316.
94. *Bailey D. K., Macdonald R.* Fluorine and chlorine in peralcaline liquids and the need for magma generation in an open system. — Miner. Mag., 1975, vol. 40, N 312, p. 405—414.
95. *Baker I.* Petrology of the volcanic rocks of Saint Helena Island, South Atlantic. — Geol. Soc. Am. Bull., 1969, vol. 80, N 7, p. 1283—1310.
96. *Baker P. E., Brosset R., Gass J. G., Neary C. R.* Jebel al Abyad: a recent alkalic volcanic complex in western Saudi Arabia. — Lithos, 1973, vol. 6, N 3, p. 291—313.
97. *Baker B. H., Goles G. G., Lieman W. P., Lindstrom M. M.* Geochemistry and Petrogenesis of basalt-benmoreite-trachite suite from the southern part of the Gregory Rift, Kenya. — Contrib. Miner. Petrol., 1977, vol. 64, N 3, p. 303—332.
98. *Barberi F., Ferrara G., Santacroce R. et al.* A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallization, the Boina centre (Afar rift, Ethiopia) — J. Petrol., 1975, vol. 16, N 1, p. 22—56.
99. *Brooks K. S.* On the distribution of zirconium and hafnium in the Scaer-gaard intrusion, East Greenland. — Geochim. Cosmochim. Acta, 1969, vol. 33, N 3, p. 357—374.

100. *Brown G. M., Holland J. G., Sogurdsson H. A. et al.* Geochemistry of the Lesser Antilles volcanic island arc. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1977, vol. 41, N 6, p. 785—802.
101. *Carmichael I. S. E., Turner F. J., Verhoogen J.* Igneous petrology. McGraw—Hill Book Company, 1974.
102. *Cox K. G., Hornung G.* The petrology of the Karroo basalts of Basutoland. — *Am. Miner.*, 1966, vol. 51, p. 1414—1432.
103. *Dmitriev L. V.* Petrochemistry of basalts. — *DSDP, Leg 37*, 1977, p. 631—693.
104. *Dostal J., Dipuy C., Lefevre C.* Rare earth distribution in Plio—Quaternary Volcanic rocks from southern Peru. — *Lithos*, 1977, vol. 10, N 3, p. 173—183.
105. *Eales H. V., Robey J. A.* Differentiation of tholeiitic Karroo Magma of Birds River, South Africa. — *Contrib. Miner. Petrol.*, 1976, vol. 56, N 1, p. 101—117.
106. *Engel A. E., Engel C. G., Havens R. C.* Chemical characteristics of ocean basalts and the upper mantle. — *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1965, vol. 76, p. 716—735.
107. *Ewart A., Bryan W. B., Gill J. B.* Mineralogy and Geochemistry of the younger Volcanic Islands of Tonga, S. W. Pasific. — *J. Petrol.*, 1973, vol. 14, N 3, p. 420—466.
108. *Ewart A., Brothers R. N., Mateen A.* An outline of the geology and geochemistry, and the possible petrogenetic evolution of the volcanic rocks of the Tonga—Kermadec—New Zealand arc. — *J. Volcanol. and geothermal. Resource*, 1977, vol. 2, N 3, p. 205—250.
109. *Ferrara G., Treuil M.* Petrological implications of trace Element and Sr isotope distributions in basalt—pantellerite series. — *Bull. volcanol.*, 1976, vol. 38, N 3, p. 548—574.
110. *Flower M. E. J., Robinson P. T., Schmincke H. U., Ohnmacht W.* Petrology and geochemistry of igneous rocks. — *DSDP, Leg 37*, 1977, p. 653—679.
111. *Frey F. A., Green D. H., Roy S. D.* Integrated models of basalt petrogenesis: A Study quartz tholeiites to olivine melilitites from South Eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. — *J. Petrol.*, 1978, vol. 19, N 3, p. 463—513.
112. *Gast P. W.* Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1968, vol. 32, N 10, p. 1057—1086.
113. *Goldich S. S., Stuckless J. S., Suhr N. H., Treves S. B.* Geochemistry of the Cenozoic Volcanic rocks of Ross island and vicinity, Antarctica. — *J. Geol.*, 1975, vol. 83, N 4, p. 415—435.
114. *Goldschmidt V. M.* Geochemistry, Oxford: Clarendon Press, 1954.
115. *Grant N. K., Rex D. C., Freeth S. J.* Potassium—Argon Ages and Strontium isotope ratio measurements from volcanic rocks in Northeastern Nigeria. — *Contrib. Miner. Petrol.*, 1971, vol. 35, N 4, p. 277—292.
116. *Gunn B. M.* Trace element partition during olivine fractionation of Hawaiian basalts. — *Chem. Geol.* 1971, vol. 8, N 1, p. 1—13.
117. *Gunn B. M., Roobol M. J.* Geochemistry of the igneous rocks. — *DSDP, Leg. v. 38*, p. 735—755.
118. *Hamilton E. J.* The geochemistry of the northern part the Ilimaussaq intrusion. — *Grönl. Geol. Undersoq*, 1964, N 42, p. 104.
119. *Hanson G. H.* Geochemical evolution of the suboceanic mantle. — *J. Geol. Soc. Lond*, 1977, vol. 134, p. 235—253.
120. *Hanson G. N.* The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1978, vol. 38, N 1, p. 26—43.
121. *Herrmann A. C.* Yttrium and lanthanides. *Handbook of Geochemistry*, vol. 11/2, 1970.
122. *Hietanen A.* Über das Grundgebirge des Kalantiegebites im südwestlichen Finnland. — *Comm. Geol. Finlande. Bull.*, 1943, N 130, 105 p.
123. *Holland J. G., Brown G. M.* Hebridian tholeiitic Magmas: a geochemical study of the Ardnamarchan cone sheets. — *Contrib. Miner. Petrol.*, 1972, vol. 37, N 2, p. 139—160.

124. *Irvine T. N., Baragar W. R.* A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. — *Can. J. Earth, Sci.*, 1971, N 8, N 5, p. 523—547.
125. *Jakes P., White A. H. R.* Major and trace elements abundances in volcanic rocks of orogenic areas. — *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1972, vol. 83, N 1, p. 29—39.
126. *Jamieson B. G., Clark D. B.* Potassium and associated elements in tholeiitic basalts. — *J. Petrol.*, 1970, vol. 11, N 2, p. 183—204.
127. *Kuno H.* High-alumina basalt. — *J. Petrol.* 1960. vol. 1, N 1, p. 121—145.
128. *Kuno H.* Origin of andesite and its bearing on the island arc structure. — *Bull. volc.*, 1968, vol. 32, N 1, p. 141—176.
129. *Kushiro J.* Effect of water on the composition of magmas formed at high pressures. — *J. Petrol.*, 1973, vol. 13, N 2, p. 311—334.
130. *Larsen E. S.* Some new variation diagrams for groups of igneous rocks. — *J. Geol.*, 1938, vol. 46, N 3, p. 505—520.
131. *Le Bas M. J.* Carbonatite—nephelinite volcanism. John Wiley and Sons. London. New York. Sydney. 1977.
132. *Lippard S. J.* The petrology of phonolites from the Kenia Rift. — *Litos.*, 1973, N 6, p. 217—234.
133. *Lopez-Escobar L., Frey F. A., Vergara M.* Andesites and high-alumina Basalts from the Central—South Chile High Andes: Geochemical evidence bearing on their petrogenesis. — *Contrib. Miner. Petrol.*, 1977, vol. 63, N 3, p. 199—228.
134. *Manson V.* Geochemistry of basaltic rocks: major elements. — In: Basalts—Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition. Eds. H. H. Hess and A. Poldervaart, 1967, p. 214—269.
135. *Masuda Y., Aoki K. I.* Two types of island arc tholeiite in Japan. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1978, vol. 39, N 2, p. 298—302.
136. *Mc Call G. J., Hornung G. A.* A geochemical study of Silali volcano, Kenya. — *Tectonophysic*, 1972, N 15, p. 97—113.
137. *Middlemost E. K.* A simple classification of volcanic rocks. — *Bull. volc.*, 1972, vol. 36, N 2, p. 382—387.
138. *Middlemost E. K.* The basalt clan. — *Earth. Sci. reviews*, 1975, vol. 11, N 4, p. 337—364.
139. *Miyashiro A.* Volcanic rocks series in island areas and active continental margins. — *Am. J. Sci.*, 1974, vol. 13, p. 321—355.
140. *Miyashiro A.* Volcanic rock series and tectonic setting. — *Ann. Rev. Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1975, vol. 3, p. 251—269.
141. *Miyashiro A.* Nature of alcalic volcanic rock series. — *Contrib. Miner. Petrol.*, 1978, vol. 66, N 1, p. 91—104.
142. *Okrusch M., Richter P.* Zur Geochemie der Diorit—Gruppe. — *Contrib. Miner. Petrol.*, 1969, vol. 21, N 1, p. 75—110.
143. *O'Nions R. K., Pankhurst R. J.* Petrogenetic Significance of Isotope and Trace Element Variations in Volcanic Rocks from the Mid-Atlantic. — *J. Petrol.*, 1974, vol. 15, N 3, p. 603—634.
144. *Pearce J. A., Cann J. R.* Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1973, vol. 19, N 2, p. 290—300.
145. *Pearce T. H., Gormen B. E., Birkett T. C.* The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1977, vol. 36, N 1, p. 121—132.
146. *Price R. C., Sinton J. M.* Geochemical variations in a suite of Granitoids and gabbros from Southland, New Zealand. — *Contrib. Miner. Petrol.*, 1978, vol. 67, N 3, p. 267—278.
147. *Prinz M.* Geochemistry of basaltic rocks: trace elements. — In: Basalts—Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition. Eds. H. H. Hess and A. Poldervaart, 1967, p. 271—323.
148. *Ramberg H.* Chemical bonds and distribution of cations. — *J. Geol.*, 1952, vol. 60, N 4, p. 331.
149. *Ringwood A. E.* The principles governing trace element distribution during magmatic crystallization. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1955, vol. 7, N 3/4, p. 189—202.

150. *Schwarzer R. R., Rogers J. J.* A worldwide comparison of alkali olivine basalts and differentiation trends. — *Earth Planet Sci. Lett.*, 1974, vol. 23, N 3, p. 286—296.
151. *Shand S. J.* The geology of Pilansberg in the western Transvaal. — *Trans. Geol. Sci. S. Afr.*, 1928, vol. 31, p. 97—156.
152. *Shaw D.* Trace element fractionation during anatexis. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1970, vol. 34, N 2, p. 237—243.
153. *Schilling J. G.* Sea—floor evolution: rare—earth evidence. — *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, 1971, A 268, p. 663—706.
154. *Sun S. S., Hanson G. H.* Origin of Ross Island basanitoids and limitations upon the heterogeneity of mantle sources for alkali basalts and nephelinites. — *Contrib. Miner. Petrol.*, 1975, vol. 52, N 77, p. 77—105.
155. *Tarney J.* Geochemistry of Archean high—grade gneisses, with implications as to the origin and evolution of the Precambrian Crust. — In: *The Early history of the Earth.* (Ed. B. F. Windley). 1976.
156. *Taylor S. R.* Rare earth (Lanthanide series). *The Encyclopedia of Geochemistry and environmental Sciences*, 1972, New York, p. 1—1321.
157. *Tornton C. P., Tuttle O. F.* Chemistry of igneous rocks, pt., 1. Differentiation index. — *Am. J. Sci.*, 1960, vol. 258, p. 664—684.
158. *Whitehead R. E., Goodfellow W. D.* Geochemistry of volcanic rocks from Tetaquouche Group, Bathurst, New Brunswick, Canada. — *Can. J. Earth. Sci.*, 1978, vol. 15, N 2, p. 207—219.
159. *Winchester J., Floyd P. A.* Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. — *Chem. Geol.* 1977, vol. 20, N 4, p. 325—343.
160. *Wood D. A.* Major and trace element variation in the Tertiary Lavas of Eastern Iceland and their significance to the Iceland Geochemical anomaly. — *J. Petrol.*, 1978, vol. 19, N 3, p. 393—436.
161. *Wright J.* The phonolite-trachite spectrum. — *Lithos*, 1971, vol. 4, N 1, p. 1—5.
162. *Wyllie P. J., Huang W. L., Stern C. R.* Granitic magmas: possible and impossible sources, water contents and crystallization sequences. — *Can. J. Earth. Sci.*, 1976, vol. 13, N 8, p. 1007—1019.
163. *Wyllie P. J.* Effects of H<sub>2</sub>O and CO<sub>2</sub> on magma generation in the crust and mantle. — *J. geol. Soc. Lond.*, 1977, vol. 134, N 2, p. 215—234.

# Оглавление

	Стр.
Предисловие . . . . .	3
<b>Глава 1. Магматическая дифференциация и геохимическое поведение элементов-примесей . . . . .</b>	<b>7</b>
Общие положения . . . . .	7
Относительная основность катионов и особенности их геохимического поведения в магматическом процессе . . . . .	21
Кислотность — основность магматических расплавов и изверженных пород . . . . .	33
Петрохимические диаграммы и индексы дифференциации . . . . .	38
<b>Глава 2. Химизм главных типов магматических пород и первичных магм</b>	<b>45</b>
Океанические абиссальные толеиты . . . . .	50
Континентальные толеиты . . . . .	52
Высокоглиноземистые базальты . . . . .	55
Андезиты и тоналиты . . . . .	59
Щелочобазальтовые магмы . . . . .	65
Щелочные континентальные базальты . . . . .	66
Щелочные океанические базальты . . . . .	70
Щелочные магмы . . . . .	72
Щелочно-ультраосновные породы . . . . .	75
Фонолиты и фойяиты . . . . .	81
<b>Глава 3. Главные серии изверженных пород и их геохимические особенности . . . . .</b>	<b>84</b>
Толеитовые серии . . . . .	84
Гавайские толеитовые базальты . . . . .	85
Комплекс дифференцированных габброидов Бердс-ривер . . . . .	89
Базальты Исландии и Шотландии . . . . .	94
Известково-щелочные серии островных дуг и континентальных окраин . . . . .	107
Дуга Тонга — Кермадек . . . . .	108
Малая Антильская вулканическая дуга . . . . .	116
Курило-Камчатская вулканическая область . . . . .	123
Охотско-Чукотский вулканический пояс . . . . .	129
Андийский вулканический пояс . . . . .	131
Щелочобазальтовые серии . . . . .	141
Серия Бойна . . . . .	144
Серия о. Святой Елены . . . . .	148
Восточно-Африканская рифтовая зона . . . . .	150
Габбро-гранитные серии . . . . .	154
Серия о. Южный . . . . .	156
Серия Каланти . . . . .	162
<b>Глава 4. Общие закономерности распределения редких элементов в главных сериях изверженных пород . . . . .</b>	<b>167</b>
Петролого-геохимическое сопоставление главных изверженных пород . . . . .	167
Редкие элементы как индикаторы первичных магм и магматических серий . . . . .	174
Тренды концентрации редких элементов в главных сериях изверженных пород . . . . .	177
Заключение . . . . .	186
Список литературы . . . . .	188

Лев Сергеевич Бородин

ГЕОХИМИЯ ГЛАВНЫХ СЕРИИ  
ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

Редактор издательства *А. М. Антокольская*  
Переплет художника *Т. Н. Погореловой*  
Художественный редактор *Е. Л. Юрковская*  
Технический редактор *Л. Я. Голова*  
Корректор *Е. В. Наумова*

ИБ № 4179

---

Сдано в набор 17.11.80. Подписано в печать 23.03.81. Т-05649.  
Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага книжно-журнальная. Гарнитура  
«Литературная». Печать высокая. Усл.-печ. л. 12,25.  
Усл. кр. отт. 12,5. Уч.-изд. л. 14,14. Тираж 1560 экз.  
Заказ 774/8306—14. Цена 2 р. 30 к.

---

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский пр.,  
1/19  
Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэро-  
геология»

2р.30к.

3629

НЕДРА