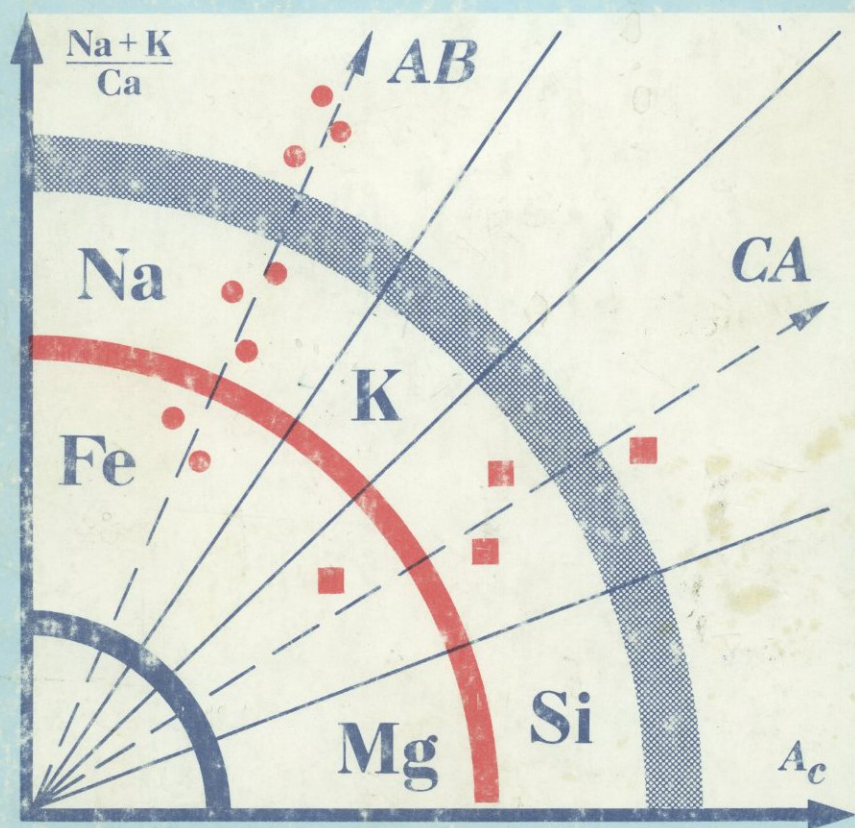


Л.С. Бородин

ПЕТРОХИМИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ СЕРИЙ



«Наука»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ИНСТИТУТ МИНЕРАЛОГИИ, ГЕОХИМИИ
И КРИСТАЛЛОХИМИИ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
MINISTRY OF GEOLOGY OF THE USSR
INSTITUTE OF MINERALOGY, GEOCHEMISTRY
AND CRYSTAL CHEMISTRY OF RARE ELEMENTS

L.S. Borodin

**PETROCHEMISTRY
OF MAGMATIC
SERIES**

Responsible editor

Doctor of geol.-mineral. sciences V.V. IVANOV



MOSCOW
"NAUKA"
1987

4944

Л.С. Бородин

ПЕТРОХИМИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ СЕРИЙ

Ответственный редактор

доктор геол.-минерал. наук В.В. ИВАНОВ



МОСКВА
"НАУКА"
1987



Б о р о д и н Л.С. Петрохимия магматических серий. М.: Наука, 1987.

Монография посвящена сравнительному петрохимическому анализу главных типов магматических дифференцированных серий из различных океанических и континентальных вулканогенных провинций. Для них приведены химические и нормативные параметры, содержания индикаторных редких элементов, расчетные петрологические модели и графики, генеральные тренды магматической дифференциации. На этой основе рассмотрены общие закономерности магматической эволюции и состава континентальной коры.

Ил. 75. Табл. 58. Библиогр. 143 назв.

Рецензенты:

доктора геол.-минерал. наук

Е.Н. Алтухов, В.С. Попов

B o r o d i n L.S. Petrochemistry of magmatic series. Moscow: Nauka, 1987.

The book is devoted to the comparative petrochemical study of the principal types of differentiated magmatic series from various oceanic and continental volcanic provinces. The main chemical and normative parameters of series, the characteristic trace element abundances, the petrological models and diagrams are given. On the basis of these data the general trends of magmatic differentiation and continental crust evolution and composition are considered.

Reviewers:

E.N. Altuchov, V.S. Popov

ПРЕДИСЛОВИЕ

На современном этапе развития геологических наук изучение магматических серий и формаций находится в центре внимания многих геологов в связи с решением различных проблемных вопросов петрологии и геодинамического анализа, геохимии и металлогении. Магматические серии в качестве естественной ассоциации магматических пород, связанных общностью состава и происхождения, являются традиционным объектом петрографических исследований. Поэтому нет необходимости приводить здесь для них специальное терминологическое обоснование. Также естественно считать, что для более широкого понятия — магматическая формация — пригодны те же признаки, что и для магматической серии, но используемые для типизации гораздо более масштабного магматизма, характеризующего с учетом региональных геолого-структурных и геодинамических данных. В этом случае магматическая серия выступает в качестве существенного компонента магматической формации; она выделяется как типовая локальная часть формации, в которой с той или иной полнотой могут быть проявлены основные черты минерального и химического состава, отражающие генетическое единство пород и позволяющие оценить их принадлежность к общему магматическому источнику.

Такое понятие магматической петрографической формации как естественной совокупности всех пород, связанных с кристаллизацией определенной магмы, первоначально было предложено одним из основоположников современной петрологии Ф.Ю. Левинсоном-Лессингом. Последующий прогресс в изучении магматических серий и их петрохимической эволюции отражает вклад в разработку основ петрохимического анализа и общую систематизацию материалов по петрографии изверженных пород другого крупного ученого — А.Н. Заварицкого. Однако в дальнейшем развитие генетического подхода, направленного на выяснение причинных петрологических зависимостей, было замедленно в результате преимущественного внедрения в практику изучения магматитов иных принципов и методов так называемого парагенетического формационного анализа. Отправным положением стал отказ от петрологических моделей, базировавшихся на представлениях о глубинных магматических очагах и дифференциации родоначальных магм [43]. В качестве основного объекта исследований был признан магматический комплекс, определяемый как парагенетическая — пространственно-временная ассоциация магматических и других, сопутствующих пород, близких по возрасту и условиям образования.

В связи с очевидным прогрессом петрологии и геохимии в изучении

главных типов изверженных пород и экспериментальном моделировании природного магмаобразования петрогенетические представления об исходных глубинных магмах и закономерных путях их эволюции в настоящее время являются существенно необходимой частью петрологических и формационных исследований. При этом радикально изменились требования к генетическому анализу магматических серий как системному подходу, использующему широкий комплекс геохимических критериев (закономерности распределения редких и малых элементов-примесей, данные изотопного анализа, количественное геохимическое моделирование на основе коэффициентов распределения). Однако в отечественной литературе пока еще немного примеров магматических серий, для которых изучение генезиса было главной задачей и выполнялось на современном научном уровне, включая петролого-геохимическое моделирование. Очевидно, в этом также проявляется недооценка генетической основы формационного анализа. Поскольку существенной частью современных формационных исследований магматитов необходимо считать их геохимическую и петрохимическую типизацию на основе сопоставления с эталонными магматическими сериями, несомненно актуальность обобщения имеющихся данных по типовым магматическим сериям из различных континентальных и океанических провинций.

Первоначальная цель такой обобщающей работы, начатой автором еще в 70-х гг., заключалась в том, чтобы оценить на типичных примерах геохимические особенности главных серий изверженных пород, сопоставить для них вариации характерных элементов-примесей в зависимости от особенностей магматической дифференциации. Как выяснилось в процессе работы, для сравнительного геохимического анализа простое сопоставление литературных данных недостаточно по причине различной методологической основы, используемой разными исследователями при рассмотрении процесса дифференциации. Поэтому автором был разработан новый метод характеристики общего химизма магматических пород по величине их относительной кислотности A_c , использованной затем в качестве главного параметра при геохимической типизации и выделении ряда эталонных серий. Их характеристике была посвящена специальная монография автора [12].

Как показал этот опыт сравнительного геохимического исследования, характеристика магматических серий на геохимической основе, т.е. преимущественно по различиям в распределении индикаторных элементов-примесей, недостаточна для четкой петрологической типизации. Выяснилось, что объективная интерпретация геохимических данных и ее приложение к типизации геодинамических обстановок нередко затруднены из-за нечеткости предшествующей петрологической аттестации серий. Например, серии, выделяемые разными авторами как высокоглиноземистые, известково-щелочные или субщелочные, могут быть практически сходны в петрохимическом отношении. Напротив, к толеитовым сериям могли быть отнесены магматиты разной щелочности и соответственно с разным типом распределения индикаторных микроэлементов.

До настоящего времени в петрологической литературе распространены различные методы общей петрохимической типизации магматических серий: по соотношению щелочей и кремнезема, величине железистости

или валовой концентрации калия, по диаграмме *AFM* и т.д. Поэтому одни и те же понятия, например "голеитовый" или "известково-щелочной", у разных авторов не вполне сопоставимы, так как определяются на основании разных критериев. Подобная нечеткость в определении исходных, казалось бы элементарных, признаков в действительности имеет далеко идущие последствия (даже для наиболее фундаментальных петрологических исследований, несмотря на всю их насыщенность геохимическими, экспериментальными и другими данными).

Отмеченные обстоятельства побудили автора к разработке рационального петрохимического метода, применимого к широкому кругу магматических пород и серий. Для этого типизацию следовало должным образом согласовать с традиционным, широко распространенным делением магматитов на известковые, известково-щелочные и щелочные. С этой целью при последующем обобщении материалов по магматизму континентальных и океанических провинций были рассмотрены особенности распределения калия, кальция, валовой щелочности, титана, фемические и другие параметры в представительной совокупности магматических серий. В результате этих исследований, частично уже опубликованных автором [10–13; 16–18], была оценена индикаторная роль ряда параметров и предложена диаграмма $(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca} - A_c$ в качестве универсальной основы петрохимической типизации магматических пород и серий. В указанных координатах последовательно дифференцированным сериям соответствуют линейные тренды эволюции состава исходных магм, что в принципе позволяет решать и обратную задачу определения типа исходных магматических источников. Величина A_c , оценивающая изменение кислотности–основности магматических расплавов, как было показано ранее, является наглядным параметром степени дифференциации, отражающим изменение соотношения кремнезема и остальных петрогенных катионов с учетом их относительной основности.

Здесь надо отметить, что проблема кислотности–основности магматических пород, особенно в аспекте количественных оценок, является до сих пор дискуссионной. Поэтому автор счел необходимым дать во "Введении" (см. далее) сведения, поясняющие его подход к проблеме кислотности–основности и характеризующие используемые в дальнейшем главные петрохимические параметры. По мнению автора, для серий пород, формирующихся в широком диапазоне изменения физико-химических условий и валового химического состава магматических систем, любые абсолютные (например, термодинамические) количественные оценки кислотности–основности формальны и не имеют реальных преимуществ по сравнению с относительными оценками; в сущности, те и другие базируются на пересчетах данных химических силикатных анализов. Важно лишь, чтобы эти оценки были соотнесены с точными параметрами, отражающими изменение химического состава расплава и кристаллохимию минералов в процессе магматической эволюции (потенциалы ионизации, радиусы ионов и др.). Поскольку эти условия соблюдены, то, как нетрудно будет убедиться читателю, разработанный автором метод, при всей простоте расчета оценок относительной основности и кислотности магматитов, по точности вполне

сопоставим с гораздо более сложными методами, например известным термодинамическим методом А.А. Маракушева [53, 62].

Предложенная автором в качестве базисной диаграмма соотношения главных петрохимических параметров позволяет наглядно сопоставить тренды магматической дифференциации любых магматических серий, эволюционирующих с изменением щелочности—известковистости и кремнекислотности. С помощью этой диаграммы автором были проанализированы результаты многих исследований, опубликованных за последние 10—15 лет в ведущих геохимических и петрологических журналах и других изданиях. Таким путем при подготовке книги было отобрано несколько десятков магматических серий, различающихся по положению на общей классификационной диаграмме и в совокупности охватывающих широкий диапазон изменения щелочности. При окончательном отборе эталонных серий были также учтены и другие показатели, вытекающие из современных требований к петрохимическому и геохимическому эталонированию.

Основное содержание предлагаемой книги (гл. 1—4) составляют петрохимические данные по магматическим сериям, эталонным для главнейших зарубежных океанических и континентальных вулканогенных провинций (Северная и Южная Америка, Центральная Европа, Атлантика, Тихоокеанские островодужные области и др.). Для них даны таблицы полных химических анализов, содержания индикаторных редких элементов, основные петрохимические и нормативные минералогические параметры, расчетные петрологические модели и трендовые графики. Наряду с описанием конкретных серий приведены также материалы по региональным формационным сериям таких эталонных областей, как Каскадные горы, Японские острова, Анды и др.

Для всех приводимых примеров показаны возможности интерпретации петрохимических данных не только как иллюстративного материала, входящего в общую описательную характеристику, но и как основы для раскрытия генетической сущности тех или иных серий и формаций. Для некоторых из них автором предлагается объяснение генезиса, в той или иной части не совпадающее с выводами первоисточников. Отдавая себе отчет в недостаточной полноте такого объяснения, а также учитывая дискуссионность некоторых генетических выводов, автор хотел бы обратить внимание читателя на другую не менее важную сторону дела — целесообразность применения петрохимического анализа как объективного автономного метода, конечно, в рамках более общего, комплексного геологического и петролого-геохимического подхода.

Заключительные разделы (гл. 5) посвящены приложению петрохимического трендового анализа с учетом результатов, вытекающих из выполненного обобщения петрохимических данных, к решению ряда вопросов глобальной петрологии и эволюции земной коры. Подчиненность единому эволюционному петрохимическому тренду не только главных магматических, но и метаморфических формаций, в основном слагающих верхнюю часть литосферы, раскрывает возможности петрохимического контроля оценок кларков редких элементов и модельных составов континентальной коры. В этом автор видит проявление планетарных закономерностей, определяющих в целом детерминированный, а не статистический (случайный) характер геологических процессов, включая формирование магматических пород и земной коры.

Введение

ГЛАВНЫЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ И ТИПЫ СЕРИЙ

Основность и кислотность магматических пород

Химический состав магм обычно определяется содержанием в них семи-восьми главных компонентов: Si, Al, Fe, Ca, Mg, K, Na и кислорода. В некоторых случаях, особенно в остаточных магматических расплавах и сравнительно редких типах пород, к ним могут присоединяться Ti, Zr, Mn, F, CO₂, P и другие летучие и рудные компоненты. Содержание воды в исходных мантийных магмах не превышает десятых долей процента.

Согласно современным представлениям, на стадии, предшествующей кристаллизации минералов, магматический расплав представляет собой ионный раствор и характеризуется микрогетерогенным строением, так как его основу составляют структурно упорядоченные, так называемые сиботаксические группы, или комплексы. Выделение таких комплексов, являющихся при охлаждении центрами кристаллизации, обусловлено в значительной степени ковалентным, относительно жестким и направленным, типом связи между кремнием и кислородом с образованием тетраэдров SiO₄. Такие тетраэдры являются основой различных структурных радикалов (анионов) в минералах, что определяет анионную (кислотную) функцию кремния. В отличие от них связи между кислородными анионами и остальными петрогенными катионами, особенно щелочными металлами, в большей степени электростатические, ионные. Степень их ионности зависит от величины потенциала ионизации.

Образование кремнекислородных групп и последующих кристаллических структур породообразующих минералов непосредственно сопряжено с величиной отношения O/Si. Однако значительную роль играет и общий химический состав расплава, поскольку от преобладания тех или иных катионов зависят общая энергия ионного взаимодействия между катионами и кислородом и соответственно возможность большей или меньшей связи кислородных ионов с кремнием. Согласно О.А. Есину и П.В. Гельду, повышение концентрации щелочных металлов, кальция, магния и других катионов (оснований) с преимущественно ионным типом связи заметно повышает активность кислорода в расплаве и существенно влияет на устойчивость кремнекислородных и алюмокремнивокислородных (кислотных) комплексов.

Различная устойчивость анионных кремнекислородных радикалов, нейтрализуемых теми или иными катионами в зависимости от исходного состава магматического расплава, определяет микроструктуру этого расплава. Структурная специфика магматических расплавов на различных

Таблица 1. Характеристика основности петрогенных элементов

Элемент	ЭО	E_m , ккал/г-ат	X, %	I_w , эВ	B_c
K	0,8(100)	13	80	4,3	9,5
Na	0,9(120)	20	76	5,1	8,5
Ca	1,0(135)	32	70	5,9	7,5
Mg	1,2(175)	37	65	7,5	5,5
Fe	1,8(185)	—	—	8,1	5
Al	1,5(220)	79	55	9,5	3
Si	1,8(260)	106	55	11,3	1

Примечание. Электроотрицательность по Л. Полингу (в отн. ед.) и в скобках А.С.Поваренных (в ккал/г-ат) [126]; степень ионности (X) оценена по разностям электроотрицательностей (цифры округлены).

этапах магматической дифференциации выражается в том, что для них характерны определенные, а не случайные сочетания ионов (Me—O—Si или Si—O—Si). Экспериментальным подтверждением этого могут служить максимумы на линиях ликвидуса диаграмм состояния силикатных систем. В целом можно констатировать, что большая или меньшая активность основных и кислотных компонентов определяют поля кристаллизации минералов в силикатных расплавах, что и является непосредственным отражением процессов кислотно-основного взаимодействия в расплавах.

Кислотно-основное взаимодействие в силикатных расплавах, как и в других расплавах кислородных солей, может оцениваться по реакциям присоединения кислорода (кислотные формы) или его отщепления (основания). При этом ион кислорода O^{2-} играет роль донора электронной пары. Таким образом, основность оксидного расплава определяется концентрацией (активностью) так называемого свободного иона кислорода, т.е. такого, который не связан в комплексах анионах. Ион свободного кислорода является донором электронной пары для образования координационной связи. В соответствии с концепцией апротонных (льюисовских) кислот оксиды, обладающие ионом O^{2-} , такие, как K_2O , CaO , MgO и др., являются основаниями, а SiO_2 является кислотой, поскольку принимает эти электроны. Поэтому за меру кислотности может быть выбрана энергия связи элемента с кислородом E_m (теплота диссоциации MeO , отнесенная к определенному координационному числу). Величины E_m , по Л.А.Шварцману и И.А.Томилину, даны в табл. 1.

Величина энергии связи возрастает в ряду элементов: от оксидов типичных щелочных металлов (калий, натрий) к щелочноземельным (кальций, магний), и далее к кремнию и другим кислотообразующим элементам. Нетрудно видеть, что в приведенном ряду порядок расположения оксидов соответствует уменьшению доли ионной связи, которая может оцениваться по величине электроотрицательности (ЭО) или величине потенциала ионизации I_w (см. табл. 1).

Величина I_w , определяющая основность петрогенных катионов в магматическом расплаве, характеризует энергию отрыва последнего валентного электрона, предшествующего приобретению катионом устойчивой внешней оболочки благородных газов. Поэтому последний для данной

группы элементов потенциал ионизации будет соответствовать характеристической (групповой) валентности и эффективному заряду иона. Эту величину можно назвать ионным потенциалом Гольдшмидта I_w , поскольку В.М. Гольдшмидт впервые показал, что при оценке степени ионности связи целесообразно сравнивать не непосредственные значения потенциалов ионизации I_n , а величину их отношения к характеристической валентности катионов: $I_w = I_n/n$.

Позднее примерно аналогичная функция ЭО была предложена А.С. Поваренных как мера электроотрицательности элементов: $ЭО = I_n/(n + F)$, 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 приведенном выше выражении главное значение имеет величина $I_w = I_n/n$.

В геохимии при оценке основности отдельных катионов наиболее часто используют известную 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. Таковы системы Оллреда и Рохова, Бацанова, Горди и Томаса. Сравнение характеристик катионов по этим системам показывает, что они не могут быть согласованы между собой так, чтобы наметить единый последовательный ряд изменения основности (ионности—ковалентности) элементов. Поэтому различные системы электроотрицательностей пригодны только для приближенных оценок, особенно при значительных разностях величин электроотрицательностей сравниваемых элементов.

Как было показано автором, при оценке степени основности элементов целесообразно применять такой метод, который согласован как с энергетическими характеристиками (см. табл. 1), так и с размерными — радиусами катионов. При этом существенным моментом является согласованность с особенностями изоморфных замещений в минералах, отражающих суммарное (результатирующее) изменение химических свойств элементов в периодической системе Менделеева: как общее усиление групповой основности по вертикали сверху вниз, так и кислотных свойств по горизонтали, при переходе от одной группы к другой (диагональные направления изоморфизма, по А.Е. Ферсману). Для такой оценки изоморфизма гораздо более объективной характеристикой является ионный потенциал Гольдшмидта I_w . Имея в виду определение основности в первую очередь главных петрогенных и сопутствующих им элементов-примесей в силикатах и окислах, при оценке основности рационально исходить не из абсолютных значений потенциала ионизации, а из относительных оценок по предложенной автором десятибалльной шкале [12]. Как было показано выше, в силикатах и других минералах с преимущественно ионным типом связи для кремния характерна анионная функция. Соответственно остальные петрогенные катионы отличаются большей основностью. Поэтому для расчета приближенно количественной десятибалльной шкалы достаточно принять за единицу основность кремния, т.е. приравнять к единице $I_w = 11,3$, а остальные катионы сопоставить с кремнием в соответствии с величиной их ионных потенциалов (eV).

При основности кремния, равной единице, максимальной основностью, равной 10, обладают элементы 1 группы периодической системы — франций и приближающийся к нему цезий ($I_w = 3,9$). Остальные петрогенные катионы по своей относительной основности (B_c) в соответствии с величиной их ионных потенциалов размещаются между цезием и кремнием. Изменение шкалы B_c от 1 до 10 соответствует изменению I_w от 11,3 до 3,9. При оценке относительной основности катионов шкала изменения B_c построена с выделением равных интервалов, по 0,5 относительных единиц, так, чтобы наименьшее число катионов располагалось на границах интервалов. Таким образом, от кремния (начало шкалы) к цезию получаем следующий ряд основности катионов (в скобках величина B_c): Si (1); Ti (1,5); Fe^{3+} (2); Nb, Ta (2,5); Al (3); Be (3,5); Zr, Hf (4); Sc (4,5); Fe^{2+} , Mn (5); Mg (5,5); Y, TR Y (6); TR $_{Ce}$ (6,5); La (7); Ca (7,5); Sr, Li (8); Na (8,5); Ba (9); K, Rb (9,5), Cs (10).

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-, четырех-валентных катионов. По величине I_{cp} катионы могут быть представлены следующим рядом: Cs, Rb, K (10); Na, Li (9,5) — в группе одновалентных катионов; Sr, Ba (8,5); Ca (8); Mg (7); Be (6) — в группе двухвалентных катионов; La (6,5); Y (6); Sc (5,5); Al (4) — в группе трехвалентных катионов; Zr (3,5); Ti (1,5); Si (1) — в группе четырехвалентных катионов.

Очевидно, что полученные таким путем оценки отражают последовательное изменение основности для отдельных групп по вертикальным направлениям Периодической системы. Однако они недостаточны для сопоставления разных групп с учетом близости элементов по диагональным направлениям. Эта близость проявляется в том, что вышестоящий s -элемент главной подгруппы напоминает s -элемент, расположенный на период ниже в соседней группе. Так, например, в химическом отношении ион лития близок к иону магния, хотя по величине среднего потенциала ионизации он должен быть сопоставим с барием. Однако соли лития (фторид, фосфат и карбонат) в отличие от таких же солей типичных щелочных металлов плохо растворяются в воде, напоминая соли магния. Диагональное сходство элементов играет исключительно важную роль в геохимии, с чем связана близость в поведении в природных процессах калия и бария, кальция и редких (цериевых) лантаноидов и т.д. Поскольку величины B_c , рассчитанные по средним потенциалам ионизации, не отражают эту химическую особенность, то они менее пригодны для сравнительной характеристики поведения химических элементов в магматических процессах.

Хотя величина ионного потенциала, обозначаемая нами как I_w , была предложена В.М. Гольдшмидтом в качестве общего геохимического параметра, подробно в его работах она не рассматривалась. Это относится и к кристаллохимическому аспекту интерпретации данного параметра. Как было показано нами [12], наблюдается близкая к линейной зависимость величины I_w и радиусов катионов. Соответственно наблюдается аналогичная зависимость ионных радиусов от величины B_c (рис. 1). Близкая к линейной корреляция (см. табл. 1) наблюдается также для B_c и электроотрицательности (по шкале Полинга), B_c и величины связи металл—кисло-

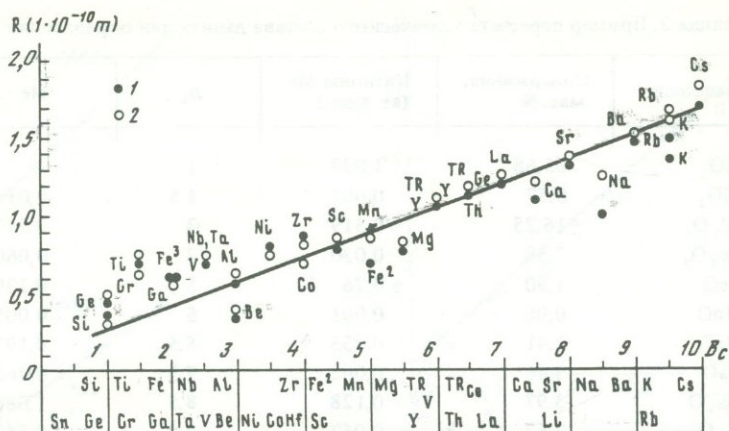


Рис. 1. Зависимость радиусов катионов от величины их относительной основности (B_c)
 1 — радиусы по системе Гольдшмидта; 2 — радиусы по системе Виттейкера и Мунтуса

род (E_m), характеризующей различия в кислотности—основности элементов в силикатных расплавах. Таким образом, величина B_c может рассматриваться как рациональная универсальная геохимическая характеристика петрогенных катионов силикатных пород, согласованная с их кристаллохимическими параметрами [12].

Используя величину B_c как количественный геохимический параметр, можно оценить общую основность магматических расплавов и пород (B_0) как сумму произведений концентраций катионов (Me , ат. кол.) на их относительную основность: $B_0 = (Me \cdot B_c)$. Пример определения величины B_0 дан в табл. 2.

В ряду пород, соответствующему обычному порядку магматической дифференциации первичных базальтовых магм, величина B_0 последовательно уменьшается от базальтов к андезитам и риолитам примерно в 1,5 раза параллельно с возрастанием кремнекислотности и уменьшением содержания основных компонентов — кальция, магния и железа. В качестве примера приведем значения B_0 для серии средних составов пород, по Дели (в скобках приведены содержания SiO_2 в пересчете на безводные составы): пикрит (43,1) — 5,50; базальт (49,9) — 4,85; андезит (60,3) — 3,95; дацит (66,7) — 3,50; риолит (73,9) — 3,00. Для расчетного состава средней магматической породы с 60% SiO_2 величина $B_0 = 4,0$, т.е. фактически соответствует андезиту по Дели.

Как следует из предыдущего, понятие основности для магматических пород имеет иной физико-химический смысл по сравнению с основностью продуктов реакций в водных растворах, оцениваемой по средству к протону. Однако в качестве формального энергетического показателя средство элементов к протону, как и другие термодинамические параметры, может привлекаться для характеристики магматических пород. Наиболее известным методом на термодинамической основе является метод протонного эквивалента А.А. Маракушева.

Главной задачей этого метода является получение оценки кислотности—

Таблица 2. Пример пересчета химического состава дацита для определения B_0

Компонент	Содержание, мас. %	Катионы Me (ат. кол.)	B_c	Me · B_c
SiO ₂	65,68	1,093	1	—
TiO ₂	0,57	0,007	1,5	0,011
Al ₂ O ₃	16,25	0,319	3	0,957
Fe ₂ O ₃	2,38	0,030	2	0,060
FeO	1,90	0,26	5	0,130
MnO	0,06	0,001	5	0,005
MgO	1,41	0,035	5,5	0,193
CaO	3,46	0,062	7,5	0,465
Na ₂ O	3,97	0,128	8,5	1,088
K ₂ O	2,67	0,057	9,5	0,542
H ₂ O	1,89	—	—	$\Sigma = 3,45$
P ₂ O ₅	0,25	—	—	
Сумма	100,49			$B_0 = \Sigma = 3,45$

основности, базирующейся на средстве к протону на основе реакций типа: катионы + $\frac{1}{2}$ H₂O = кислородное соединение + H⁺, где кислородное соединение — окисел или силикат, молекулярное количество которого отвечает 0,5 атома кислорода. Это соответствует одному протонному эквиваленту, т.е. освобождению в результате реакций одного протона. Чем выше основность соединения, тем выше его химическое средство к протону, что равносильно смещению влево реакций типа указанной выше. Мерой этого смещения служит приращение величины свободной энергии $\Delta Z_T^{H_2O}$. Уменьшение этой величины соответствует усилению кислотных свойств.

Для корректной оценки общей основности горной породы, по методу А.А. Маракушева необходимо иметь: анализ породы, ее модальный (реальный) минеральный состав и состав породообразующих минералов. Поскольку в большинстве случаев, особенно при использовании литературных материалов, сведения о минеральном составе отсутствуют, то возможен другой путь определения основности — по суммированию величин $\Delta Z_T^{H_2O}$ для входящих в состав пород окислов металлов. Подробно методика расчетов обсуждается в работе Р.Н. Соболева и В.И. Фельдмана [62].

Как общий недостаток этого метода В.А. Жариков [33] отмечал возможность ошибок из-за невысокой точности значений ΔZ минералов в стандартных условиях и из-за отсутствия термодинамических данных по некоторым многозарядным ионам. В связи с этим целесообразно сравнить значения для разных температур [62], используя B_c как базисный параметр (рис. 2). Как видно из сравнения графиков, при общей близкой к линейной корреляции обоих параметров для всех температурных условий занижено значение величины ΔZ для двухвалентного железа и особенно для четырехвалентного титана (первый из них должен быть близок к марганцу, второй к кремнию и трехвалентному железу). Также можно считать, что для $T = 1200$ К несколько завышена величина ΔZ кремния. Однако эти неточ-

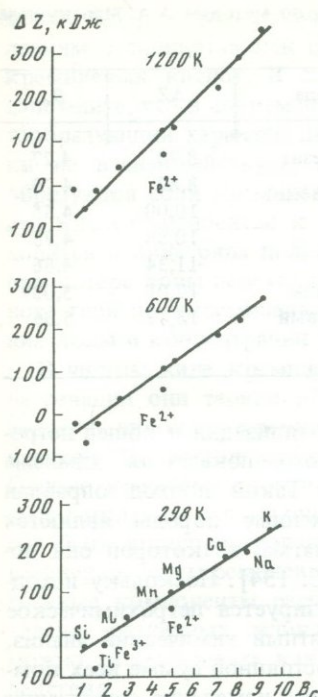


Рис. 2

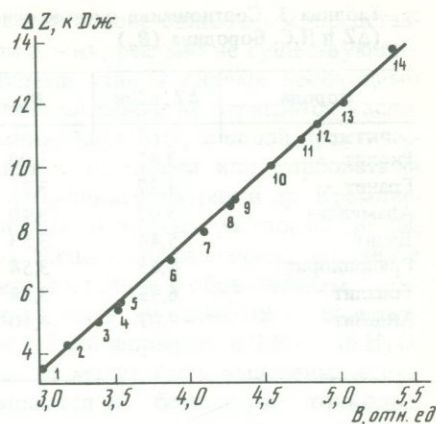


Рис. 3

Рис. 2. Зависимость оценки основности катионов по методу протонного эквивалента (ΔZ H_2O) от B_c

Рис. 3. Соотношение оценок основности пород по методам А.А. Маракушева (ΔZ) и Л.С. Бородина (B_0) для главных типов пород (см. табл. 3)

ности существенно не отражаются на общей оценке основности пород по методу А.А. Маракушева. Об этом наглядно можно судить по полному соответствию оценок основности B_0 и ΔZ .

В табл. 3 приведены оценки основности (B_0 и ΔZ) для группы средних составов главных типов пород, по Р. Ле-Метру: от базальтов до гранитов и риолитов, а также некоторых пород повышенной щелочности. Как видно из графика на рис. 3, построенного по этим данным, оба параметра связаны линейной корреляцией, что объясняется их прямой функциональной зависимостью от потенциала ионизации. Таким образом, оценки по обоим методам взаимозаменяемы. При этом очевидным преимуществом предложенного нами метода оценки основности по B_0 является значительно более простой способ вычисления величины B_0 по сравнению с вычислением величины $\Delta Z_T^{H_2O}$.

Как следует из статистического сопоставления различных петрохимических параметров для серии табличных составов известково-щелочных пород (по Р. Ле-Метру, Дели, А.А. Беусу и др.), величина B_0 закономерно связана с индексом дифференциации Торнтон-Таттла, кремнекислотностью, известково-щелочным показателем и другими параметрами. Корреляционная связь между ними близка к линейной. Поэтому величина B_0 может быть использована в качестве базисного показателя магматической дифференциации, особенно для выявления петрохимических различий в пределах серий, близких по кремнекислотности пород (базальты, траппы и др.).

Таблица 3. Соотношение оценок основности пород по методам А.А. Маракушева (ΔZ и Л.С. Бородина (B_0))

Порода	ΔZ , кДж	B_0	Порода	ΔZ	B_0
Риолит	3,47	3,00	Трахиандезит	8,70	4,27
Гранит	4,27	3,20	Трахит	8,87	4,29
Адамеллит	5,02	3,40	Сиенит	10,00	4,55
Дацит	5,44	3,53	Диабаз	10,88	4,75
Гранодиорит	5,65	3,54	Базальт	11,34	4,86
Тоналит	6,99	3,88	Трахибазальт	12,01	5,03
Андезит	7,87	4,10	Нефелиновый сиенит	13,72	5,36

В петрографии магматических пород при их типизации и общей петрохимической характеристике в качестве основного показателя химизма обычно берется содержание кремнезема SiO_2 . Такой подход оправдан тем, что, по Ф.Ю. Левинсону-Лессингу, "изверженные породы являются прежде всего силикатными породами, и что магна, из которой они получают, является магмой силикатной" [46. С. 134]. Поскольку исходным фактическим материалом, на котором базируется петрохимическое изучение магматических пород, служит силикатный химический анализ, то с изменением содержания кремнезема при постоянной сумме всех компонентов породы, равной 100%, сопряжено общее изменение содержания других петрогенных элементов. Среди них в качестве оснований кремнезему противостоят оксиды магния, кальция, железа и натрия. При пониженном содержании кремнезема породы соответственно должны быть обогащены этими основными элементами и определяются в петрографии как "основные", а богатые кремнеземом (кремнекислотой) породы — как кремнекислые, или кислые.

Так, согласно систематике магматических пород, рекомендуемой терминологической комиссией Петрографического комитета АН СССР, предлагается выделение следующих четырех групп пород по содержанию кремнезема (в %):

- 1) кислые $\text{SiO}_2 = 64-78$;
- 2) средние $\text{SiO}_2 = 53-64$;
- 3) основные $\text{SiO}_2 = 44-53$;
- 4) ультраосновные $\text{SiO}_2 = 30-44$.

Величина содержания SiO_2 широко используется также в качестве базисного параметра различных петрохимических диаграмм, характеризующих последовательное изменение состава магматических серий в процессе дифференциации исходных магм. В последние годы особенно популярны диаграммы соотношения кремнезема с K_2O или суммой Na_2O и K_2O , рекомендуемые для систематики и типизации базальтоидных и других магматических пород [51, 55].

Наряду с этим в петрологической литературе неоднократно высказывались утверждения, что оценка кислотности магматических пород по содер-

4944

жанию SiO_2 — дань традиционным, в своей основе ошибочным, представлениям о силикатах как солях гипотетических, реально не существующих кремниевых кислот. В связи с подобными утверждениями необходимо напомнить, что в современной неорганической химии не отрицается кислотообразующий характер диоксида кремния. Хотя SiO_2 с водой практически не взаимодействует, при сплавлении с щелочами или карбонатами образуются соли кремниевой кислоты — силикаты натрия и др. Кремниевая кислота относится к слабым кислотам. В водных растворах она находится в виде ряда полимеризованных соединений различного состава и при потере воды переходит в коллоидное состояние с образованием сложного геля поликремниевых кислот. Их состав в зависимости от содержания воды и концентрации SiO_2 отвечает общей формуле $n \text{SiO}_2 \cdot m \text{H}_2\text{O}$.

В чистом виде кремниевые кислоты не могут быть выделены — при нагревании они теряют воду и превращаются в безводную тонкодисперсную двуокись кремния SiO_2 . Поэтому в магматических расплавах, практически безводных, собственно кремниевые кислоты отсутствуют. Однако кремнекислородные комплексы, составляющие основу силикатных расплавов и входящие в состав породообразующих силикатов, могут быть интерпретированы как анионы и сопоставлены с радикалами различных поликремниевых кислот. По отношению к ним остальные главные компоненты расплава являются основаниями. Поэтому и образование различных силикатов, входящих в состав магматических пород, можно рассматривать как результат реакций кислотно-основного взаимодействия.

Теоретическому анализу проблемы кислотности—основности в петрологии посвящены исследования многих авторов (Д.С. Коржинский, В.В. Щербина, В.А. Жариков, А.А. Маракушев, Л.Л. Перчук, Л.Н. Когарко, И.Д. Рябчиков, В.С. Урусов и др.). Преимущественное внимание в этих исследованиях уделялось общей термодинамической интерпретации реакций образования силикатов и других минералов в магматических и гидротермальных процессах. Петрохимические аспекты петрогенезиса в рамках термодинамического подхода к оценке кислотности—основности пород наиболее подробно были рассмотрены А.А. Маракушевым, предложившим метод расчета общей основности любых пород по термодинамическим данным (метод протонного эквивалента).

Как следует из предыдущего, в практическом отношении для оценки основности магматических пород удобнее использовать введенную нами величину общей основности B_0 . Эта величина в такой же мере, как и оценки по методу протонного эквивалента, характеризует суммарную основность всех катионов магматического расплава (породы), но вычисляется значительно проще. Исходя из этой величины автором в 1978 г. был предложен новый рациональный метод оценки общей кислотности магматических пород. Согласно этому методу, степень кислотности (A_c) определяется соотношением кремнезема с остальными петрогенными катионами и оценивается по величине $A_c = \text{Si}/B_0$. Эта величина нормализована по кислотности полевого шпата, как предельно насыщенного кремнеземом "нейтрального" силиката с $A_c = 1$.

Величина A_c для полевого шпата состава $(\text{K}_{0,5} \text{Na}_{0,5}) \text{AlSi}_3 \text{O}_8$, определяемая соотношением трех атомов кремния (при $B_c = 1$) с остальными

2. Зак. 1508

Таблица 4. Пересчет химического состава гранита для определения величины A_c

Компонент	Содержание, мас. %	Катионы Me (ат. кол.) × 100	B_c	$\Sigma (Me \cdot B_c) \times \times 1000$
SiO ₂	72,10	1200	1	—
TiO ₂	0,19	2	1,5	3
Al ₂ O ₃	15,01	294	3	882
Fe ₂ O ₃	0,65	8	2	16
FeO	1,32	18	5	90
MnO	0,05	1	5	5
MgO	0,43	11	5,5	61
CaO	1,34	24	7,5	180
Na ₂ O	3,95	127	8,5	1080
K ₂ O	4,12	88	9,5	836
F	0,05	—	—	—
H ₂ O	0,45	—	—	—
Сумма	99,16			3153

$$4Si = 1200 \times 4 = 4800$$

$$A_c = 4Si / \Sigma Me \cdot B_c = 4800 : 3153 = 1,52.$$

катионами, равна:

$$A_c = \frac{3Si \times 1}{0,5K(B_c = 9,5) + 0,5Na(B_c = 8,5) + 1Al(B_c = 3)} =$$

$$= \frac{3Si \times 1}{0,5 \times 9,5 + 0,5 \times 8,5 + 1 \times 3} = \frac{3}{12},$$

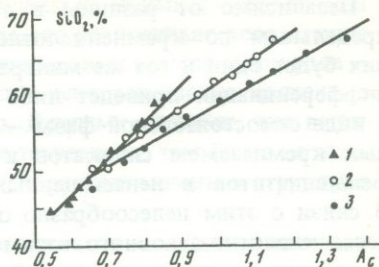
где в скобках указаны значения B_c для калия, натрия и алюминия.

Поскольку A_c для полевого шпата приравнивается к 1, дробную величину $\frac{3}{12}$ необходимо умножить на 4. Таким образом, в окончательную формулу расчета кислотности магматических пород вводится множитель 4, и формула представлена следующим простым выражением: $A_c = 4Si/B_0 = 4Si / \Sigma (Me \cdot B_c)$, где Si и Me — атомные количества кремния и катионов, а B_c — их относительная основность, оцениваемая по предложенной нами десятибалльной шкале. При величине $A_c > 1$ кремнекислотность пород выше, чем у полевого шпата, т.е. они должны содержать кварц (модальный или нормативный). Соответственно $A_c < 1$ характеризует недосыщенные кремнеземом породы. Величина A_c для распространенных магматических пород меняется в пределах от 0,4 до 1,5–1,7. Пример вычисления величины A_c дан в табл. 4.

Эффективность применения A_c в качестве наиболее универсального петрохимического параметра, с которым коррелируют любые из предложенных ранее показателей дифференциации, была показана автором на примерах различных магматических серий [12]. При этом особый интерес представляет возможность использования A_c для оценки петрохимической значимости таких базисных параметров, как кремнекислотность или индекс дифференциации Торнтон–Таттла.

Рис. 4. Зависимость кремнекислотности от A_c для серий разной щелочности

1 — базанитоидная, Удокан; 2 — трахибазальтовая, Силвер-Пик; 3 — низкощелочная известковая, Сент-Китс



При сравнении различных магматических серий специфика распределения в них кремнезема обычно не может быть оценена, поскольку содержание SiO_2 принимается за базисный петрохимический параметр (откладывается по оси абсцисс). Иначе говоря, как бы допускается петрохимически аналогичный характер распределения кремнезема в разных по основности сериях. Подобные допущения, в сущности, не согласуются с концепцией кислотно-основного взаимодействия.

Отсутствие наглядных графических методов оценки распределения кремнезема могло быть причиной не вполне обоснованных выводов и при оценке эффекта кислотно-основного взаимодействия. Так, высказывались мнения, что щелочные породы по сравнению с нормальными при сходной основности должны быть обеднены кремнеземом. В действительности, как уже отмечалось, щелочные и субщелочные породы могут быть богаче кремнеземом по сравнению с аналогичными по основности породами нормального ряда, поскольку характеризуются большим градиентом концентрации кремнезема (главным, часто единственным полевым шпатом в них является микроклин — более кремнекислый и одновременно с большей валовой щелочностью, чем плагиоклаз, характерный для пород нормальной основности).

Этот вопрос будет дополнительно рассмотрен в дальнейшем, при сравнении главных петрохимических трендов дифференциации нормальных и щелочных магм. Здесь же в качестве наглядного пояснения приведенного выше положения (рис. 4) приведем график соотношения SiO_2 и A_c в трех дифференцированных сериях [39; 85, 124]: щелочной базанитоидной (хр. Удокан, Прибайкалье), трахибазальтовой (Силвер-Пик, Западная Невада) и низкощелочной известковой (Сент-Китс, Малая Антильская дуга). Сопоставляемые серии в целом заметно отличаются по характеру концентрации кремнезема, особенно в конечных дифференциатах: в наиболее щелочной базанитоидной серии хр. Удокан дифференциация завершается на уровне 59% SiO_2 (щелочные трахиты), а в наименее щелочной — Сент-Китс — при 67% SiO_2 (дациты). При этом в нормативном составе щелочных трахитов хр. Удокан содержится до 6% нефелина и 75% щелочных полевых шпатов, а в дацитах Сент-Китс — 35% щелочного полевого шпата и 25–27% нормативного кварца. Однако градиент концентрации (скорость накопления) кремнезема в щелочной базанитоидной серии хр. Удокан заметно выше, чем в остальных. Поэтому при равной кислотности (и основности) кремнекислотность в щелочных породах будет выше, чем в субщелочных и известковых.

Независимо от разницы в степени щелочности базальтоидных серий предельным по кремнекислотности породообразующим силикатом для них будет один и тот же минерал — щелочной полевой шпат. Дальнейшая дифференциация приведет либо к накоплению избыточного кремнезема в виде самостоятельной фазы — кварца, либо к образованию ненасыщенных кремнеземом силикатов и алюмосиликатов — нефелина и других фельдшпатитов в ненасыщенных, т.е. в собственно щелочных породах. В связи с этим целесообразно остановиться на общих особенностях процесса кислотно-основного взаимодействия в силикатных расплавах, проявляющегося в закономерной сопряженности процесса концентрации щелочей и кремнезема. Эту сопряженность отражает и способ расчета предложенного автором параметра кислотности A_c .

Как уже было отмечено при рассмотрении основности пород, все катионы силикатных расплавов различаются по силе связи с кислородом: от минимальной у щелочных металлов, до максимальной у кремния. Сила связи ионов кремния и кислорода, определяющая тип кремнекислородных комплексов ("радикалов кислот"), отражает характер поляризующего действия иона кремния на окружающие его анионы кислорода в кремнекислородных тетрадрах. Поскольку эффект поляризации непосредственно проявляется в структурных особенностях силикатов, то возможна объективная оценка степени кислотности кремнекислотных радикалов рентгеноструктурными и другими экспериментальными методами.

Как показано Г.Рамбергом, Г.Грасселли и др., в ряду оксидов при переходе от оснований к ангидридам кислот, например $\text{SiO}_4\text{--PO}_4\text{--SO}_4$, с уменьшением основности катиона и соответствующим уменьшением разницы в электроотрицательности между катионом и кислородом возрастает доля ковалентной связи, т.е. степень поляризации аниона кислорода. При этом заметно уменьшается размер иона кислорода. Исходя из величины радиуса и заряда комплексного аниона, Г.Грасселли [105, 106] были рассчитаны величины анионных потенциалов (по аналогии с известными потенциалами Картледжа Z/R), как качественная мера связи: чем меньше ионный потенциал, тем более ковалентна связь и тем более кислотный характер имеет комплексный анион. Это положение можно подтвердить на примере уменьшения величины анионных потенциалов в ряду: $\text{AlO}_4^{5-} - 1,71$, $\text{SiO}_4^{4-} - 1,35$, $\text{PO}_4^{3-} - 1,07$, $\text{CO}_3^{2-} - 0,82$.

Для сопоставления различных типов кремнекислородных и алюмокремниевых анионов, согласно Г.Грасселли, рационально исходить из доли анионного потенциала, приходящегося на одну структурную группу SiO_4 . Так, для силикатов и алюмосиликатов, образующих известный ряд Боуэна, эта величина составляет: островные $\text{SiO}_4^{4-} - 1,40$, пироксены $\text{SiO}_3^{2-} - 1,05$, амфиболы $\text{Si}_4\text{O}_{11}^{6-} - 0,96$, слюды $\text{Si}_2\text{O}_5^{2-} - 0,87$, полевые шпаты $\text{AlSi}_3\text{O}_8 - 0,74$.

В ряду перечисленных минералов по мере усложнения структуры (полимеризация) закономерно возрастает соотношение атомов к кислороду в анионных комплексах: от 1:4 в островных силикатах (оливин) до 1:2,5–2,7 в слюдах и полевых шпатах. При этом увеличивается число атомов кислорода, играющих роль мостиков между атомами кремния. Соответственно возрастает степень ковалентности связи кремний–кислород,

поскольку валентные связи кремния направлены на меньшее число атомов кислорода. Как было показано Г. Рамбергом, это равносильно возрастанию электроотрицательности (кислотности) немостиковых атомов кислорода — тех атомов кислорода, которые в силикатах непосредственно связаны с катионами — атомами железа, магния и др. Другими словами, чем выше степень полимеризации кремнекислородных тетраэдров, тем более кислотными являются соответствующие кремнекислородные анионы в структуре силикатов.

Возрастанию кислотности в ряду от ортосиликатов к слюдам и полевым шпатам (тектосиликаты или каркасные силикаты), т.е. в ряду гипотетических кислот $H_4SiO_4 - H_2SiO_3 - H_{14}Si_8O_{22}(OH)_2 - H_6SiO_{10}(OH)_2 - H_4Si_3O_8$, соответствует закономерный ряд катионов возрастающей основности. Катионы, обладающие относительно большой поляризующей способностью, как бы стремятся окружить себя менее комплексными анионами, а катионы с наименьшей поляризующей способностью (т.е. наименее электроотрицательные — калий, натрий и др.) соединяются с высокополимеризованными кремнекислородными и алюмокремнекислотными анионами. Поэтому, например, такие элементы, как Ti, Fe или Zr, катионы которых сильно поляризуют кислород, встречаются в природе в виде оксидов или простых силикатов, а щелочные металлы — преимущественно в составе сложных силикатов и алюмосиликатов.

Эта закономерность, как было установлено Г. Рамбергом, находит термодинамическое объяснение в экзотермической направленности реакций минералообразования, смещения этих реакций в сторону соединений, образованных наиболее сильными кислотами и основаниями — правило максимальной нейтрализации или полярности. В соответствии с этим правилом наименее кислотным кремнекислородным радикалам соответствуют в природных соединениях наименее основные катионы. Так, для минералов из группы оливина (ортосиликатный радикал) типичны Fe, Mg и Mn и не типичны Ca, Na и Ba. Для пироксенов с более сильным метасиликатным (цепочечным) радикалом характерны также Ca и лишь в редких случаях Li и Na, особенно при специфических щелочных процессах. Для самых сильных алюмокремниевых анионов типичны наиболее сильные катионы — K и Na в щелочных полевых шпатах или Ca и Na в плагиоклазах, но не Fe или Mg.

Путем сравнения однотипных по кремнекислородным анионам, но с разными по основности катионами минералов Г. Рамберг и другие исследователи показали, что замена слабого катиона на более сильный (т.е. с большей величиной B_c) приводит к возрастанию ионной связи между катионом и анионом и усилению ковалентной связи, т.е. прочности внутри анионного кремнекислородного комплекса. С этим коррелируется возрастание температуры плавления соответствующих соединений, в °C:

MgSiO ₃	1524	LiAlSiO ₄	1388
CaSiO ₃	1540	NaAlSiO ₄	1526
SrSiO ₃	1580	KAlSiO ₄	1755
BaSiO ₃	1604		

Как уже было отмечено, силикатные расплавы являются специфиче-

скими ионными жидкостями — конденсированными ионными растворами (полиэлектролитами). В них отсутствует вода или какой-либо другой растворитель, в котором мог бы происходить обмен свободными ионами кислорода между основаниями и кремнекислородными анионами. При этом основная масса катионов, находящаяся в расплаве, так же как и кремний, окружена ионами кислорода, образуя с ними ионно-ковалентные связи. Поэтому определение немостиковых ионов кислорода как "свободных" и выделение кислорода в реакциях полимеризации типа $2\text{SiO}_4 = \text{Si}_2\text{O}_7 + (\text{O})$ или $\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + \text{SiO}_4 = \text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6 + 2(\text{O})$ являются в значительной степени условными, не отражающими в полной мере сущность процесса образования силикатов при магматической кристаллизации.

В соответствии с кристаллохимической интерпретацией этого процесса, подробно рассмотренной в работах Н.В. Белова, реакции образования силикатов в конденсированных средах существенно отличаются от реакций в разреженных жидких растворах. Направленность реакций образования силикатов предопределяется кларковыми соотношениями главных петрогенных катионов и кислорода в исходных базальтовых магмах. Эти соотношения обусловлены составом мантийных источников и условиями мантийной генерации базальтовых магм, в которых главными ликвидусными фазами являются оливин и пироксен.

Так, если средний состав базальтов и габбро, по А.П. Виноградову, выразить в атомных количествах петрогенных элементов, то соотношение их с кислородом при $\text{Si} = 1$ характеризуется в целом следующими цифрами: кислород — 3,2; Si — 1,0; Al — 0,4; Mg, Fe — 0,4; Ca — 0,2; Na, K — 0,1. Таким образом, отношение атомов кислорода к остальным элементам $\text{O}:\text{Me} = 3:2$. Эта пропорция достаточно близко отражает перидотитовый состав мантии при аналогичном соотношении пироксена и оливина.

Из приведенных цифр также следует, что в силикатном базальтовом расплаве количество атомов кремния примерно равно числу атомов всех остальных петрогенных элементов. Поскольку даже у наиболее основных катионов, т.е. с наибольшей величиной B_c , калия и натрия связь с кислородом не является полностью ионной, а у остальных катионов (см. табл. 1) связь с кислородом еще более ковалентна, в расплаве происходит своеобразная "борьба" за кислород между кремнием и остальными катионами, являющаяся отражением кислотно-основного взаимодействия.

В наиболее основных мантийных базальтовых магмах, обогащенных такими промежуточными по основности катионами, как алюминий, титан, железо и магний, значительная часть кислорода находится в составе окисных миналов MgO , FeO и Al_2O_3 вне кремнекислородных анионных радикалов и может выделяться в виде оксидов — различных ферри- и алюмошпинелей, в первую очередь магнетита (Fe_3O_4) и его разновидностей. Поскольку в этих оксидах соотношение $\text{O}:\text{Me} \geq 1$, то при величине $\text{O}:(\text{Me} + \text{Si}) = 3:2$ для расплава в целом на каждый атом кремния приходится меньше двух атомов кислорода. Другими словами, количества кислорода в расплаве недостаточно для образования радикала SiO_2 и соответствующего ему трехмерного каркаса из тетраэдрических групп SiO_4 .

Поэтому основу структуры силикатного расплава образует бесконечная трехмерная сетка из Si-тетраэдров и Al-тетраэдров, связанных между собой общими атомами кислорода.

По модели магматической кристаллизации, обоснованной Н.В. Беловым [4], из этой трехмерной, достаточно разреженной сетки обособленные плотноупакованные октаэдрические миалы MgO и FeO захватывают молекулы SiO₂ (происходит "силификация"), присоединяя кислород и кремний в количестве, близком к их первичному соотношению в расплаве, например $2(\text{Mg, Fe})\text{O} + \text{SiO}_2 = (\text{Mg, Fe})_2 [\text{SiO}_4]$ — оливин.

В результате этой реакции при взаимодействии двух молекул основного оксида (Mg и Fe) и одной молекулы кислотного (SiO₂) к кремнию переходят еще два атома кислорода, необходимые для образования тетраэдра $[\text{SiO}_4]^{4-}$ в структуре оливина. По мере остывания магматического расплава все большее число отрывающихся от него молекул SiO₂ соединяется с одиночными тетраэдрами SiO₄, связывая эти тетраэдры в пироксеновые цепочки: $(\text{Mg, Fe})_2 [\text{SiO}_4] + \text{SiO}_2 = (\text{Mg, Fe})_2 [\text{Si}_2\text{O}_6]$. В результате дальнейшей силификации образуется биотит, завершающий прерывистый реакционный ряд цветных минералов (реакционная серия Боуэна).

Выделение на начальном этапе магматической дифференциации оливина с преобладающим (2:1) соотношением катионов к кремнию, а затем выделение Fe-Mg пироксенов приводит к существенному повышению концентрации кремния и остальных катионов — алюминия, кальция и др. Такое изменение химического состава расплава позволяет особенно наглядно судить о зависимости его кислотности—основности не только от количественных соотношений катионов и кремнезема, но и различий в их основности (B_c), а также и кристаллохимических особенностей. Повышение концентрации кальция и еще более крупных катионов K и Na с преимущественно ионным типом связи приводит к усилению прочной ковалентной связи внутри комплексных анионов. В этом отношении особенно показателен алюминий благодаря его амфотерности, т.е. возможности находиться в шестерной (октаэдрической) или четверной (тетраэдрической) координации и выполнять основную или кислотную функцию в расплаве.

На начальном этапе магматической дифференциации, судя по составу выделяющихся силикатов магния и железа, практически не проявлен изоморфизм алюминия и кремния. Это свидетельствует о нахождении значительной части алюминия преимущественно в составе оксидных миалов и комплексов типа $[\text{AlO}_2]_n^-$ частично в виде Al^{3+} . По мере удаления из расплава магния и железа возрастает минералообразующая роль кальция — гораздо более крупного катиона, чем магний, с более сильными ионными связями. Поэтому для нейтрализации ионов кальция, находящихся в полостях стеклоподобной сетки магмы, необходимы более сильные анионы, чем радикалы островных и цепочечных силикатов. Это достигается путем перехода алюминия в четверную координацию с образованием комплексного алюмосиликатного аниона и его последующего выделения в составе молекулы анортита $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$. Переход к еще более сильному аниону $[\text{AlSi}_3\text{O}_8]^-$ возможен лишь в том случае, если в расплаве значительно повысится концентрация натрия (средние этапы дифференциации) и концентрации калия (конечные этапы), что приведет к

появлению наиболее кислотных анионов $[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ и к выделению щелочных полевых шпатов — $(\text{K}, \text{Na})\text{AlSi}_3\text{O}_8$ и $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$. С рассмотренными положениями согласуются имеющиеся многочисленные данные по кристаллизации кислых и основных доменных шлаков, а также характеризующие докристаллизационное состояние расплавов результаты экспериментального изучения алюмосиликатных стекол. Так, например, для стекол состава $\text{Na}_2 \cdot \text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$, охлажденных без кристаллизации, фиксируется не статистическое случайное, а упорядоченное распределение катионов: натрия — преимущественно в непосредственном соседстве с алюминием, а кальция — с кремнием. Иначе говоря, образование тех или иных кислотных анионов предопределяется не только соотношением алюминия и кремния, но и типом катионов в расплаве, их основностью (B_c). В присутствии щелочных катионов координация иона Al^{3+} меняется с шестерной на четверную, что приводит к образованию тетраэдров $[\text{AlO}_4]$, возникновению связей $\text{Si}-\text{O}-\text{Al}$ между тетраэдрами и синтезу алюмокремнекислородных анионов.

Подытоживая, можно наметить следующие положения.

1. Кислотность магматических расплавов и пород определяется образующимися в процессе кристаллизации кремнекислородными анионами, сходными с анионами поликремниевых кислот. Возрастанию силы этих кислот отвечает следующий ряд анионов: $[\text{SiO}_4]^{4-} - [\text{Si}_2\text{O}_7]^{6-} - [\text{SiO}_3]^{2-} - [\text{Si}_4\text{O}_{11}]^{6-} - [\text{Si}_4\text{O}_{10}]^{4-} - [\text{AlSiO}_4]^- - [\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]^{2-} - [\text{AlSi}_3\text{O}_8]^-$.

2. В приведенном выше ряду усилению кислотности в процессе магматической кристаллизации соответствует увеличение содержания кремния по отношению к кислороду и остальным петрогенным катионам, т.е. качественным показателем роста кислотности при кристаллизационной дифференциации магм является возрастание содержания SiO_2 в расплаве и в составе породообразующих минералов.

3. Величина кислотности (тип анионов), определяющаяся степенью полимеризации кремнекислородных тетраэдрических радикалов SiO_4 , также непосредственно зависит от состава катионной части расплава. Необходимым условием возрастания кислотности и перехода от кремне-к алюмокремнекислородным анионам является повышение концентрации катионов щелочноземельных и особенно щелочных металлов — натрия и калия, характеризующихся большей основностью (ионностью связей), чем основность элементов протокристаллизации — магния и железа. Поэтому оценка кислотности магматических расплавов является одновременно и оценкой их основности, отражающей органическую взаимосвязь этих двух принципиальных характеристик состава магмы. Таким образом, количественная оценка кислотности как характеристики комплексного кислотно-основного взаимодействия всех компонентов расплава должна базироваться на соотношении кремния с остальными петрогенными катионами, определяющими общую основность расплава, с учетом основности каждого катиона.

Показателем общей основности силикатного расплава и магматических пород, как уже говорилось, является величина $B_0 = \sum (\text{Me} \cdot B_c)$, где B_c — относительная основность каждого катиона. Поэтому соотношение $\text{Si}:B_0$ является показателем относительной кислотности, учитывающим одновременно изменение концентрационных отношений $\text{Si}:\sum\text{Me}$ в связи с ти-

пом кислотных анионов и основность сопряженных с ними катионов, что отражает ионную силу расплава.

В ряду главных породообразующих минералов магматических пород: оливин—пироксен—плаггиоклаз—щелочной полевой шпат — отношение атомных количеств Si/Me возрастает в 3 раза — от 1:2 до 3:2. Аналогичное возрастание содержания кремния (в атомных количествах) наблюдается в эволюционном ряду от перидотитов и пироксенитов к базальтам, андезитам, дацитам и их интрузивным аналогам. Последовательному изменению состава пород в этом эволюционном ряду, представляющем наиболее распространенный известково-щелочной тренд магматической дифференциации, соответствуют, как известно, реакционные серии минералов (ряд Боуэна). Общим минералом для сходящихся ветвей этого ряда: левой — прерывистой (цветные минералы) и правой — непрерывной (плаггиоклазы) — является щелочной полевой шпат.

В рамках рассмотренного выше механизма кислотно-основного взаимодействия и силификации щелочной полевой шпат завершает серию минералов с последовательным возрастанием кремнекислотности анионов. Для правой ветви боуэновского ряда выделение щелочного полевого шпата означает завершение непрерывной изоморфной серии плаггиоклазов, где смена известково-щелочных членов серии щелочными также идет с увеличением кремнекислотности по схеме: $CaAl \rightarrow NaSi$ (смена основного анортита $CaAl_2Si_2O_8$ кислым альбитом $NaAlSi_3O_8$). Таким образом, в ряду алюмосиликатов и силикатов щелочной полевой шпат предельно насыщен кремнеземом, выделяющимся в дальнейшем в виде собственного минерала — кварца.

В эволюционном известково-щелочном ряду смене известково-щелочных полевых шпатов (плаггиоклазов) щелочными, обычно калиево-натриевыми, соответствует смена андезитов дацитами, а в случае субщелочного тренда дифференциации — трахиандезитами и трахитами. В интрузивных сериях этому отвечает переход от диоритов к сиенитам и щелочным сиенитам. Магматические расплавы, аналогичные подобным бескварцевым щелочно-полевошпатовым породам, можно принять за нейтральные, т.е. предельно насыщенные кремнеземом. При оценке кислотности такого "нейтрального" магматического расплава по величине $A_c = Si/B_o$ удобно принять за единицу кислотность полевого шпата, введя множитель 4.

Таким образом, при оценке кислотности любого магматического расплава и соответствующей ему породы достаточно вычислить величину A_c по общей формуле $A_c = 4Si/\Sigma(Me \cdot B_c)$, где Si и Me — атомные количества кремния и катионов, которые рассчитываются по данным полного химического анализа. Значение B_c для каждого катиона определяется согласно приведенной ранее десятибалльной шкале.

Расчет A_c (см. табл. 4) предельно прост и гораздо менее трудоемок по сравнению с иными вычислениями параметров кислотности, например по методу А.Н. Заварицкого. Поскольку A_c оценивается как относительная величина, то приводить результаты химического анализа к 100% необязательно. В случае повышенного содержания P_2O_5 , CO_2 и других примесей (свыше 1%) необходимо вычитать соответствующие количества кальция и других компонентов, связанных с возможным наличием в породе кальцита, апатита и др.

Таблица 5. Петрохимические параметры кислотности магматических пород

Порода	A_c	SiO_2 , мас.%	Q , %	KB	AOR	An , %
Оливиновое габбро	0,61	47,12	—	—	39	67
Габбро	0,68	50,45	—	—	47	58
Базальт	0,74	50,39	4	13	48	58
Диорит	0,97	59,82	13	23	64	44
Андезит	1,02	60,51	15	26	63	45
Андезит (роговообманковый)	1,07	62,10	17	28	62	44
Гранодиорит	1,25	66,50	22	32	72	38
Риодацит	1,26	67,01	22	31	76	34
Дацит	1,27	66,78	23	32	75	33
Гранит	1,46	70,91	29	35	86	23
Риолит	1,64	73,95	33	37	91	16
Липарит	1,68	73,89	34	39	91	16

В ряду распространенных типов магматических пород — от дунитов и базальтов до риолитов и гранитов — величина A_c возрастает в 3–4 раза: от 0,4–0,5 до 1,5–1,7, т.е. изменяется в более широком диапазоне, чем SiO_2 для соответствующих пород (от 45 до 75%, т.е. примерно в 1,5–2 раза). В соответствии с принятым при расчете A_c условием насыщения кремнеземом значение $A_c = 1$ является предельным для бескварцевых субщелочных и щелочных пород. При $A_c > 1$ в породах должен содержаться кварц (модальный или нормативный). В нормальных известково-щелочных породах состав полевого шпата не достигает предельной щелочности, и кварц появляется в них при величине A_c , равной 0,8–0,9. В бескварцевых щелочных породах предельное значение A_c меньше 1 из-за присутствия нефелина и других минералов с низкими величинами A_c . В нормальном ряду эффузивных и интрузивных пород значения A_c для наиболее кремнекислых разновидностей гранитов всегда меньше 2. Поэтому большие значения A_c обусловлены процессами окварцевания (грейзены и др.).

В табл. 5 приведены характерные для наиболее распространенных пород (средние составы, по Дели) значения A_c и некоторых других петрохимических показателей кислотности: нормативного кварца Q , кварцевого параметра KB (доля нормативного кварца в % от суммы щелочных полевых шпатов и кварца), анортитового числа An (состав плагиоклаза по содержанию анортитовой молекулы), полевошпатового показателя AOR (количество щелочных полевых шпатов в % в общей сумме нормативного ортоклаза, альбита и анортита). По данным этой таблицы построены графики соотношения A_c и других параметров, свидетельствующие о их тесной корреляции (рис. 5).

Величина A_c , согласно определению, отражает концентрационные соотношения всех петрогенных компонентов и характеризует изменение общей основности магматического процесса. Поэтому с A_c должно коррелироваться изменение содержания не только главных петрогенных элементов, но и элементов-примесей, особенно литофильных ("остаточных" или так называемых несовместимых — incompatible). Проявление такой

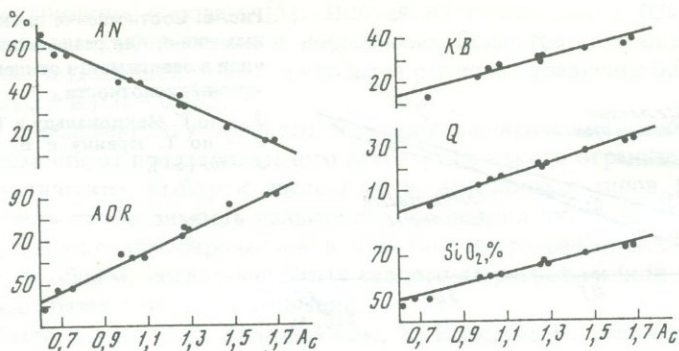


Рис. 5. Зависимость петрохимических параметров от величины A_c для главных типов магматических пород (до Дели)

корреляции — следствие принципа когерентности петрогенных и редких элементов в процессе магматической дифференциации [13]. Таким образом, при сравнении магматических серий величину A_c целесообразно использовать как главный базисный параметр для петрохимических и различных геохимических диаграмм.

Щелочность

В петрохимии щелочностью обычно называется валовое содержание в породах щелочных металлов — калия и натрия (или их оксидов). В качестве параметра щелочности чаще всего используется непосредственное значение суммы K_2O и Na_2O (мас.%) или величина $(Na_2O + 0,7K_2O)$, учитывающая разницу в их молекулярных весах. Она может быть заменена суммой атомных количеств щелочных металлов ($K + Na$), что соответствует более строгому определению щелочного параметра как показателя щелочнометальности.

Наряду с кремнекислотностью величина щелочности широко применяется при характеристике магматических пород и серий, поскольку их петрологическая типизация и петрографическая классификация в значительной степени основаны на выделении щелочных и нормальных (известково-щелочных) пород и магматических формаций. В тех и других абсолютное содержание щелочных металлов обычно возрастает в процессе магматической дифференциации и само по себе может быть недостаточно информативно. Поэтому для определения щелочности необходимо соотносить величину щелочного параметра с каким-либо индексом дифференциации, обычно с содержанием SiO_2 (диаграмма $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$). Бинарная классификационная диаграмма $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$ в настоящее время принята в качестве графической основы для генеральной системы магматических пород, подробно рассмотренной в монографиях [51, 55]. Диаграмма $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$ часто используется для разграничения базальтоидов, их разделения на щелочные и толеитовые (субщелочные) в зависимости от положения фигуративных точек составов относительно определенной дискриминантной линии. В этом отношении

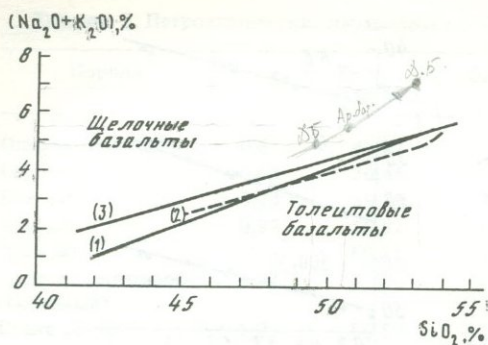


Рис. 6. Соотношение дискриминантных линий для разделения базальтоидов в зависимости от щелочности и кремнекислотности

- 1 — по Г. Макдональду и Т. Каууре;
- 2 — по Т. Ирвину и В. Барагару;
- 3 — по [51]

наиболее известна диаграмма Макдональда—Каууры, первоначально рассчитанная по данным химических анализов гавайских базальтов (рис. 6). На этой диаграмме дискриминантная линия является эмпирической границей, разделяющей поля двух крупных групп базальтов и базальтоидов: щелочную и толейтовую. Предварительное отнесение базальтоидов к той или иной группе определяется петрографическими критериями. Для пород толейтовой группы характерны реакционные отношения между оливином и бедным кальцием пироксеном, а также наличие интерстициальной стекловатой фазы, представляющей собой кремнекислый остаточный продукт кристаллизации (в интрузивных фациях ему соответствуют кварц-полевошпатовые сростки). Последняя особенность подчеркивает потенциальную способность исходной толейтовой магмы к отделению кремнекислых остаточных расплавов. Для щелочных базальтов характерны оливин в виде вкрапленников и в основной массе, а также кальциевые пироксены (салит, авгит). В составе интерстициальных выделений могут присутствовать щелочной полевошпат, а также нефелин и анальцит.

Следует отметить, что только одни петрографические критерии не всегда достаточны для однозначного разделения базальтов на две указанные группы. Так, в некоторых толейтовых лавах, содержащих моноклинный пироксен, оливин может встречаться в составе основной массы без признаков реакционных взаимоотношений. По данным Д. Уилкинсона, в относительно калиевых толейтовых породах и в разностях с нормальным оливином щелочной полевошпат является потенциальной фазой основной массы и не сопровождается модальным кварцем. Во многих случаях петрографическое разграничение щелочной и субщелочной групп среди эффузивных пород невозможно из-за недостаточности оптических методов определения состава пироксенов в основной массе. Таким образом, очевидно, что и положение разделительной линии на диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ не может быть строго определено и будет зависеть от того, как предварительно базальтоиды будут разграничены на щелочные и толейтовые.

Поэтому, помимо диаграммы Макдональда—Каууры, предлагались и другие варианты диаграммы $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ с несколько иным положением дискриминантной линии, например Х. Куно или Т. Ирвиним и В. Барагаром [106]. К ним приближается положение разделительной линии на диаграмме, предложенной авторами коллективной монографии

по магматическим породам [5]. Исходя из статистического разграничения выборок субщелочных и нормальных базальтов, для определения этой линии в указанной работе приводится расчетное уравнение $0,014\text{SiO}_2 - 0,056(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) = 0,482$.

Из-за определенной условности подобных эмпирических линий, ввиду их зависимости от предварительного петрографического ограничения объема статистических выборок щелочных и нещелочных типов базальтов вряд ли есть необходимость дальнейшего уточнения линии Макдональда—Капуры, широко апробированной в практике петрографических исследований и, в общем, согласующейся с геолого-петрографической типизацией крупных базальтоидных ассоциаций.

Как было показано Д. Уилкинсоном, Х. Йодером, К. Тилли и другими исследователями, наиболее бесспорное подразделение базальтовых пород на две группы — щелочную и субщелочную (толеитовую) — может основываться только на нормативных составах этих пород, т.е. в зависимости от присутствия нормативного нефелина или кварца. Исходя из данных по составу базальтов и их более щелочных дифференциатов, а также из результатов экспериментальных петрологических исследований, Р. Макдональд и Т. Капура, Д. Грин и А. Рингвуд и др. предложили содержание нормативного нефелина, равное 5%, считать границей между щелочными базальтами (трахибазальтами) и более недосыщенными базальтоидами — базанитоидами. Таким образом, к щелочным отнесены базальты с содержанием 0—5% нормативного нефелина.

Принципиальным недостатком диаграммы $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ в петрохимическом аспекте можно считать выделение среди базальтов только двух главных групп. При этом поле толеитовой группы, противопоставляемой щелочной базальтовой или субщелочной, наряду с собственно толеитами включает и известково-щелочные породы. С этим нельзя согласиться, поскольку известково-щелочные породы широко развиты как особый формационный тип в составе окраинно-континентальных (андезитовых) и других орогенных формаций. По своим геохимическим, металлогеническим и генетическим особенностям они существенно отличаются от типичных толеитов — океанических, континентальных (траппы) или островодужных.

Также и в поле щелочных базальтов на рассматриваемой диаграмме, захватывающей обычно широкий (от 40 до 60%) интервал содержаний SiO_2 , наряду с базальтами и базанитоидами (0—10% нормативного нефелина) заключены и составы существенно нефелиновых, т.е. собственно щелочных пород. Поэтому возникает вопрос, насколько вообще оправдано отнесение базальтов к щелочным породам, так как в характеристическом для них интервале кремнекислотности (45—50%) они большей частью не содержат модальный нефелин и другие типоморфные щелочные минералы. В последние годы, исходя из рекомендаций терминологической комиссии Петрографического комитета АН СССР, в некоторых учебных руководствах и справочных петрографических изданиях щелочные базальты не выделяются и рассматриваются в составе субщелочной группы, поскольку в них нет модального нефелина или щелочных темноцветных силикатов. С подобным подходом вряд ли можно полностью согласиться.

Дело не только в том, что принцип классификации по модальному минеральному составу оправдан в наибольшей степени для плутонических пород и его безусловное перенесение на афанитовые и неполнокристаллические породы практически не целесообразно. Не менее важно учитывать и петрологическую специфику пород, определяющуюся их химическим составом. Это особенно принципиально для базальтов, поскольку они представляют родоначальные магмы. Так, хорошо известно, что присутствие в составе базальта даже небольшого количества потенциальной (нормативной) нефелиновой молекулы может предопределить путь последующей фракционной дифференциации, приводящей к появлению типичных щелочных (нефелиновых) остаточных пород. Поэтому уже небольшая разница в составе базальта в случае типичных для вулканогенной дифференциации условий температуры и давления определяет его положение относительно термального барьера, разделяющего насыщенные и ненасыщенные кремнеземом составы. Тем самым определяется и формационный тип дифференцированных магматических серий, заканчивающийся нефелин- или кварцсодержащими породами.

К тому же сама группа "субщелочных" базальтоидов, в которую предлагается включить щелочные базальты, по минеральному составу не может быть четко отделена от "нормальных" и "щелочных" основных пород, если эти группы сопоставлять только по главным классификационным параметрам — содержанию щелочей и кремнезема. Так, например, на схеме общей систематики магматических пород, приводимой в коллективной монографии "Магматические горные породы" [51, С. 24] и воспроизводимой схематично в этой монографии на рис. 7, границы как нефелин-, так и кварцсодержащих пород далеко заходят в область субщелочных пород. Дополнительные петрографические критерии по особенностям минерального состава, как уже было отмечено выше, не всегда являются достаточно эффективными.

Включаемые в общую субщелочную группу по признаку отсутствия модального нефелина щелочные (калиево-натриевые) базальты и менее щелочные, хотя иногда и более калиевые, трахибазальты и шошониты характеризуются различными петрохимическими трендами. Поэтому и формационный набор пород для тех и для других исходных магм будет различен: для типичного щелочно-базальтового тренда характерно появление конечных щелочно-трахитовых и фонолитовых дифференциатов, а для собственно субщелочного (трахибазальтового, латитового) — различных кварцсодержащих пород. Таким образом, при петрохимическом анализе магматических серий, что является основным содержанием настоящей работы, целесообразно сохранить традиционный принцип выделения группы щелочных базальтов как умеренно-щелочных пород, переходных от субщелочных к высокощелочным.

Первоначальное разделение базальтоидов на две главные группы — толеитовую и щелочно-базальтовую — в определенной степени отражало ранние, широко известные представления В. Кеннеди о трендах дифференциации базальтовых магм и выделении для них двух исходных генотипов — толеитового и оливин-базальтового. Последующие обобщения, выполненные на значительно более широкой фактической основе, например в известных работах Ф. Тернера и Дж. Ферхугена, С.Р. Нокколдса

Рис. 7. Главные группы пород на диаграмме щелочность–кремнекислотность

1–4 – границы групп пород: 1 – субщелочных (1 – габброиды, 2 – латиты, 3 – трахидациты, 4 – трахибазальты, 5 – трахиты), 2 – фельдшпатоидных, 3 – фельдшпатоидных с цветными щелочными минералами, 4 – распространённых магматитов



и Р. Аллена, показали необходимость выделения третьего главного типа базальтоидных серий и ассоциаций – известково-щелочного и соответствующей ему исходной известково-щелочной базальтовой магмы. В качестве характерных представителей этой магмы, согласно Х. Куно, следует принять высокоглиноземистые базальты орогенных ассоциаций.

Не останавливаясь специально на обсуждении дискуссионного и в настоящее время вопроса об исходных (мантийных) базальтовых магмах, отметим, что на дискриминантной диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ высокоглиноземистые, точнее, известково-щелочные базальты занимают промежуточное положение между щелочными и толеитовыми типами. Это вызывает необходимость проведения каких-то дополнительных дискриминантных линий для более дробного подразделения базальтов. Подобные дополнительные линии для промежуточной известково-щелочной группы проводятся обычно параллельно базисной линии Макдональда–Кацуры по обе стороны от нее. Этим нарушается первоначальный классификационный принцип данной диаграммы, поскольку фактически отпадает необходимость и в исходной дискриминантной линии.

Еще более существенно то обстоятельство, что проведение дополнительных линий, параллельных исходной раздельной линии, является простым формальным приемом разграничения базальтоидов, не согласованным с естественными петрографическими типами пород и петрохимическими трендами базальтоидных серий. Последнее особенно принципиально в связи с проблемой петрологической типизации базальтоидных серий, когда разграничению подлежат не случайные, как в формальных статистических выборках, а петрологически детерминированные совокупности пород.

Как уже было отмечено, не случайный, детерминированный по химическому составу отбор магматических фаз предопределен исходным составом базальтовых мантийных выплавов и последующими закономерностями кислотно-основного взаимодействия в природных силикатных расплавах. С этим согласуются и общие выводы по результатам современных петрологических исследований: "Изверженные породы не являются случайными продуктами плавания различных минеральных ассоциаций. Короче говоря, схема последовательности кристаллизации является основой петрологии изверженных пород. Она показывает, что образование базальтовых и нефелиновых магм строго контролируется физико-химическими условиями" [36. С. 135]. Таким образом, породы, объеди-

ненные в генетические серии, — продукты последовательной магматической дифференциации — принадлежат к определенным, близким к линейным множествам, петрологическим трендам.

Петрологические тренды в различных петрохимических координатах для совокупности разных базальтовых серий могут быть представлены расходящимися от начала координат трендовыми пучками. Это относится и к разделительной диаграмме в координатах $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$. Дискриминантная линия Макдональда—Кацуры является одной из возможных линий в пучке трендов на данной диаграмме. Эта линия, как было показано в работах Х. Йодера, Т. Ирвина и В. Барагара, С. Делонга и М. Гоффмана, близка к проекции критической плоскости насыщения кремнеземом на базальную плоскость нефелин—форстерит—кварц в обобщенном нормативном тетраэдре Йодера—Тилли, где четвертой фазой является клинопироксен. Критическая плоскость оливин—пироксен—плаггиоклаз, с которой может быть соотнесена линия Макдональда—Кацуры, близка к термальной границе, разделяющей остаточные низкотемпературные щелочные или кремнекислые расплавы. Соответственно естественные эволюционные тренды таких расплавов, обедненных компонентами темноцветных минералов и обогащенных либо нефелином, либо кварцем, не будут параллельны разделительной пироксен—плаггиоклазовой линии Макдональда—Кацуры или другим заменяющим ее линиям.

Отражение этого обстоятельства можно видеть в том, что на общих классификационных диаграммах в координатах SiO_2 —щелочи границы главных групп магматических пород, различающихся по присутствию кварца или нефелина, не параллельны и сходятся к базальт-пикритовой области составов (см. рис. 7). Такое положение граничных линий не случайно. Оно вытекает из связи главных групп пород — кварцсодержащих, нефелинсодержащих и промежуточных — с главными типами котектических магматических серий, для которых в координатах $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ характерны не параллельные, а сходящиеся к началу координат тренды. В качестве наглядного примера трендового пучка базальтоидных серий на рис. 8 приведены графики соотношения щелочности и кремнекислотности в сериях океанических островов и островных дуг по Т.И. Фроловой и Л.Л. Перчуку [52]. В составе входящих в этот пучок серий представлены все главные магматические ряды базальтоидов: от низкощелочных толеитовых до щелочных базальт-трахитовых (фонолитовых). Как будет показано в дальнейшем, трендовые пучки линейных графиков изменения валовой щелочности, содержания калия и кальция являются наиболее рациональной основой для разделения главных типов базальтоидных пород и серий.

При характеристике процессов магматической дифференциации и образования различных базальтоидных пород и серий натрия и калий нередко рассматривались как петрологически близкие элементы. Этим определяется и выбор величины суммарной щелочности в качестве главного петрохимического параметра. Однако сопоставление главных типов распространенных базальтоидных серий и модельные расчеты, позволяющие оценить распределение петрогенных элементов на основных стадиях магматического фракционирования, выявляют существенные различия в характере распределения обоих элементов. По сравнению с калием натрий

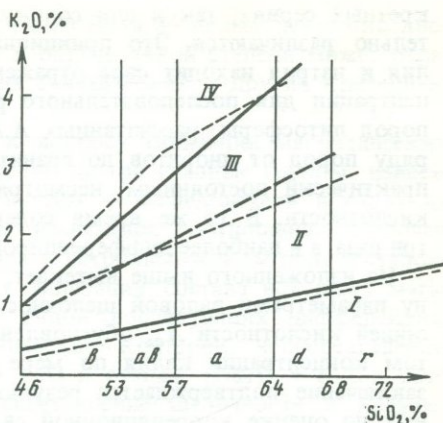
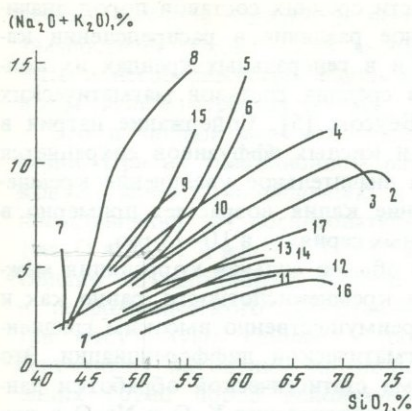


Рис. 8. Тренды щелочности в вулканических сериях океанических островов и островных дуг по [72]

1 - Гавайи (Килауэа), 2 - Пасхи, 3 - Буве, 4 - Вознесение, 5 - Тенерифе, 6 - Фернанду-ди-Норонья, 7 - Таити (поздняя серия), 8 - Таити (ранняя серия), 9 - Гавайи (Мауна Кеа), 10 - Беринга, 11 - Кунашир, 12 - Малая Антильская дуга (внутренняя); 13, 14 - Парамушир, 15 - Шикотан (Малокурульская серия), 16 - Кунашир (вулкан Менделеева), 17 - Малая Антильская дуга (внешняя)

Рис. 9. Диаграмма K_2O-SiO_2 для разделения базальтоидных серий

I-IV - поля: I - низкокалиевое, II - среднекалиевое, III - повышено-калиевое, IV - высококалиевое; штриховые линии - границы полей на диаграмме Пеккерилло-Тейлора

можно определить как петрологически "пассивный" элемент, практически полностью связанный в плагиоклазовой составляющей магматических расплавов на протяжении большей части магматического процесса. В отличие от него калий не захватывается кристаллическими фазами базальтоидов не только на начальных, но и на главных этапах формирования дифференцированных серий. При этом сколько-нибудь существенно не проявлен и изоморфизм натрия и калия в структурах плагиоклазов. Таким образом, эффективная щелочность в процессе эволюции базальтовых магм при их перемещении в верхние горизонты земной коры определяется преимущественно активностью калия, не входящего в состав отделяющихся порообразующих минералов и постепенно концентрирующегося в остаточных фракциях.

Эта важная черта поведения калия обуславливает его особенно тесную связь (геохимическую когерентность) с "остаточными" литофильными элементами-примесями: ниобием, цирконием, редкими землями и др., также концентрирующимися в остаточных магматических расплавах. На конечных стадиях магматической дифференциации, когда наряду с кислым плагиоклазом начинает выделяться существенно калиевый полевой шпат и в составе последнего широко проявлен изоморфизм натрия и калия, концентрация калия обычно продолжает возрастать, а концентрация натрия сохраняется примерно на одном уровне или уменьшается. Поэтому концентрационные тренды обоих элементов относительно какого-либо общего параметра дифференциации (A_c , SiO_2 и др.) как в кон-

клетных сериях, так и для совокупности средних составов пород значительно различаются. Это принципиальное различие в распределении калия и натрия находит свое отражение и в генеральных трендах их концентрации для последовательного ряда средних составов магматических пород литосферы, рассчитанных А.А. Беусом [5]. Содержание натрия в ряду пород от диоритов до гранитов и кислых эффузивов сохраняется практически постоянным, несмотря на значительное увеличение кремнекислотности. В то же время содержание калия возрастает примерно в три раза, а в наиболее дифференцированных сериях — в 10–15 раз.

Из изложенного выше вытекает, что обычно сильная корреляция между параметрами валовой щелочности и кремнекислотности, равно как и общей кислотности A_c , обусловлена преимущественно высоким градиентом концентрации калия по мере магматической дифференциации. Это заключение подтверждается результатами статистической обработки данных по оценке корреляционной связи распределения K_2O и Na_2O в выборке средних составов известково-щелочных пород по Дели, Нокколдсу, Ле-Метру и др. Подобная характеристика этой выборки, представляющей генеральный известково-щелочной формационный тренд, будет дана нами в заключительной главе.

Как следует из результатов статистического анализа, фактическое отсутствие корреляции или слабая связь между Na_2O и параметрами дифференциации не отражается на сильной, близкой к линейной, корреляции между $(Na + K)$, ат. кол., A_c и SiO_2 . Поскольку содержание K_2O хорошо коррелирует с общей щелочностью и кремнекислотностью, отличаясь при этом широким диапазоном вариаций — от 0,2 до 3–5%, калий нередко используется как индикаторный элемент при типизации базальтов и базальтоидных серий. Индикаторная роль калия особенно известна в связи с выяснением магматической зональности относительно зон Беньофа и типизацией последовательно формирующихся островодужных и других базальтоидных ассоциаций. В зарубежных публикациях для этой цели наиболее часто используется диаграмма Пеккерилло–Тейлора (рис. 9). По соотношению K_2O и SiO_2 на диаграмме выделяются четыре поля базальтов и базальтоидов: I — низкокалиевых (до 0,3–1,6 K_2O), II — среднекалиевых или нормальнокалиевых (до 1,2–3,0), III — высококалиевых (до 1,6–4,0) и IV — щелочных калиевых базальтоидов (абсарокитов, шошонитов и др.).

Эта диаграмма была несколько уточнена автором и Р.И. Лутковым с учетом особенностей распределения калия в 20 базальтоидных сериях, представляющих ряд типовых в геодинамическом отношении континентальных и океанических провинций — островодужных, рифтогенных и др. [16].

Щелочно-кальциевый параметр и диаграмма $(Na + K)/Ca - A_c$ для типизации магматических серий

При обсуждении проблемных вопросов происхождения изверженных пород и образования главных магматических серий нередко отмечается неполнота наших знаний о глубинах Земли и первичных магматических источниках как объективная причина неоднозначности тех или иных ко-

нечных выводов. Однако не всегда принимается во внимание, что неоднозначность петрологических выводов в определенной степени может отражать и несовершенство используемых генетических и других критериев, в том числе и петрохимических.

Это в полной мере относится и к вопросу типизации магматических серий. При их традиционном разделении на три главные группы: известковую, известково-щелочную и щелочную — исследователи исходят из представления о последовательном изменении соотношения щелочей (Na_2O и K_2O) и извести (CaO) в едином петрохимическом поле составов. Однако до настоящего времени для типизации состава исходных магм и петрохимического сопоставления рядов последующих дифференциатов отсутствуют единые петрохимические критерии, непосредственно основанные на оценке соотношения CaO и суммы ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$). Для одних групп пород используется соотношение щелочности и кремнекислотности, для других — за более значимые принимаются иные признаки: содержание K_2O , различные нормативные показатели и др. Очевидно, что на такой методической основе трудно добиться четкой, непротиворечивой типизации пород. Поскольку суммарная щелочность возрастает в любых базальтоидных сериях по мере магматической дифференциации, то в качестве главного критерия различия субщелочных и щелочных серий большей частью служит не абсолютная величина щелочности ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), а ее соотношение с другими окислами, в первую очередь кремнеземом (диаграмма Макдональда—Кацуры). Для подразделения субщелочных серий на известковистые толеитовые и нормальные известково-щелочные обычно привлекается еще один критерий — соотношение магния и железа на диаграмме *AFM*.

Оба указанных критерия не позволяют непосредственно оценить количественное соотношение кальция ("извести") и щелочных металлов в выделяемых группах магматитов. Поэтому широко используемые в петрологии определения главных групп по степени щелочности базальтоидов (известково-щелочные, умеренно-щелочные, толеитовые и др.) также не имеют четких количественных разграничений в зависимости от соотношения кальция и валовой щелочности. Эта неопределенность, неоднократно обсуждавшаяся многими авторами, связана также с тем, что на диаграммах *AFM* не удается четко обособить фигуративные точки различных серий, поскольку их средние и особенно кремнекислые дифференциаты могут быть практически неразличимы по соотношению щелочных и фемических компонентов.

Автором для типизации базальтоидных и других серий был предложен параметр $(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca}$, одновременно учитывающий и суммарную щелочность и известковистость [12, 18]. В дальнейшем на основе данных по 30 представительным дифференцированным эффузивным сериям из различных континентальных и океанических петрографических провинций было рассмотрено изменение величины $(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca}$ во всем диапазоне магматической дифференциации. В качестве показателя дифференциации был взят параметр A_c . Порядок расчета параметров $(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca}$ и A_c на примере состава андезита приведен в табл. 6.

По сравнению с обычно используемым показателем валовой щелочности ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) изменение величины $(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca}$ в сериях разной

Таблица 6. Пересчет химического состава андезита на параметры A_c и $(Na + K)/Ca$

Компонент	Содержание,	Катионы Me (ат.кол.) × × 1000	B_c	$\Sigma(Me \cdot B_c) \times 1000$
SiO ₂	59,62	992	1	—
TiO ₂	0,80	10	1,5	15
Al ₂ O ₃	17,54	344	3	1032
Fe ₂ O ₃	3,01	38	2	76
FeO	4,11	37	5	185
MnO	0,10	1	5	5
MgO	3,11	77	5,5	423
CaO	7,21	129	7,5	964
Na ₂ O	3,21	104	8,5	884
K ₂ O	1,30	28	9,5	266
Сумма	100,01			3850
$4Si = 992 \times 4 = 3968$				
$A_c = 4 Si : \Sigma (Me \cdot B_c) = 3968 : 3850 = 1,03$				
$Na + K = 104 + 28 = 132$				
$(Na + K)/Ca = 132 : 129 = 1,02$				

щелочности отличается большей контрастностью. Это обусловлено значительным диапазоном вариаций данного параметра, поскольку при увеличении щелочности (числитель) одновременно уменьшается содержание кальция (знаменатель параметра) по мере возрастания кислотности магматических дифференциатов. В дифференцированных сериях для ряда пород от базальтов до риолитов величина $Na_2O + K_2O$ изменяется в 2–3 раза, а параметр $(Na + K)/Ca$ — в 10–20 раз и выше.

С целью количественной оценки корреляционной связи величин $(Na + K)/Ca$ -и A_c для всех сравниваемых серий автором совместно с Р.И. Лутковым были рассчитаны статистические параметры распределения этих характеристик и составлены уравнения регрессии [18]. По этим уравнениям были построены графики зависимости $(Na + K)/Ca$ от A_c . Как следует из полученных данных, повышение величины $(Na + K)/Ca$ по мере магматической дифференциации подчинено закономерной, близкой к линейной зависимости величины $\lg (Na + K)/Ca$ от A_c и SiO₂. Поэтому при построении графиков соотношения величины A_c и щелочно-кальциевого параметра последняя откладывается в логарифмическом масштабе. Таким образом, для каждой серии может быть намечен линейный тренд щелочности—известковистости. При построении графиков удобны бланки стандартной масштабной-координатной полулогарифмической бумаги, что позволяет обойтись без логарифмирования величины $(Na + K)/Ca$.

На рис. 10 в виде сводной диаграммы совмещены построенные по уравнениям регрессии графики линейной корреляционной зависимости $(Na + K)/Ca$ от A_c . Как видно из этой диаграммы, вся совокупность серий может быть представлена единым пучком линейных графиков, сходящихся к началу координат. В этом пучке главные группы серий заметно

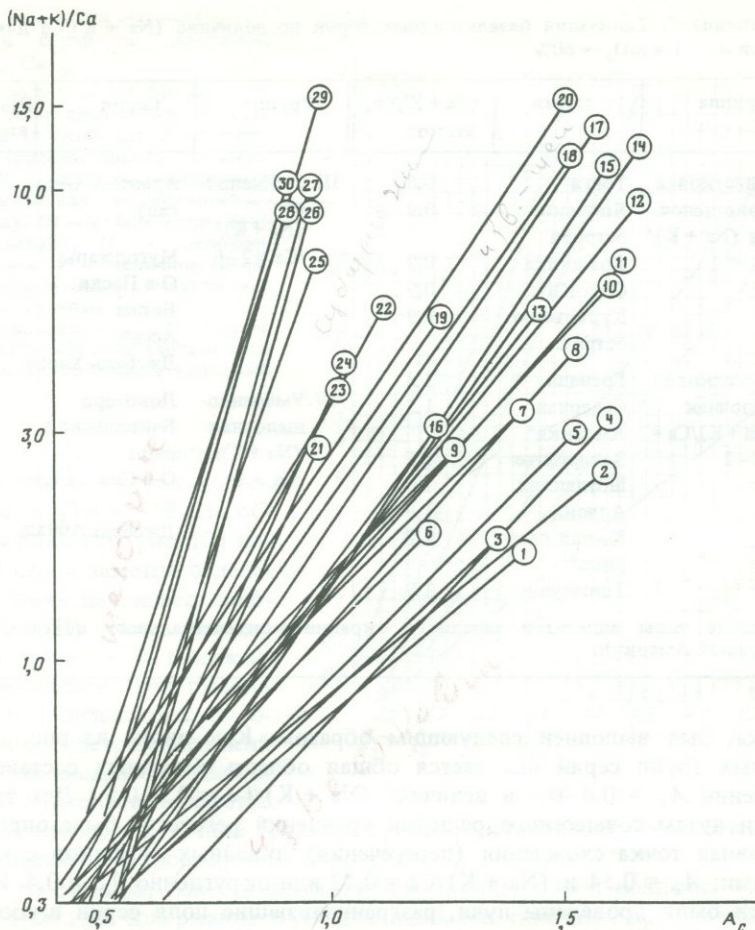


Рис. 10. Трендовая диаграмма $(Na + K)/Ca - A_c$ для базальтовых серий

1-30 - линейные графики следующих провинций: 1 - Доминика, 2 - Курильские острова, 3 - Сент-Китс, 4 - Японские острова, 5 - Карпаты-1, 6 - Гренада, 7 - Лас-сен-Парк, 8 - Карпаты-2, 9 - Чилийские Анды, 10 - Чукотка, 11 - Приморье, 12 - Камчатка-2, 13 - Аляска, 14 - Тингули, 15 - Исландия, 16 - Шотландия, 17 - Армения, 18 - Мугоджары, 19 - Прибайкалье, 20 - Джебель Хариз, 21 - о-в Паска, 22 - Ассаб, 23 - Камчатка-1, 24 - Бойна, 25 - Ловозеро, 26 - Восточный рифт, 27 - Кения, 28 - Байкальский рифт, 29 - Джебель Абиад, 30 - о-в Святая Елена

различаются по градиентам возрастания величины щелочно-кальциевого параметра: наибольшими градиентами (левая часть графика) отличаются щелочно-базальтовые серии, наименьшими - известковые низкокальциевые (толеитовые). Между ними в средней части диаграммы располагается поле составов известково-щелочных и субщелочных серий.

Различия между гравными группами серий по градиентам щелочности в пределах общего трендового пучка могут быть использованы в качестве основы для составления общей диаграммы типизации базальтоидных серий. Расчет этой диаграммы, исходя из схематизированного трендового

Таблица 7. Типизация базальтоидных серий по величине $(Na + K)/Ca$ для пород при $A_c = 1$ и $SiO_2 \approx 60\%$

Группа	Серия	$(Na + K)/Ca$, ат. кол.	Группа	Серия	$(Na + K)/Ca$, ат. кол.
I. Известковая низкощелочная $(Na + K)/Ca < 1$	Тонга	0,6	III. Субщелочная $(Na + K)/Ca = 2-6$	Армения (Арагац)	2,5
	Японские острова	0,9		Мугоджары	2,8
	Доминика	0,9		О-в Пасхи	3,1
	Сент-Китс	0,9		Бойна	3,2
	Курильские острова	0,9		Ассаб	3,6
II. Известково-щелочная $(Na + K)/Ca = 1-2$	Гренада	1,3	IV. Умеренно-щелочная $(Na + K)/Ca > 6$	Джебель-Хариз	4,8
	Северная Америка*	1,5		Ловозеро	8,8
	Закарпатье	1,5		Байкальский рифт	9,6
	Шотландия	1,6		О-в Святая Елена	10
	Аляска	1,8		Джебель Абиад	15
	Южная Америка*	1,8			
	Тингмули	1,9			

* Средние типы андезитов западного окраинно-континентального пояса Северной и Южной Америки.

пучка, был выполнен следующим образом. Как видно из рис. 10, для разных групп серий намечается общая область исходных составов при значении $A_c = 0,4-0,6$ и величине $(Na + K)/Ca = 0,3-0,5$. Для этой области путем совместного решения уравнений регрессии была определена условная точка схождения (пересечения) линейных графиков с координатами: $A_c = 0,54$ и $(Na + K)/Ca = 0,42$ или округленно 0,5 и 0,4. Из этой точки были проведены лучи, разграничивающие поля серий в соответствии с градиентами щелочности, т.е. в зависимости от характерных углов наклона линейных графиков.

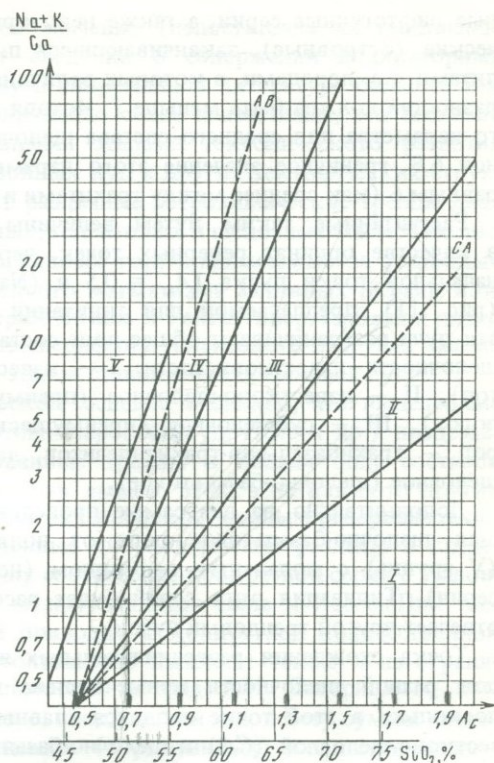
Величина градиентов оценивалась при одинаковом значении A_c , равном 0,9-1,0, соответствующем андезитам (трахитам) в каждой группе серий. При этом с изменением величины $(Na + K)/Ca$ сравнивались и другие петрохимические показатели, характеризующие изменение щелочности пород в зависимости от их принадлежности к той или другой группе серий.

Было показано, что, несмотря на равную кислотность пород по A_c и SiO_2 , при переходе от наименее щелочной группы базальтоидов к щелочно-базальтовой и соответственно от андезитов к трахиандезитам и щелочным трахитам величина щелочно-кальциевого параметра меняется от 0,6-0,9 до 10-15. Это позволяет придать количественную интерпретацию традиционным терминам "известковый", "известково-щелочной", "субщелочной" и "щелочной" в зависимости от величины $(Na + K)/Ca$ (табл. 7).

К наименее щелочной (I), собственно известковой группе, очевидно, следует отнести те серии, где содержание кальция в базальтах и андези-

Рис. 11. Типизация магматических пород и серий по диаграмме $(Na + K)/Ca - A_c$

$I-V$ — здесь и далее во всех рисунках поля щелочности и группы серий (в скобках): I — известковое (низкокальциевая толеитовая), II — известково-щелочное (среднекальциевая и повышеннокальциевая), III — субщелочное (высококальциевая), IV — щелочное базальтовое, V — щелочное (нефелинит-фонолитовая); штриховая линия — главные тренды: CA — известково-щелочной, AB — щелочно-базальтовой; масштаб для шкалы кремнекислотности условный



тах выше суммы атомных количеств щелочных металлов, т.е. $(Na + K)/Ca < 1$. На общем графике (см. рис. 10) подобные серии заметно отделены от следующей, известково-щелочной (II) группы пород; они различаются и пониженной величиной содержания K_2O . Это согласуется с современной петрологической практикой выделения низкокальциевых толеитов в качестве особой, наименее щелочной группы пород, представляющей океанические (абиссальные) и островодужные базальты.

Для следующей, известково-щелочной группы пород величина $(Na + K)/Ca > 1$, а содержание K_2O для наиболее типичных представителей составляет 2,3–2,5%. В качестве естественной границы, отделяющей эту группу от следующей — субщелочной — можно принять значение величины щелочно-кальциевого параметра, равное 2, т.е. предельное для известково-щелочных андезитов. Так, для расчетных составов средних типов андезитов наиболее высококальциевых орогенных ассоциаций [97] величина $(Na + K)/Ca$ не превышает 1,7–1,9. В различных трахиандезитах и латитах — характерных породах субщелочных и высококальциевых трахибазальтовых ассоциаций — величина щелочно-кальциевого параметра выше 2.

В субщелочную (III) группу наряду с латитовыми и трахибазальтовыми ассоциациями в качестве повышенно-щелочной подгруппы включены также щелочно-базальтовые серии рифтовых зон, заканчивающиеся высокощелочными риолитами, комендитами или трахитами, не содержащими фельдшпатоидов. В среднем трахите, по Дели, при $A_c = 0,95$ величина $(Na + K)/Ca$ несколько меньше 5. Этим определяется верхний предел диапазона изменения щелочно-кальциевого параметра III группы.

В щелочно-базальтовую (IV) группу входят типичные умеренно-щелоч-

ные рифтогенные серии, а также некоторые щелочно-базальтовые океанические (островные), заканчивающиеся щелочными трахитами или фоновитами, т.е. породами, в которых величина A_c для наиболее кремнекислых разностей должна быть меньше 1. Исходя из величины щелочно-кальциевого параметра для среднего состава щелочных трахитов, по Ле-Метру, равной 6,8, граничное значение этого параметра для III и IV групп принято равным 6 (как среднее между трахитами и щелочными трахитами).

Рассчитанные таким путем величины градиентов щелочности взяты в качестве ординат реперных точек, через которые проведены лучи из начальной точки пучка ($A_c = 0,5$ и $(Na + K)/Ca = 0,4$). На диаграмме (рис. 11), предлагаемой для типизации магматических пород и серий, эти лучи разграничивают общее поле составов на следующие главные поля щелочности-известковистости: I — известковое (низкощелочных толеитов), II — известково-щелочное (преимущественно нормальнокалиевых пород), III — субщелочное (преимущественно повышенокалиевых пород — грахибазальтов-трахиандезитов, латитов и др.), IV — умеренно-щелочное (щелочно-базальтовое).

Дополнительно на диаграмме проведена примерная граница, отделяющая щелочно-базальтовое поле от поля собственно щелочных пород (V группа) с модальным нефелином (нефелинит-фонолитовые и другие серии). Типизация этих серий будет рассмотрена отдельно, так как им отвечает другой трендовый пучок.

Точка схождения разграничительных линий между полями базальтоидов разной щелочности примечательна в петрологическом отношении, поскольку в этой точке сходятся главные петрохимические тренды: известково-щелочной (CA) и щелочно-базальтовый (AB) различных базальтоидных и андезитовидных формаций. Характеристика этих трендов будет дана нами в заключительной главе после обзора типовых серий.

Об эталонных вулканогенных сериях

При решении многих проблем петрологии, геотектоники и металлогении одним из центральных вопросов можно считать выделение в конкретных районах типовых магматических серий и формаций, характерных для определенных геодинамических обстановок. В качестве необходимого условия такой тектоно-магматической типизации выступает сравнение выделенных конкретных формаций с общими эталонными составами пород и магматическими сериями. Для составов изверженных пород понятие "эталонный" обычно не требует специального обоснования, поскольку оно прочно закреплено традиционной петрографической практикой за средними составами магматических пород, рассчитанными Дели, а затем уточнявшимися рядом исследователей (С. Нокколдсом, Р. Ле-Метром, А.А. Беусом и др.).

Сложнее обстоит дело с выделением эталонных магматических серий или формаций. В отечественной литературе в качестве эталонных петрохимических типов давно известны эффузивные серии, выделенные А.Н. Заварицким на основе его петрохимического метода. Однако в настоящее время, когда петрохимический анализ стал важной частью комплексных петрологических и металлогенических исследований, эти серии по ряду

причин утратили свое эталонное значение (недостаточна их геодинамическая представительность, нет сведений о содержании индикаторных микроэлементов и др.). Поэтому в современной литературе большее значение получили серии, иллюстрирующие связь магматизма, его геохимической специфики с определенными этапами тектонического развития земной коры континентов, островных дуг и других тектонических структур. Этим сериям соответствуют различные петрохимические тренды дифференциации известково-щелочных, толеитовых и щелочных магм. Таковы, например, известные серии Каскадных гор, принимаемые за эталонный тип известково-щелочного орогенного магматизма активных окраин континентов, или островодужные серии Якиши и Уайта, гиперстеновая и пижонитовая серии Куно, отражающие специфику толеитового и других магматических трендов для различных этапов становления островных дуг.

В более узком, петрохимическом аспекте очевидно, что выделенные А.Н. Заварицким серии (тип Этны, Марос-Хайвуд, Пеле и др.) представляют отдельные дифференцированные тренды в общем поле составов магматитов. Предпочтительный выбор именно этих, а не каких-то других серий в качестве эталонных не был обусловлен их особым реперным положением, фиксирующим определенные типохимические разделы в пределах общего поля составов. Поэтому соотнесение конкретной серии с эталонными, например ее положение между линиями Пеле и Лассен-Пик или вблизи линии Марос-Хайвуд, не приводит к конкретной количественной оценке ее щелочности. Это обстоятельство вытекает также и из ограниченных петрохимических возможностей метода А.Н. Заварицкого как метода по сути своей нормативного, сводящегося к подсчету суммы числовых характеристик — относительных (нормативных) количеств щелочных полевых шпатов (*a*), анортита (*c*), темноволновых минералов (*b*), а также кремнезема (*s*). Не останавливаясь специально на этом вопросе, подробно рассмотренном ранее Д.С. Штейнбергом [74, 75], подчеркнем лишь следующее.

Сравнение типохимизма дифференцированных серий с помощью указанных числовых характеристик затруднено в первую очередь потому, что на диаграмме Заварицкого мы не можем графически просто определить кислотность или кремнекислотность пород — главный параметр магматической дифференциации. Фактически в качестве наиболее информативной обычно используется лишь правая часть диаграммы — плоскость *asb*. Иначе говоря, петрохимическое различие магматических серий сводится преимущественно к частным характеристикам — оценке общей щелочности по соотношению нормативных количеств щелочных полевых шпатов и цветных минералов. Однако различия в щелочности и содержании цветных компонентов нагляднее и проще определяются по соотношению количества ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) и ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$) непосредственно по данным химического анализа на обычной бинарной диаграмме. К тому же нормативное разделение кальция между анортитом (*c*) и цветными минералами (*b*) не является безусловно необходимым при интерпретации общего химизма магматической дифференциации, так как валовое содержание кальция в магме предопределяет соотношение плагиоклаза и пироксенов в котектических составах. Собственно анортит (анортитовый минал) правильнее объединять с высокотемпературными цветными силикатами.

Диаграмма не позволяет оценить и степень щелочности—известковистости серий с помощью соответствующего прямого количественного параметра. Эта величина характеризуется, как было отмечено, лишь условно путем визуальной оценки близости фигуративных точек и трендов к реперным линиям эталонных щелочных и известково-щелочных серий. Однако для самих этих серий из диаграммы не может быть определена количественная характеристика степени их щелочности—известковистости. Наиболее подходящее для этой цели в системе параметров Заварицкого соотношение a/c непосредственно на диаграмме не отражено. К тому же оно недостаточно в случае сопоставления субщелочных и особенно щелочных серий, в которых нет плагиоклаза. Поэтому не только проще, но и эффективней для сравнительной характеристики магматических серий вместо вычисления нормативного показателя a/c использовать величину $(Na_2O + K_2O)/Ca$, оцениваемую непосредственно по данным химического анализа. Преимущество этой величины как дискриминантного параметра по сравнению с показателем a/c особенно наглядно выступает при сравнении представительных совокупностей составов, соответствующих главным трендам магматической дифференциации (см. гл. 5).

Как будет показано дальше, в этом отношении не вполне представительны и известные в качестве эталонных серии Куно и Якиша—Уайта. Их общим недостатком можно считать выделение с помощью разных методов на основе частных петрохимических параметров. Это затрудняет сравнение и является причиной противоречивых оценок при сопоставлении конкретных магматических серий. Предложенный нами метод типизации магматических серий на основе диаграммы $(Na + K)/Ca - A_c$ учитывает наиболее существенные стороны химизма серий и позволяет сравнивать их на количественной основе, отражающей полноту магматической дифференциации. Благодаря гораздо большей петрохимической контрастности параметров $(Na + K)/Ca$ и A_c по сравнению с другими показателями щелочности и кислотности метод позволяет выделять весь спектр промежуточных (переходных) типов серий, не различимых по параметрам Заварицкого, Пикока, Куно и др.

Степень дифференциации, насыщения кремнеземом, комагматичности пород непосредственно показывают величина A_c , наклон, и длина вектора — тренда серии, определяющие ее положение в том или ином поле диаграммы. При этом углы наклона векторов в зависимости от градиентов щелочности—известковистости отражают петрологическую специфику серий — направленность процесса дифференциации первичных магм в зависимости от конкретной геодинамической обстановки и изменения физико-химических параметров магматической кристаллизации. Все это позволяет считать диаграмму $(Na + K)/Ca - A_c$ наиболее универсальным и в то же время простым способом петрохимической типизации по сравнению с любыми ранее предложенными для этой цели диаграммами.

Исходя из диаграммы $(Na + K)/Ca - A_c$, дополнительно к границам главных петрохимических полей в качестве формальных реперных линий для петрологического эталонирования можно было бы нанести линии, соответствующие теоретическим котектикам, контролирующим состав магматитов ("мезокотектоидов", по Д.С. Штейнбергу [75]), в зависимости от различий условий дифференциации магм. Такими котектически-

ми сериями являются базанит-фонолитовая, базальт-трахитовая, гранит-липаритовая и др. Поэтому для целей формационного анализа магматитов большое значение имеют примеры реальных магматических серий, иллюстрирующих близость к таким котектикам. Подобные серии, соответствующие главным полям общей классификационной диаграммы $(Na + K)/Ca - A_c$ и представляющие локальные тренды дифференциации различных типов первичных магм, можно выделить в качестве типовых.

Эталонное значение таких типовых серий определяется также и тем, что для них могут быть определены парагенезисы типоморфных элементов-примесей и оценены вариации их содержаний. Как известно, особенностям распределения элементов-примесей, характеризующих геохимическую специализацию конкретных магматических формаций, в современной петрологической литературе придается большое значение. А отдельные исследователи, придерживающиеся крайних суждений, даже считают, что по сравнению с геохимическими петрохимическими различия при формационной типизации континентальных и океанических магматических пород несут незначительные и что петрохимический подход, основанный на силикатных анализах, фактически себя исчерпал.

Как следует из выполненного нами ранее обобщения данных по геохимии магматических серий [12], поведение редких элементов в процессе магматической дифференциации подчинено изменению концентрации главных петрогенных элементов (принцип геохимической когерентности петрогенных и редких элементов). Поэтому различия конечных продуктов магматической дифференциации (граниты, липариты, трахиты, фонолиты), наиболее ярко отражающие геохимическую специфику отдельных серий и формаций, обусловлены преимущественно различными градиентами изменения концентрации щелочных, фемических и других петрогенных элементов в последовательных рядах дифференциатов. Другими словами, с петрохимическими трендами непосредственно коррелируют и тренды концентрации редких, особенно литофильных, элементов (рубий, цирконий, редкие земли и др.).

Поэтому не следует отделять геохимический анализ (редкие элементы) от общей петрохимической типизации пород (петрогенные элементы), что еще имеет место во многих современных публикациях. Так, некоторые авторы при выделении геохимических типов пород рассматривают лишь характерные ассоциации редких элементов-примесей вне соответствующих редким элементам соотношений главных петрогенных элементов. В подобных случаях за наиболее существенные принимаются различия в общей тектонической, временной, генетической и другой геологической (формационной) специфике пород. Так, при сопоставлении базальтов к ним могут быть отнесены породы в широком интервале кремнекислотности — от 45 до 50–53% SiO_2 , т.е. с разной степенью дифференцированности и щелочности и, следовательно, с разными петрохимическими характеристиками. Еще более неопределенным, если не приводятся петрохимические данные, может быть сравнение средних типов гранитов, выделяемых по разным классификационным признакам, например как палингенные, латитового ряда или редкометальные.

Очевидным следствием принципа когерентности петрогенных и редких элементов должно быть соответствие уровней оценки параметров их рас-

Таблица 8. Петрохимические параметры, принятые для характеристики магматических серий

Параметр	Расчетная формула и символы
<i>Химические</i>	
Кислотность	$A_c = 4 \text{ Si} : \Sigma (\text{Me} \cdot B_c)$
Щелочность—известковистость	$(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca}$
Щелочность общая	$(\text{Na} + \text{K})$
Щелочность калиевая	$\text{K}/(\text{Na} + \text{K})$
Щелочность натриевая	Na/K
Алпаитность	$(\text{K} + \text{Na})/\text{Al}$
Железистость общая	$(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}) = \text{Fe}$
Фемический параметр	$(\text{Fe} + \text{Mg})$
Железистость относительная	$FM = \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$
Железо-магнезиальный	Fe/Mg
<i>Нормативные</i>	
Анортитовый	$An/(An + Ab)$
Щелочно-полевошпатовый	$(Ab + Or)$
Общий полевошпатовый	$AOR = (Ab + Or)/(Ab + Or + An)$
Кварцевый нормативный	Q
Кварц-полевошпатовый	$KB = Q/(Ab + Or + Q)$
Индеркс дифференциации	$ИД = (Or + Ab + Q)$
<p>Примечание. Химические параметры рассчитываются на основе атомных количеств, определяемых по исходному содержанию компонентов из химических анализов пород. Нормативные параметры рассчитываются на основе содержаний нормативных молекул (в %), вычисляемых по системе CIPW. В щелочных породах в индекс ИД вместо кварца (Q) входит нормативный нефелин (Ne).</p>	

пределения — глобальных, региональных, локальных. Геолого-статистические аспекты оценки параметров распределения подробно были рассмотрены А.А. Беусом [5, 6] и другими исследователями (Ю.А. Ткачев, Я.Э. Юдович, В.В. Иванов и др.). Здесь же следует отметить, что для перехода от локальных геохимических закономерностей на уровне конкретных магматических серий к более общим — региональным (на уровне региональных формаций), и далее — к надрегиональным (в масштабе крупных геотектонических структур), и, наконец, к глобальным необходимой петрохимической основой являются соответствующие петрохимические тренды: от локальных трендов отдельных вулканических и интрузивных центров до региональных формационных и глобальных. В связи с этим наряду с примерами отдельных типовых серий в этой главе будут приведены данные по региональным сериям — выборкам средних составов главных типов пород, усредняющим совокупности магматических серий в региональном масштабе. Такими эталонными региональными сериями могут, например, служить средние составы базальтов—андезитов—дацитов, представляющие различные "андезитовые" формации — окраинно-континентальные (западная окраина Северной Америки

и др.), островодужные (системы островных дуг в отдельных секторах Тихого океана) и др.

В дальнейшем в порядке возрастания щелочности будут рассмотрены серии, представляющие наиболее массовые континентальные и островные океанические формации. Эти серии входят в общий трендовый пучок магматических формаций. Затем будут приведены примеры серий, дифференцированных по известковому и сопряженным с ним более сложным (комплексным) толеитовым трендам. Основными условиями при выборе примеров были: геолого-петрографическая представительность, возможно больший диапазон непрерывной магматической дифференциации и достоверность петрологической интерпретации.

Два первых условия определяют выбор наиболее дифференцированных серий из известных хорошо изученных петрографических провинций, которые типичны для определенных тектоно-магматических обстановок (островодужные, окраинно-континентальные и др.). При этом имелось в виду, что серия должна включать ряд последовательно формирующихся пород, относящихся к локальным магматическим очагам и характеризующихся сопоставимостью и преемственностью минерального состава и других петрографических особенностей. Не менее важна представительность опробования, определяющая надежность химико-аналитических данных. В связи с этим предпочтение отдавалось кайнозойским эффузивным сериям, где в наименьшей степени проявлены процессы вторичных преобразований пород.

Условие петрологической достоверности подразумевает использование при генетической интерпретации не только геолого-петрографических, но и геохимических данных, подтверждающих согласованность трендов распределения главных и редких элементов. Существенным моментом генетической интерпретации является также сопоставление петрографических и геохимических данных в рамках расчетных петрологических моделей. Такие модели характеризуют последовательный процесс кристаллизационной дифференциации и связь с возможными магматическими источниками. Перечень петрохимических параметров, используемых при генетической интерпретации серий, приведен в табл. 8.

Глава 1

ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНЫЕ СЕРИИ И ФОРМАЦИИ

Рассматриваемые в данной главе известково-щелочные серии включают последовательные ряды пород: от относительно простых базальт-андезитовых до базальт-андезит-дацитовых и риолитовых. В составе сложных серий обычно наблюдается преимущественное развитие какого-то одного или двух типов пород, но чаще преобладают андезиты. Этим определяется принадлежность большинства известково-щелочных серий к так называемой андезитовой формации. В качестве исходных магматических пород для подобных серий обычно указываются базальты с содержанием $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ до 3,5–4,5% при количестве K_2O около 1%. Остановимся на наиболее известных примерах известково-щелочных серий, принимаемых в современной литературе за эталонные.

Каскадные горы

К типичным представителям известково-щелочных серий многими исследователями отнесены ряды пород из отдельных вулканических центров эффузивной провинции Каскадных гор (Лассен-Пик, Крейтер-Лейк и др.) преимущественно по данным детальных геолого-петрографических исследований, выполненных несколько десятилетий назад Х. Вильямсом, Э. Ларсеном и др. В современной литературе в качестве эталонной серии Каскадных гор рассматривается ряд пород — от базальтов до риолитов (табл. 9), первоначально приведенный в монографии Ф. Тернера и Дж. Ферхугена [66]. По соотношению щелочей, железа и магния для пород определен тренд на диаграмме *AFM*, принимаемый в качестве эталонного известково-щелочного тренда в известных работах А. Рингвуда, Я. Кармайкла [58, 89] и многих других публикациях.

Следует иметь в виду, что породы, составляющие выборку в табл. 9, не принадлежат к какой-то определенной эффузивной серии, хотя и близки в целом к главному магматическому известково-щелочному формационному тренду на диаграмме $(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca} - \text{A}_c$. Они представляют различные районы вулканической провинции Каскадных гор (Северо-Американские Кордильеры), протянувшейся с севера на юг вдоль Тихоокеанского побережья почти на 1000 км. В петрологическом и геохимическом отношении эти районы могут существенно различаться, прежде всего, по связи пород с тем или иным типом вулканов. Часть пород относится к собственно андезитовым, наиболее крупным вулканам из осевой части провинции (зона высоких Каскад), а часть из них принадлежит к вулканическим

Таблица 9. Химический состав пород известково-щелочной серии Каскадных гор

Компонент	1*	2	3	4	5
SiO ₂	47,05	50,80	52,50	56,53	60,52
TiO ₂	0,90	1,30	1,12	0,81	0,50
Al ₂ O ₃	18,48	18,14	17,84	18,24	18,03
Fe ₂ O ₃	0,50	1,60	1,53	2,63	2,01
FeO	7,89	7,01	6,83	4,15	3,52
MnO	—	0,40	0,20	0,10	—
MgO	10,89	7,62	6,83	5,17	3,52
CaO	1,99	9,72	8,97	7,50	6,34
Na ₂ O	2,30	2,71	3,36	3,65	4,23
K ₂ O	—	0,70	0,82	1,22	1,31
A _c	0,58	0,70	0,73	0,86	0,98
(Na + K)/Ca	0,35	0,59	0,79	1,07	1,45

Компонент	6	7	8	9	10
SiO ₂	63,58	67,97	69,22	72,69	73,75
TiO ₂	0,50	0,30	0,50	0,30	0,30
Al ₂ O ₃	18,31	16,37	15,74	14,06	14,03
Fe ₂ O ₃	1,41	0,30	1,31	0,60	0,40
FeO	3,32	3,21	2,22	1,81	1,40
MnO	—	—	—	—	—
MgO	2,31	1,31	1,11	0,30	0,40
CaO	5,23	3,41	3,13	1,31	1,40
Na ₂ O	4,12	3,92	4,54	5,02	4,01
K ₂ O	1,21	3,21	2,22	3,92	4,31
A _c	1,13	1,27	1,36	1,44	1,56
(Na + K)/Ca	1,70	3,20	3,47	10,53	8,83

1, 2 — базальты; 3, 4 — андезито-базальты; 5, 6 — андезиты; 7—10 — дациты и риолиты [66].

* Здесь и в последующих таблицах содержания главных компонентов даны в мас. %.

центрам, где в составе главных интрузивных фаз андезиты могут отсутствовать и где развиты преимущественно базальты и андезито-базальты, сопровождаемые поздними дацитами, риолитами. Таковы вулканы восточной окраины Каскадных гор.

Петрологические различия отдельных районов провинции подчеркиваются в первую очередь разницей в соотношении объемов главных типов эффузивных пород за определенные периоды вулканизма. Согласно данным А. Мак-Берни, для центральной части Каскадных гор соотношение базальтов и андезитов менялось от 1:5 в олигоцене—миоцене до резкого преобладания базальтов над андезитами — 10:1 в плиоцене [120]. Не менее существенны и геохимические различия, даже в пределах отдельных вулканических центров. Так, по опубликованным в 1979 г. результатам изучения Дж. Фаунтином района Лассен-Парк в Калифорнии (вулкан Броукоф, близ Лассен-Пик) андезиты главного конуса значительно богаче литофиль-

Таблица 10. Химический состав пород региональной известково-щелочной формации Каскадных гор, Аляски и Алеутских островов

Компонент	1*	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	50,04	54,22	59,07	61,81	65,45	67,60	72,48	74,18
TiO ₂	1,19	1,22	0,92	0,79	0,63	0,58	0,30	0,23
Al ₂ O ₃	18,04	17,67	17,47	17,27	16,61	16,08	14,51	13,93
Fe ₂ O ₃	3,12	3,24	2,64	2,16	1,86	1,74	0,94	0,57
FeO	6,69	5,62	4,23	3,53	2,68	2,15	1,58	1,45
MgO	6,85	4,96	3,44	2,71	1,98	1,37	0,49	0,31
CaO	10,26	8,51	6,82	5,92	4,63	3,39	1,75	1,37
Na ₂ O	3,01	3,58	3,93	4,00	4,27	4,47	4,56	4,17
K ₂ O	0,81	0,99	1,49	1,51	1,91	2,45	3,39	3,73
Rb	37	24	40	35	74	69	136	136
Sr	438	629	612	651	853	698	287	154
Zr	73	117	154	150	182	188	195	207
Ni	84	40	34	29	28	24	3	2
Cr	172	90	61	50	41	32	4	3
A _c	0,68	0,80	0,94	1,04	1,19	1,28	1,50	1,61
(Na + K)/Ca	0,63	0,90	1,30	1,60	2,16	3,2	7,0	8,6

1 — базальт; 2 — андезито-базальт; 3, 4 — андезит; 5, 6 — дациты; 7, 8 — риолиты [97].
* В этой и последующих таблицах содержания элементов-примесей (Rb, Sr, Zr и др.) даны в г/т.

ными редкими элементами, чем более поздние дациты и риолиты. Поэтому очевидно, что андезиты не могут представлять исходную магму. Следовательно, серия пород данного региона в целом не комагматична, хотя по изотопным характеристикам (0,7030—0,7035) все они близки и могут быть дифференциатами мантийных магм, различающихся степенью селективного плавления исходных мантийных периодотитов. С различными исходными магмами, по данным Я. Кармайкла и А. Смита [130], связаны и другие вулканогенные серии из конкретных вулканических центров южной части Каскадных гор (Маунт-Шаста, Медисин-Лейк). Они различаются и по трендам дифференциации.

С учетом этих данных можно прийти к заключению, что серия, составленная из пород, относящихся к разным районам провинции Каскадных гор, не является цельной в петрологическом отношении. О генетической неоднородности входящих в нее пород можно судить и по характеру распределения в них калия, так как андезиты находятся вне линейного тренда, соединяющего базальты с дацитами и риолитами. Поскольку серия основана на единичных образцах пород, то ее региональная петрохимическая представительность также недостаточна.

В качестве эталонной известково-щелочной региональной серии, базирующейся на современных данных, может быть взята серия средних составов пород, рассчитанных А. Эвартом и Р. Ле-Метром по 700 химическим анализам [99]. В этой формационной совокупности объединены кайнозойские окраинно-континентальные вулканогенные породы Каскадных гор,

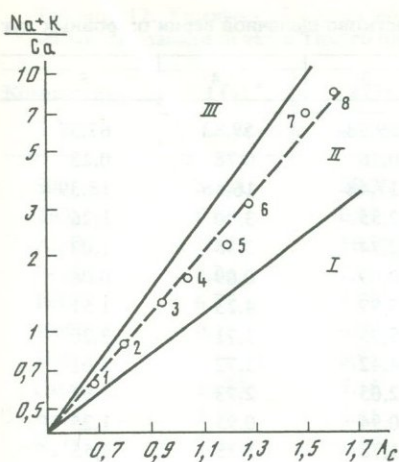


Рис. 12. Эталонный известково-щелочный тренд андезитовой формации Северной Америки

Номера точек соответствуют номерам в табл. 10

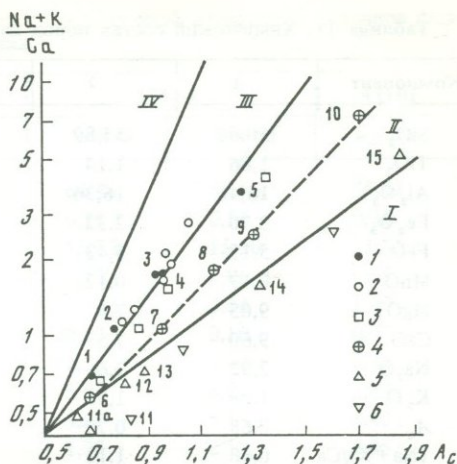


Рис. 13. Тренды островодужных формаций юго-западной части Тихого океана

I — эталонные типы известково-щелочных пород по П. Якишу [108]; 2 — известково-щелочная серия Восточного Папуа; 3 — известково-щелочная серия Соломоновых островов; 4 — эталонные составы островодужной формации юго-запада Тихого океана [96, 99]; 5, 6 — серии по Х. Куно; 5 — гиперстеневая; 6 — пижонитовая [114]

Аляски и Алеутских островов (региональная формация западной окраины Северной Америки). По соотношению типов пород анализы распределены следующим образом (в %): андезиты — 36, андезито-базальты — 27, базальты — 14, риолиты — 12 и дациты — 11. Химический состав пород приведен в табл. 10. На диаграмме $(Na + K)/Ca - A_c$ всей совокупности составов региона соответствует четкий линейный тренд (рис. 12).

Известково-щелочная серия Якиша—Уайта и Тихоокеанская островодужная формация

В конце 60-х — начале 70-х гг. П. Якишем и А. Уайтом были выдвинуты получившие затем широкую известность представления о петрохимической зональности островных дуг. Этими исследователями были намечены типовые ассоциации островодужных толеитов, известково-щелочных пород и шощонитов-латитов, характеризующие последовательные стадии развития островных дуг. При сравнительной типизации состава этих ассоциаций, помимо оригинальных материалов по юго-западной части Тихого океана — Меланезии (островные дуги Новой Гвинеи и Новой Британии), этими авторами были привлечены данные С. Тейлора и других исследователей [108].

Рассматриваемая серия известково-щелочных пород (табл. 11) фактически составлена указанными авторами из вулканитов двух небольших петрографических провинций: Восточный Папуа (базальты и андезиты) и Соломоновы острова (дациты). Как видно из диаграммы $(Na + K)/Ca -$

Таблица 11. Химический состав пород известково-щелочной серии островных дуг

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	50,82	54,89	59,98	59,82	67,37
TiO ₂	1,06	1,14	0,76	0,78	0,23
Al ₂ O ₃	16,46	16,36	17,48	16,56	18,39
Fe ₂ O ₃	3,70	2,32	2,55	3,00	1,26
FeO	5,13	5,43	2,74	3,35	1,03
MnO	0,17	0,12	0,09	0,09	0,06
MgO	9,05	7,01	3,97	4,23	1,51
CaO	9,60	7,55	5,95	5,71	3,20
Na ₂ O	2,92	3,66	4,42	3,72	5,01
K ₂ O	1,08	1,50	2,05	2,73	1,94
A _c	0,68	0,78	0,94	0,95	1,25
(Na + K)/Ca	0,68	1,11	1,78	1,75	3,55

1-4 — Восточный Папуа: 1 — высокоглиноземистый базальт, 2 — андезито-базальт, 3 — андезит, 4 — высококалийный андезит; 5 — дацит, Соломоновы острова [108].

A_c, на которую дополнительно нанесены составы различных пород из этих двух провинций, для них намечается два несколько различающихся по щелочности тренда (рис. 13). Основная группа составов (базальты-андезиты) из Восточного Папуа принадлежит к более щелочному тренду, а дацит входит в другую менее щелочную серию Соломоновых островов. Поскольку основная группа составов попадает на границу между известково-щелочным и субщелочным полями, то серия Якиша—Уайта характеризует известково-щелочные вулканиты повышенной щелочности некоторых островных формаций и поэтому не вполне представительна в качестве общей типовой островодужной известково-щелочной серии. К этому следует добавить, что, по данным современных петрологических исследований (см., например, у Р. Джонсона [111]), андезиты Восточного Папуа не являются типичными представителями островодужных вулканитов данного региона, так как отличаются повышенной магнизиальностью и более высокими содержаниями Ni и Sr.

В настоящее время имеется значительное количество новых данных по островодужным ассоциациям, в том числе и по юго-западной части Тихого океана (Новая Гвинея, Соломоновы острова, Новые Гебриды, Фиджи, Тонга-Кермадек, Новая Зеландия). На основе этих данных, обобщенных в ряде работ А. Эварта и Р. Ле-Метра [96, 99], может быть намечена более представительная петрохимическая серия эталонных средних типов пород (табл. 12), составляющих региональную известково-щелочную формацию островных дуг юго-западной части Тихого океана.

При вычислении состава главных типов пород, выделяемых нами в известково-щелочную формацию, А. Эварт и Р. Ле-Метр использовали около 800 химических анализов из общей совокупности 1480 анализов для всей островодужной ассоциации этого региона. Отметим, что известково-щелочные породы (50%) заметно преобладают над остальными, так как на толеиты и субщелочные породы приходится по 20% анализов

Таблица 12. Химический состав пород островодужной известково-щелочной формации юго-западной части Тихого океана

Компонент	1 (6) *	2 (7)	3 (8,9)		4 (10)
	n = 341	n = 262	n = 45	n = 28	n = 49
SiO ₂	50,21	59,30	64,46	67,56	75,22
TiO ₂	0,85	0,69	0,70	0,56	0,26
Al ₂ O ₃	16,28	16,95	15,83	15,80	13,31
Fe ₂ O ₃	3,24	2,83	2,19	2,06	0,89
FeO	6,77	4,09	3,37	2,14	1,00
MnO	0,18	0,13	0,12	0,10	0,07
MgO	7,86	3,96	2,38	1,47	0,30
CaO	10,85	7,16	5,07	4,04	1,57
Na ₂ O	2,52	3,41	3,89	4,12	4,43
K ₂ O	1,24	1,49	1,99	2,13	2,95
A _c	0,67	0,96	1,15	1,30	1,70
(Na + K)/Ca	0,56	1,11	1,82	2,45	7,30
Rb	29	34	44	37	102
Sr	628	425	548	594	114
Zr	70	122	145	143	165
Nb	5	5	7	6	6
La	12	18	22	16	26
Ce	30	35	37	35	43
Yb	1,5	1,8	2,2	1,9	3,7
Y	20	24	29	28	30
Ni	104	29	27	17	2
Co	43	21	12	7	2
Cr	273	86	37	18	0,7

1 — базальт; 2 — андезит; 3 — дацит; 4 — риолит; по [97].

* Здесь и в табл. 13 в скобках указаны номера фигуративных точек на рис. 13.

соответственно, а на серии шошонитов—латитов — около 10%. Таким образом, низкощелочные толеиты и породы из серии повышенной щелочности как бы являются комплементарными по отношению к нормальным известково-щелочным вулканитам. Эта закономерность проявлена и в других провинциях кайнозойского вулканизма.

Как видно из рис. 13, средние составы всего ряда пород от базальтов до дацитов и риолитов (точки 6—10) принадлежат к единому линейному тренду в главном известково-щелочном поле диаграммы A_c — (Na + K)/Ca. Учитывая также общую близость составов рассматриваемой известково-щелочной формации и средних типов пород ассоциации юго-запада Тихого океана в целом, можно прийти к принципиальному заключению о том, что в случае типичных островодужных систем магматизм следует не толеитовому, а известково-щелочному тренду. Другими словами, магматическая эволюция и формирование континентальной коры как в современных геосинклинальных (островодужных), так и орогенных (окраинно-континентальных) системах типа Каскадных гор сходны в петрохимическом отношении.

Серии Куно и известково-щелочные вулканиты Японской островной дуги

Японские острова являются частью протяженного вулканического пояса и принадлежат к островной дуге зрелого типа, заложившейся на переработанной континентальной коре. Максимальный размах вулканической деятельности здесь приходится на ранний неоген, но наблюдаемые ныне вулканы формировались преимущественно в плейстоцене. Этот период отвечает новой вспышке вулканизма, когда возникло свыше 400 вулканических центров. В настоящее время примерно треть из них приходится на действующие вулканы.

Характерная черта кайнозойского вулканизма Японии — значительное преобладание известково-щелочных пород над толеитовыми и щелочными. Лавы крупных стратовулканов преимущественно андезитовые и андезито-базальтовые. Наряду с ними обширный объем вулканитов составляют риолитовые и дацитовые продукты пирокластических извержений. По данным обобщающей работы С. Арамаки и Т. Уи [78], средневзвешенный состав кайнозойских вулканитов Японских островов соответствует андезиту: SiO_2 — 59,13; TiO_2 — 0,81; Al_2O_3 — 16,75; Fe_2O_3 — 2,79; FeO — 4,37; MnO — 0,14; MgO — 3,16; CaO — 6,68; Na_2O — 3,19; K_2O — 1,55; H_2O — 1,32; P_2O_5 — 0,20, величина $A_c = 1,02$, $(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca} = 1,14$ (по 1641 анализу).

Преимущественное развитие известково-щелочных пород проявляется также и в том, что они не локализованы в какой-то одной определенной зоне и входят в состав общих ассоциаций с толеитовыми и другими сериями в различных участках островной дуги. Критерии различия главных типов базальтоидов и принципиальные основы типизации базальтоидных серий были наиболее подробно разработаны известным петрологом Х. Куно в его работах 50–60-х гг. [44, 114, 113].

Первоначально, исходя из петрографических особенностей базальтоидов, им были выделены две главные серии. Одна из них была названа пижонитовой и включала породы, в которых пижонит был типоморфным минералом основной массы, хотя во вкрапленниках мог присутствовать и гиперстен. Другая серия — гиперстеновая — объединила породы, содержащие в основной массе гиперстен, с авгитом или без него. При этом было показано, что гиперстеновая серия отличается от пижонитовой большей магнезиальностью, глиноземистостью и щелочностью.

С учетом характерных трендов на диаграмме *AFM* пижонитовая серия была позднее интерпретирована как толеитовая, а гиперстеновая — как известково-щелочная. В соответствии с известными представлениями К. Тилли обе серии считались производными общей родоначальной толеитовой базальтовой магмы: дифференциатами чистой линии (пижонитовая серия) или продуктами контаминации первичной магмы сиалическим материалом (гиперстеновая серия).

Эти представления были приняты японскими геологами и широко использовались при региональных петрографических исследованиях с целью выделения главных типов базальтоидных серий непосредственно по петрографическим признакам. Однако в дальнейшем такой подход к типизации серий оказался недостаточным, и Х. Куно предложил выде-

лять еще одну первичную магму и продукты ее дифференциации — серию высокоглиноземистых базальтов¹. Это предложение не только значительно изменило исходные принципы типизации базальтоидов, но и привело в итоге к определенным противоречиям, прежде всего в петрохимическом плане. Поэтому остановимся несколько подробнее на некоторых петрохимических аспектах типизации известково-щелочных и других серий японской островодужной провинции как на наглядном примере тех затруднений, которые возникают при использовании принятых в настоящее время петрохимических критериев.

Хотя основным петрохимическим отличием серии высокоглиноземистых базальтов от других серий, судя по названию, должно бы быть высокое содержание глинозема, в работах Х. Куно данная серия была противопоставлена остальным сериям по другому признаку: как промежуточная по содержанию щелочей между толеитовой и щелочной сериями на диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$. Однако в этом случае сразу же приходится отметить, что из рассмотрения исключена гиперстеновая серия: у нее нет особого поля на данной петрохимической диаграмме по отношению к толеитам и высокоглиноземистым базальтам. И это не случайно, поскольку в петрохимическом аспекте гиперстеновые базальты противопоставлялись пижонитовым с помощью другой диаграммы — *AFM*. Но на диаграмме *AFM*, в свою очередь, нельзя типизировать ни высокоглиноземистые, ни щелочные базальты, так как для этого диаграмма *AFM* не пригодна. Так, например, при сравнении составов репрезентативных типов вулканитов Японских островов [21] высокоглиноземистые базальты на диаграмме *AFM* попадают в поля и пижонитовой и гиперстеновой серии.

Сходные затруднения возникают и при типизации базальтов других островных дуг, если для этого использовать диаграммы *AFM* и $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$. Так, А. Мейджер отмечает, что вулканическая серия Марианской островной дуги по петрографическим признакам и тренду железистости на диаграмме *AFM* должна принадлежать к пижонитовой серии. В то же время часть анализов пород по своей щелочности попадает не в поле толеитов, а в поле высокоглиноземистых базальтов и на границу между ними и пижонитовыми (толеитовыми) сериями [120]. Очевидно, подобные противоречия неизбежны, поскольку главные типы базальтов и серий выделялись и противопоставлялись друг другу по разным частным признакам (железистости, щелочности, глиноземистости), что является нарушением общих правил логической классификации.

Недостаточно последовательной оказалась и генетическая типизация главных групп базальтоидов серий Японии. Сначала при выделении высокоглиноземистых базальтов и серий они противопоставлялись не только толеитовым, но и гиперстеновым, т.е. известково-щелочным сериям. Одновременно Х. Куно допускал, что основная масса известково-щелочных пород — дифференциаты первичной высокоглиноземистой магмы. (Здесь

¹ Как указывают Х. Йодер и К. Тилли [37. С. 21], высокоглиноземистые базальты вряд ли представляют магму первичного типа, поскольку они могут принадлежать к сериям различной щелочности и кремнекислотности; высокое содержание глинозема в них — следствие близости к составу плагиоклаза, который может находиться в парагенезисе с различными минералами.

уместно отметить, что по мнению Х. Йодера и К. Тилли, наличие модально-го гиперстена не является обязательным признаком принадлежности пород к известково-щелочным сериям, поскольку отсутствуют равновесные реакционные отношения между диопсидом и расплавом, приводящие к образованию ромбического пироксена; судя по составу природных пироксенов, гиперстен должен быть важным нормативным минералом любых толеитов: насыщенных, пересыщенных (нормативный кварц) и недосыщенных (нормативный оливин) [37. С. 20].

Поскольку выделение известково-щелочных пород проводилось по наличию в них гиперстена, то выяснилось, что подобные породы нередки и в составе толеитовых, а также щелочных серий. На этом основании были сделаны выводы (геохимическая типизация пород не проводилась), что известково-щелочные породы могут быть также и дифференциатами толеитовых и щелочно-базальтовых магм. Их появление обычно объяснялось как результат контаминации первичных базальтовых магм коровым сиалическим материалом. В своих последних работах Х. Куно фактически отказался от механизма ассимиляции коровых сиалических пород, ограничив его роль воздействием содержащейся в коре воды на процесс магматической дифференциации. Это положение с учетом современных экспериментальных исследований И. Кусиро, П. Уайли, Дж. Уитни и др. получило петрографическое обоснование в ряде публикаций М. Сакуямы. Им было показано, что изменение содержания воды, влияющее на характерный для вулканогенных серий тип парагенезиса вкрапленников, грубо коррелирует с мощностью коры и изменением состава пород вкrest латеральной магматической зональности островных дуг [126].

Таким образом, маловероятно, что контаминация сиалическим материалом различных по составу исходных магм, низкощелочных и высокощелочных, недосыщенных кремнеземом и насыщенных приводила к аналогичному результату — появлению всего ряда известково-щелочных пород, от базальтов до риолитов. Поэтому указанные выводы, скорее, обусловлены иными причинами: неоднозначностью "гиперстенового критерия" и отсутствием метода прямой количественной оценки степени известковистости—щелочности пород. В связи с этим рассмотрим положение обсуждаемых типов пород на диаграмме $(Na + K)/CA - A_c$.

Начнем с исходных составов, которые, согласно Х. Куно, являются типовыми для пижонитовой и гиперстеновой серий (табл. 13). По соотношению величин кислотного и щелочного параметров, как видно из диаграммы (см. рис. 13), обе серии не различаются и принадлежат к известковому полю, располагаясь близ его границы с известково-щелочным полем. Лишь одна фигуративная точка — состава риолитов — находится несколько выше этой границы, в известково-щелочном поле. Таким образом, очевидно, что исходная гиперстеновая серия Х. Куно не может быть принята в качестве типовой известково-щелочной. Обращает на себя внимание и слишком низкое, не типичное для известково-щелочных пород содержание калия, особенно в базальте гиперстеновой серии (вулкан Сукумомяма, п-ов Идзу). Поэтому дополнительно (табл. 13, ан. 1а) приведем более поздний анализ оливинового высокоглиноземистого базальта из этого вулкана, принятый в качестве репрезентативного в упоминавшейся ранее коллективной монографии по геологии Японских островов [21]. В этом анализе, несмотря на

Таблица 13. Химический состав пород гиперстеновой и пижонитовой серий

Компо- нент	1 (11)	1a (11a)	2 (12)	3 (13)	4 (14)
SiO ₂	48,90	48,09	53,91	55,63	66,68
TiO ₂	0,97	0,73	0,95	0,83	0,68
Al ₂ O ₃	17,58	16,68	17,82	17,26	15,38
Fe ₂ O ₃	2,47	3,88	2,44	3,69	2,21
FeO	8,00	7,75	6,61	5,97	3,20
MnO	0,16	0,54	0,19	0,18	0,15
MgO	7,79	8,89	5,88	4,45	1,74
CaO	10,82	10,48	8,81	8,41	5,12
Na ₂ O	2,32	2,51	2,76	2,92	3,67
K ₂ O	0,27	0,46	0,62	0,68	1,17
Компо- нент	5 (15)	6	7	8	9
SiO ₂	76,01	50,03	53,16	59,08	71,51
TiO ₂	0,18	0,84	1,17	1,06	0,48
Al ₂ O ₃	13,48	15,71	15,46	14,99	13,62
Fe ₂ O ₃	0,77	2,92	4,08	3,30	1,89
FeO	0,91	8,83	9,02	7,60	2,95
MnO	0,10	0,27	0,23	0,19	0,18
MgO	0,41	7,35	4,67	2,74	0,66
CaO	1,90	11,95	9,69	7,31	3,45
Na ₂ O	3,92	1,47	2,12	3,04	3,85
K ₂ O	2,31	0,24	0,45	0,69	1,42

1-5 — гиперстеновая серия; 6-9 — пижонитовая; 1, 1a, 6 — базальты; 2, 3 — андезито-базальты; 4, 8 — андезиты; 5, 9 — риолиты. Анализы 1 и 6 включают 0,09% P₂O₅, остальные — пересчитаны на 100% за вычетом P₂O₅; анализ 1a — по М. Масан и др. [21], остальные — по Х. Куно [114]. В скобках указаны номера фигуративных точек на рис. 13

заметно меньшее содержание кремнезема, щелочность несколько выше, чем в приводимом Х. Куно анализе.

Как уже говорилось, при региональных петрографических исследованиях было установлено нахождение гиперстеновых известково-щелочных пород в составе различных вулканогенных формаций: толеитовых, высокоглиноземистых, а также щелочных. Соотношение репрезентативных типов известково-щелочных толеитовых и высокоглиноземистых базальтоидов с собственно толеитовыми и высокоглиноземистыми сериями показано на диаграмме (Na + K)/Ca—A_c на рис. 14. Как следует из этой диаграммы, среди известково-щелочных пород вполне определенно могут быть намечены две главные группы. Одна из них (известковая) представлена преимущественно ассоциирующими с толеитами породами, частично — известково-щелочными производными высокоглиноземистых базальтов, другая (собственно известково-щелочная) — известково-щелочными дифференциатами высокоглиноземистых базальтов, выделяемыми в качестве

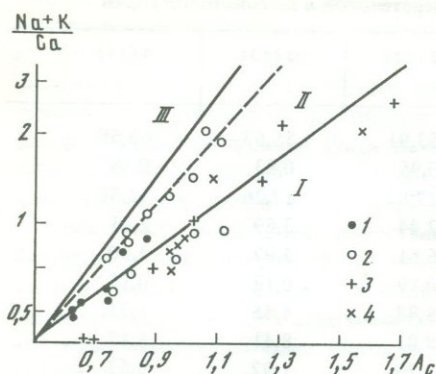


Рис. 14. Эталонные составы вулканитов Японских островов

1 — высокоглиноземистые базальтоиды; 2 — известково-щелочные дифференциаты высокоглиноземистых базальтов; 3 — толеиты; 4 — известково-щелочные дифференциаты толеитовой магмы

Рис. 15. Зависимость фемических параметров от A_c для вулканитов дифференцированных серий Японских островов

1 — щелочные базальты; 2 — известково-щелочные дифференциаты щелочных базальтов; 3 — толеиты; 4 — известково-щелочные дифференциаты толеитовой магмы

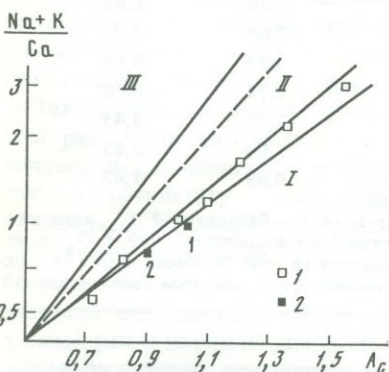


Рис. 16. Тренд региональной вулканогенной формации северо-западной части Тихого океана

1 — главные типы пород; 2 — средневзвешенный состав вулканитов: 1 — Японская дуга, 2 — Идзу-Марианская дуга

особой серии или включаемыми в состав группы высокоглиноземистых базальтов. Иначе говоря, намечаются два главных тренда: известковый (толеитовый) и известково-щелочной. Можно обратить внимание на то, что составы высокоглиноземистых базальтов характеризуются наиболее значительным разбросом величин параметра щелочности—известковистости, попадая как в известковое, так и известково-щелочное поле. Этим еще раз подтверждается относительно второстепенное значение величины глиноземистости для типизации базальтов.

Также примечательно, что по фемическому ("толеитовому") параметру $Fe/(Fe + Mg)$, где Fe — суммарное железо (в ат. кол.), толеиты в целом не отличаются от известково-щелочных пород (рис. 15). Максимальную железистость имеют отдельные породы из щелочных серий, а также редкие наиболее кремнекислые представители толеитовых серий. Уместно под-

Таблица 14. Химический состав пород островодужной формации северо-западной части Тихого океана

Компонент	1 n = 144	2 n = 233	3 n = 363	4 n = 120	5 n = 83	6 n = 49	7 n = 59	8 n = 1641	9 n = 415
SiO ₂	50,41	54,08	59,30	61,80	64,38	67,54	71,17	59,13	54,88
TiO ₂	1,16	0,91	0,77	0,71	0,64	0,61	0,48	0,81	1,05
Al ₂ O ₃	18,02	18,17	17,35	16,77	16,40	15,82	14,96	16,75	17,35
Fe ₂ O ₃	3,61	3,34	3,01	2,78	2,56	2,08	1,48	2,79	3,13
FeO	7,04	5,73	4,43	3,76	3,13	2,37	1,67	4,37	5,93
MnO	0,20	0,17	0,14	0,12	0,13	0,20	0,09	0,14	0,18
MgO	5,92	4,89	3,51	2,99	2,25	1,45	0,85	3,16	3,88
CaO	10,21	8,65	7,01	6,19	5,17	4,22	3,17	6,68	8,27
Na ₂ O	2,70	3,01	3,15	3,36	3,57	3,82	3,90	3,19	2,94
K ₂ O	0,83	1,06	1,33	1,51	1,77	1,87	2,22	1,55	1,20
A _c	0,71	0,81	0,99	1,08	1,19	1,34	1,53	1,02	0,87
(Na + +K)/Ca	0,56	0,77	1,04	1,27	1,66	2,17	3,05	1,14	0,82
Rb	24	27	37	39	85	64	—	—	—
Sr	386	351	355	333	401	233	—	—	—
Ni	88	54	29	36	33	17	—	—	—
Cr	167	107	37	43	14	14	—	—	—

1 — базальт; 2 — андезито-базальт; 3—5, 8, 9 — андезиты; 6, 7 — дациты и риолиты; 1 — 7 — средние для формации, по [97]; 8, 9 — для Японской и Идзу-Марианской дуг, по [79]; в сумму входит 1,32 и 1,06% H₂O и 0,20 и 0,23% P₂O₅.

черкнуть, что характерный для толеитовых, дифференцированных по кремнезему серий тренд повышения железистости на диаграмме *AFM* обычно не означает возрастания абсолютной концентрации FeO, поскольку по этой диаграмме оценивается лишь соотношение FeO и MgO. Поэтому при сопоставлении на диаграмме *AFM* трендов базальтоидных дифференцированных серий с типичным толеитовым трендом (Скергаард), где действительно возрастает не только относительная, но и абсолютная концентрация железа, необходимо дополнительно оценивать и изменение абсолютной железистости. Как видно из диаграммы (FeO + Fe₂O₃)—A_c (рис. 15), по мере магматической дифференциации во всех типах субщелочных базальтоидных серий Японской островной дуги понижается содержание железа. Поэтому нельзя согласиться с X. Куно и другими исследователями, которые определяют пижонитовые серии как серии с концентрацией, пусть и умеренной, железа и на этом основании противопоставляют их известково-щелочным, где концентрация железа не проявлена.

Принимая во внимание преобладание известково-щелочных пород над остальными вулканитами Японской островной дуги, можно допустить, что средние составы базальтоидов всей провинции должны также находиться в известково-щелочном поле диаграммы (Na + K)/Ca — A_c, занимая промежуточное положение между известковым (толеитовым) и известково-щелочным трендами, которым подчинены репрезентативные составы (рис. 16). Поэтому закономерно, что средневзвешенный состав

всех вулканитов, вычисленный по 1641 анализу С. Арамаки и Т. Уи [79] совпадает не с толеитовым, а с известково-щелочным андезитом ($A_c = 1,02$ и $(Na + K)/Ca = 1,14$).

Этот состав точно соответствует рассчитанному нами линейному региональному тренду известково-щелочных нормальнокалийевых пород кайнозойской вулканогенной формации северо-западной части Тихого океана (использованы данные по средним составам А. Эварта [97]). С этим трендом (см. рис. 16) также совпадает и средневзвешенный состав четвертичных вулканитов Идзу-Марианской дуги ($A_c = 0,87$ и $(Na + K)/Ca = 0,82$). Поэтому составы главных типов пород, объединяемых данным трендом (табл. 14), могут быть приняты в качестве эталонных для Японской вулканической дуги и эффузивных формаций других дуг (Идзу-Марианской, Курило-Камчатской и др.), принадлежащих к общей островодужной системе.

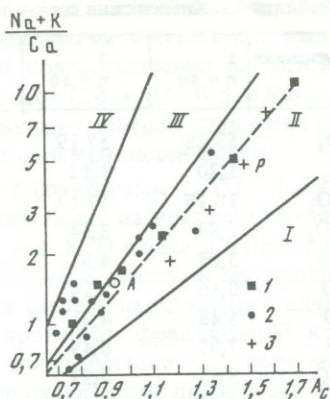
Как следует из сопоставления диаграмм (см. рис. 12, 13, 16), вулканы Японской островной дуги подчинены тренду пониженной щелочности по сравнению не только с формацией Каскадных гор—Аляски, но и с островными дугами юго-западной части Тихого океана. Однако и при пониженной щелочности сохраняется общий известково-щелочной тип состава магматитов. Таким образом, на примере этих дуг можно отметить два существенных положения: 1) в наиболее типичных и наиболее распространенных островодужных системах известково-щелочные типы пород преобладают над известковыми (толеитовыми) и 2) даже в случае островных дуг пониженной щелочности (Японская, Идзу-Марианская) их средневзвешенный состав соответствует не известковым (толеитовым) базальтам и андезито-базальтам, а известково-щелочным андезитам.

Вулканогенные серии и формации Анд

В настоящее время позднекайнозойские известково-щелочные вулканиты Андского вулканического пояса Южной Америки принято рассматривать как эталонные для орогенного окраинно-континентального магматизма. Поэтому в совокупности средние составы базальтов, андезитов и дацитов Анд нередко сравниваются со средними составами аналогичных типов пород из иных геодинамических обстановок, например из островных дуг, как если бы им соответствовали определенные, наиболее распространенные серии базальтов—андезитов—дацитов, сохраняющие постоянство петрохимических и геохимических параметров в региональном масштабе. Однако такая интерпретация, как уже отчасти было показано на примере региональных островодужных эталонов Якиша—Уайта или серий Японии, является излишне упрощенной. Подобные расчетные составы пород характеризуют в первую очередь наиболее общие статистические тенденции магматизма на региональном или глобальном уровне. Поэтому таким условным эталонным сериям могут и не соответствовать конкретные, в том числе и наиболее распространенные типы магматических серий, хотя относящиеся к ним породы при расчете эталонных составов также входят в общую статистическую выборку. Таким образом, петрохимическая близость к подобным эталонам магматических пород из других регионов сама по себе еще не может служить достаточным основанием для выводов о сход-

Рис. 17. Типизация пород региональной известково-щелочной формации Андского вулканического пояса

1 — региональные средние; 2 — репрезентативные составы из различных районов; 3 — средний состав риолитовой формации; А — средний андезит, Р — средний риолит [123]



стве геодинамической обстановки, аналогичном типе магматических источников и т.п.

В связи с этим рассмотрим соотношение некоторых предлагаемых в качестве репрезентативных средних составов вулканогенных пород Анд и общей региональной серии Андского вулканического пояса на диаграмме $(Na + K)/Ca - A_c$ (рис. 17). Репрезентативные составы пород активных вулканов Андского вулканического пояса (Эквадор, Чили, Перу, Аргентина и др.) приводятся по данным ряда публикаций известных исследователей этого региона — Р. Торпа, П. Френсиса, Г. Пихлера, В. Зайля, И. Досталля и др. Региональная серия (формация) включает полный ряд вулканогенных пород — от базальтов до риолитов, по А. Эварту (табл. 15). Как видно из диаграммы (см. рис. 17), средние представительные составы вулканитов из различных районов Анд не принадлежат к определенному петрохимическому тренду и обнаруживают значительный разброс относительно условной средней региональной серии, охватывая широкий диапазон щелочности—известковистости: от низкощелочных высокоглиноземистых базальтов до вулканитов повышенной щелочности, относимых к шощонитам и различным латитам. Такой широкий диапазон средних составов обусловлен различным характером вулканизма в отдельных участках Андского вулканического пояса.

В пределах этого пояса необходимо выделять три различных в геотектоническом и петрологическом отношении участка: северный, центральный и южный. Северный участок — близ экватора, на территории Колумбии и Эквадора, центральный (16—28° ю.ш.) — Чилийские и Перуанские Анды и южный — Чилийские и Аргентинские (Патагонские) Анды (к югу от 30° ю.ш.)¹. Этим участкам (зонам) соответствуют различная мощность и тип земной коры. Различно для них и положение зоны Беньофа, углы падения которой к востоку меняются от 5—10° до 30°. Поэтому зоны активного вулканизма существенно различаются в тектоническом отношении. С.В.З. залегает на континентальной коре палеозойско-мезозойско-

¹ В современной литературе эти участки нередко называют зонами: центральной вулканической зоной — Ц.В.З., северной — С.В.З. и южной — Ю.В.З. [135, 136].

Таблица 15. Химический состав пород Андского вулканического пояса

Компонент	1 n = 40	2 n = 30	3 n = 144	4 n = 33	5 n = 17	6 n = 27
SiO ₂	53,26	57,19	60,08	64,65	70,55	75,46
TiO ₂	1,20	1,12	0,95	0,72	0,46	0,21
Al ₂ O ₃	18,16	17,12	17,12	16,37	15,45	13,26
Fe ₂ O ₃	2,88	3,34	3,32	2,51	1,76	1,08
FeO	5,89	4,31	3,01	2,26	0,98	0,20
MnO	0,16	0,14	0,12	0,08	0,05	0,06
MgO	5,48	4,31	3,26	2,22	0,84	0,36
CaO	7,99	6,49	5,69	4,38	2,27	1,18
Na ₂ O	3,63	3,99	3,96	3,62	3,73	3,66
K ₂ O	1,34	2,00	2,48	3,21	3,91	4,53
A _c	0,76	0,87	0,97	1,16	1,44	1,70
(Na + + K)/Ca	1,02	1,48	1,70	2,37	5,01	10,18
Rb	40	47	75	127	173	132
Sr	662	679	648	399	214	126
Zr	199	190	195	133	79	307
La	26	56	38	—	—	—
Ce	56	91	67	44	—	—
Yb	2	2,5	2	1,5	—	—
Nb	12	—	17	—	—	—
Ni	66	49	66	11	13	4
Cr	204	74	80	25	—	—

1 — андезито-базальт; 2—4 — андезиты; 5, 6 — риолиты; по [97].

го возраста (мощность 40–50 км) при глубине зоны Беньофа около 140 км. Примерно такая же глубина зоны Беньофа допускается и для Ц.В.З., но мощность древней континентальной коры составляет здесь около 70 км. Вулканы южной части Андского вулканического пояса располагаются над наименее глубокой зоной Беньофа, глубиной 90–120 км при мощности мезозойской континентальной коры около 35 км.

Три главных участка Анд значительно различаются и по характеру вулканизма. Для С.В.З. характерен преимущественно андезитовый вулканизм, для Ц.В.З. — андезиты и лагит-андезиты (лавы стратовулканов), покровы и лавы вулканитов игнимбритовой формации (дациты—риолиты), для Ю.В.З. — известково-щелочные высокоглиноземистые базальты и андезиты.

Различия в геологическом строении и в вулканизме подчеркиваются и геохимической спецификой вулканитов, в первую очередь повышенным содержанием K, Rb, Sr, Ba в андезитах и других породах Ц.В.З. С максимальной мощностью континентальной коры и шириной вулканического пояса здесь коррелируют и наиболее высокие величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, достигающие, согласно опубликованным в 1977 г. данным Дж. Кларкса, С. Дейча, Г. Пихлера, В. Зайля, 0,705–0,713 по сравнению с величиной 0,704 для северной и южной зон [112].

Отмеченные выше различия, по мнению многих исследователей, свидетельствуют о преимущественно коровом типе магматических источников вулканитов центрального участка Андского пояса, особенно риолитовых игнимбригов. Для базальтов и андезито-базальтов С.В.З. и Ю.В.З. в качестве главного источника первичных магм принимаются процессы плавления мантийных перидотитов с последующей фракционной кристаллизацией.

Согласно обобщающим данным Р. Торпа с соавторами [135], широко известная для центрального участка Андского пояса латеральная магматическая зональность — увеличение щелочности и K_2O с запада на восток — отражает совокупность различных факторов магматической эволюции. В числе этих факторов приводятся: различная степень парциального плавления мантийных перидотитов, специфика процессов фракционной кристаллизации исходных магм, масштабы их контаминации коровым материалом при эволюции магмы в пределах верхней части литосферы и др. Роль этих факторов, а также процессов смешения магм в настоящее время оценивается по-разному в петрологических моделях, предложенных для объяснения петрогенезиса в отдельных районах Андского вулканического пояса. Согласно Р. Торпу и др., магматизм Ю.В.З. сопоставим с известково-щелочным островодужным, а эффузивы Ц.В.З. в геохимическом отношении близки к среднему составу континентальной коры. Вулканиты С.В.З. занимают промежуточное положение.

В наиболее общей схеме можно наметить два крайних типа петрологических процессов: 1) мантийной генерации исходных базальтовых и андезитовых магм и их последующей фракционной дифференциации в пределах земной коры и 2) коровой генерации и последующей дифференциации преимущественно кремнекислых дацит-риолитовых магм. В качестве характерной черты андского вулканизма следует отметить, что в результате обоих типов магматизма большей частью генерируются слабо дифференцированные магматические серии, в которых решительно преобладают какие-то определенные типы пород: андезиты, андезито-базальты, риолиты и др. Поэтому комплексные известково-щелочные магматические формации базальтов—андезитов—дацитов—риолитов не только в региональном масштабе, но и в отдельных районах рассматриваемого вулканического пояса представлены преимущественно продуктами дифференциации различных по щелочности исходных мантийных или контаминированных и гибридных магм. Этим определяются и различие средних составов пород из отдельных районов равно как и их нахождение в разных полях диаграммы $(Na + K)/Ca - A_c$. При этом характерно, что большая часть репрезентативных составов андезито-базальтов и андезитов (латитов) (табл. 16) принадлежит не к известково-щелочному, а субщелочному полю диаграммы или тяготеет к их смежной области. Напротив, представительные типы риолитов Перу и других районов Андского пояса (табл. 17) локализируются в пределах известково-щелочного поля, преимущественно ниже главного известково-щелочного тренда (рис. 18).

Особый тренд с четким линейным изменением составов намечается для щощонитов Перу и щелочных базальтов Аргентины в субщелочном поле диаграммы (поле III). Также автономное положение без переходов к андезитам занимают высокоглиноземистые базальты, характерные для ряда вулканов Ю.В.З.

Таблица 16. Химический состав пород андезитовой формации центральной вулканической зоны Андского пояса

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	56,67	59,79	61,09	62,13	62,20	64,40	65,70
TiO ₂	0,94	0,88	0,79	0,69	0,80	0,51	0,63
Al ₂ O ₃	18,19	17,10	17,43	16,62	16,78	17,42	17,12
Fe ₂ O ₃	3,90	3,50	3,12	3,95	4,62	3,42	3,34
FeO	3,57	2,78	2,67	1,45	1,45	0,95	0,48
MnO	0,12	0,09	0,09	0,09	0,10	0,11	0,07
MgO	3,50	3,39	2,50	2,36	2,69	1,47	1,15
CaO	7,16	5,86	5,66	5,03	4,58	4,22	3,21
Na ₂ O	4,00	3,82	4,08	4,13	3,81	4,82	4,01
K ₂ O	1,96	2,79	2,58	3,55	2,97	2,68	4,29
A _c	0,86	0,95	1,01	1,02	1,08	1,12	1,19
(Na + K)/Ca	1,34	1,75	1,85	2,33	2,28	2,82	3,85

1-8 — андезит-дацитовая серия Чили, по [135, 136]; 9-14 — серия вулкана Невадо-Коропуна, (южная часть Перу), по [137]; 15 — средний состав андезитовой формации, по [123]

Как видно из диаграммы (см. рис. 18), общая региональная формация андских вулканитов (см. табл. 15), намеченная по средним составам, согласно А. Эварту, не представляет собой единый эволюционный известково-щелочной ряд, а включает две автономные группы: от андезито-базальтов до андезитов и от дацитов до риолитов. Первая группа составов, отличающихся повышенной щелочностью, усредняет преимущественно дифференциаты мантийных андезито-базальтовых и андезитовых магм, вторая — палингенных, т.е. нормальных известково-щелочных коровых магм. Вулканиты первой группы нередко выделяются в качестве андезитовой формации Анд, а второй группы — риолитовой формации.

Судя по имеющимся данным, известные для Анд относительно дифференцированные комагматические серии в большей степени характерны для магм повышенной щелочности, но не для нормальных известково-щелочных. Используя ранее приведенные данные (табл. 16, 17), рассмотрим подробнее особенности состава типовых дифференцированных серий Ц.В.З. (Южного Перу и Северного Чили) в сравнении с вулканитами риолитовой формации Боливии.

В состав серии Южного Перу входят известково-щелочные вулканиты третичных и четвертичных вулканитов, расположенных в северной (перуанской) части Ц.В.З. между 15 и 18° ю.ш., в том числе из наиболее крупного и наиболее высокого вулкана Перу — Невадо-Коропуна (6 400 м). Среди эффузивов преобладают андезитовые лавы. Их кремнекислые и щелочные разности выделяются как латит-андезиты и дациты. Наиболее кислые вулканиты — риолитовые туфы и игнимбриты. Для вкрапленников и основной массы лав характерен общий парагенезис минералов, среди которых преобладает основной плагиоклаз, присутствуют Са-пироксен (авгит-салит) и ортопироксен, в качестве второстепенных — роговая

	8	9	10	11	12	13	14	15
72,91	56,45	58,05	59,53	63,18	64,21	70,95	58,7	
0,22	1,12	1,27	0,81	1,00	0,86	0,45	1,0	
15,03	19,83	17,55	17,17	16,15	16,33	14,71	17,4	
1,44	3,56	5,10	4,27	1,73	2,62	2,22	3,0	
0,05	2,75	2,14	2,44	1,93	1,61	0,20	3,8	
0,03	0,12	0,08	0,13	0,07	0,06	0,07	0,1	
0,14	2,54	2,65	3,45	2,23	2,12	0,71	3,6	
1,43	7,53	6,53	5,79	5,69	4,54	1,51	6,3	
4,23	3,76	4,28	4,06	4,67	4,33	4,84	4,1	
4,51	2,34	2,35	2,34	3,35	3,33	4,33	2,0	
1,51	0,87	0,92	0,96	1,01	1,09	1,37	—	
9,09	1,27	1,61	1,75	2,19	2,60	9,2	—	

обманка, титаномагнетит и биотит (в кислых породах). Лавы нескольких вулканов с повышенными содержаниями калия отнесены к шошонитам. Химический состав пород приведен в табл. 16.

Исходя из особенностей распределения редких элементов, исследователи [137 и др.] при объяснении генезиса андезитов следуют широко известным для Анд представлениям о генерации исходной магмы в результате селективного плавления мантийных перидотитов, залегающих над субдуцированным клином океанической литосферы. Судя по нефракционному типу спектра р.з.э., это должен быть безгранатовый шпинелевый перидотит. При этом, учитывая повышенное содержание литофильных элементов и калия, допускается, что мантийные перидотиты были уже обогащены этими элементами в результате их экстрагирования флюидами, выделявшимися из субдуцированной пластины океанической литосферы. Последующая фракционная дифференциация с отделением сначала оливина, а в близповерхностных условиях — плагиоклаза и пироксена могла дать все наблюдаемые вариации состава андезитовых серий. Лишь для риолитов не исключается возможность генерации магмы за счет анатексиса в коре.

На диаграмме $(Na + K)/Ca - A_c$ (см. рис. 17) точки пород рассматриваемой серии составляют преимущественно единый непрерывный тренд в пограничной области полей II и III. Это согласуется с повышенной щелочностью вулканитов и отношением их к переходным породам между андезитами и латитами. К этому тренду повышенной щелочности, совпадающему с пограничной линией между полями II и III, принадлежат также андезиты вулканов северной части Чили, обычно включаемые в состав андезитовой формации Центральных Анд. Стратовулканы, представляющие эту формацию, образуют наиболее высокие вершины Западной

Таблица 17. Состав пород риолитовой формации Андского вулканического пояса

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	55,28	57,40	61,02	61,84	64,53
TiO ₂	1,14	1,40	1,21	1,22	0,85
Al ₂ O ₃	15,59	18,62	17,52	16,26	15,51
Fe ₂ O ₃	0,79	2,56	1,61	2,10	1,72
FeO	7,59	4,64	5,03	4,21	3,38
MnO	0,13	0,14	0,09	0,10	0,09
MgO	8,11	2,71	3,11	3,13	2,87
CaO	7,49	8,02	5,48	5,88	5,25
Na ₂ O	2,28	3,07	2,40	2,96	3,55
K ₂ O	1,59	1,44	2,52	2,31	2,25
A _c	0,81	0,93	1,08	1,08	1,15
(Na + K)/Ca	0,80	0,91	1,34	1,38	1,73

Компонент	6	7	8	9	10
SiO ₂	64,64	66,00	68,18	67,93	71,5
TiO ₂	1,02	0,88	0,64	1,07	0,4
Al ₂ O ₃	16,11	16,57	16,09	16,49	14,6
Fe ₂ O ₃	3,05	2,65	2,00	1,31	2,1
FeO	1,92	1,89	1,11	2,26	0,4
MnO	0,10	0,05	0,06	0,05	0,1
MgO	2,12	1,66	1,51	1,42	0,9
CaO	4,93	3,93	3,91	3,27	2,4
Na ₂ O	2,93	2,33	2,94	2,00	3,5
K ₂ O	3,18	4,04	3,55	4,21	4,1
A _c	1,20	1,29	1,36	1,41	1,48
(Na + K)/Ca	1,84	2,30	2,44	2,64	4,60

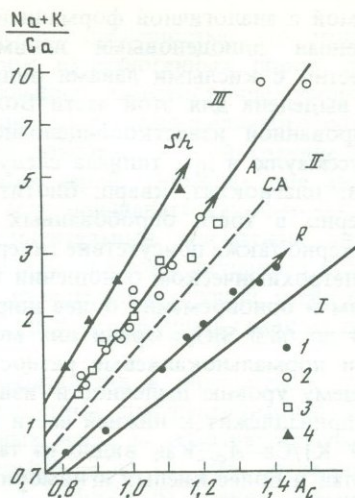
1-4 — андезиты, 5-7 — дациты, 8-10 — риолиты; 1-9 — Юго-Западная Боливия, 10 — средний состав риолитовой формации Чили; по [123].

Кордильеры в центральной части Анд и являются более молодыми по отношению к третичным широко распространенным кислым вулканитам риолитовой формации (преимущественно игнимбриты и пирокластические отложения).

Основную массу пород андезитовой формации составляют андезиты повышенной щелочности (латит-андезиты), обычно содержащие, по данным Г. Пихлера и В. Зайля, до 7-11% кварца. Фенокристы представлены плагиоклазом (An_{62-45}), гиперстеном ($Fs_{32}En_{68}$), авгитом. Спорадически встречаются корродированные фенокристы более натриевого плагиоклаза (An_{25-35}), интерпретируемые как реликты метаморфических пород. В подчиненных количествах в составе формации присутствуют более кремнекислые эффузивы — дациты и риодациты, реже — риолиты. В этих породах в небольших количествах содержатся биотит и роговая обманка. В некоторых образцах заключены корродированные ксенокри-

Рис. 18. Петрохимические тренды главных вулканогенных формаций Анд

1 — риолитовая формация Боливии; 2, 3 — андезитовые формации Южного Перу и Северного Чили; 4 — шошонитовая формация Перу; буквами выделены тренды: R — риолитовый, CA — главный базальтоидный (известково-щелочной), A — андезитовый, Sh — шошонитовый



сты кварца, а также гранобластовые обособления этого минерала, возможно являющиеся реликтами метаморфических пород (гнейсы, кварциты). Отмеченные петрографические особенности рассматриваются некоторыми исследователями как признак корового происхождения андезитов и родственных пород.

Типичным представителем андезитовой формации являются вулканы андезит-дацитового состава северной части Чили, примерно в 200 км к востоку от Чилийско-Перуанского желоба. Их петрография и геохимические особенности рассмотрены в ряде работ (Р. Торп, П. Френсис, М. Робол и др.), которые связывают генерацию андезитов с процессами плавления метасоматически измененной мантии в зоне субдукции океанической коры. Последующая кристаллизационная дифференциация андезитовых магм с отделением оливина и пироксена (на глубинах свыше 35 км) и плагиоклаза в верхних горизонтах земной коры приводила к генерации более кремнекислых дифференциатов. Состав пород андезит-дацитовой серии, по данным Р. Торпа с соавторами [135, 136], приведен в табл. 16 и отражен на петрохимической диаграмме (см. рис. 18). Как видно из диаграммы, тренд щелочности—известковистости близок к тренду предыдущей андезитовой серии Южного Перу.

Вулканы риолитовой формации Чилийских Анд, развитые на площади около 150 тыс. км², являются продуктами трещинных извержений миоцен-плиоценового возраста. По данным Г. Пихлера и В. Зайля, для них характерны фенокристы санидина и магнетита, ксенокристы и корродированные реликты кварца и плагиоклаза (Al_{20-55}), сопровождаемые биотитом, гиперстеном и бурой или зеленой роговой обманкой. Исходные для этих пород магмы генерировались в процессе корового анатексиса и принадлежат к области низкотемпературных эвтектоидных составов в системе кварц—ортоклаз—альбит. По величине $(Na + K)/Ca$ это типичные известково-щелочные магматиты (см. табл. 17).

Коровое происхождение допускают также С. Куссмауль, П. Харман и др. [115] для "риолитовой формации" Юго-Западной Боливии, сопо-

ставимой с аналогичной формацией Чилийских Анд. Эта формация, представленная плиоценовыми игнимбритами дацит-риолитового состава, совместно с кислыми лавами ряда четвертичных стратовулканов может быть выделена для этой части Боливии в качестве региональной дифференцированной известково-щелочной серии. Для игнимбритов, согласно С. Куссмаулю и др., типична следующая ассоциация минералов-вкрапленников: плагиоклаз, кварц, биотит и роговая обманка. Наряду с ними, примерно в трети опробованных пород, встречается санидин. Для лав характерно также присутствие гиперстена и авгита [115].

В петрохимическом отношении лавы отличаются от игнимбритов более низким и одновременно более широким диапазоном кремнекислотности: от 54 до 68% SiO_2 . Среди них могут быть выделены повышено-калиевые и нормальнокалиевые разности. Однако по минеральному составу и общему уровню щелочности-известковистости бо́льшая часть лав сходна и принадлежит к нижней части известково-щелочного поля диаграммы $(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca}-A_c$. Как видно из табл. 17 и диаграммы (см. рис. 18), состав лав и более кислых игнимбритов подчинен единому петрохимическому тренду.

Таким образом, в результате петрохимического анализа эффузивных серий Анд на основе диаграммы $(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca}-A_c$ могут быть выделены принципиальные группы субщелочных и известково-щелочных вулкаников с учетом характерных для них трендов щелочности-известковистости. Тренд повышено-щелочных (высококалиевых) известково-щелочных пород (андезиты, латиты) можно определить как "мантийно-коровый" (мантийная генерация исходных магм и их последующая низкобарическая дифференциация в верхних горизонтах коры). Другой тренд — нормальный известково-щелочной — включает продукты преимущественно коровых дацит-риолитовых анатектических, возможно также и гибридных, андезитовых магм. Поэтому данный тренд можно было бы противопоставить предыдущему (повышенно-калиевому) как преимущественно коровый. Такое допущение кажется вполне вероятным из-за несомненной корреляции масштабов плиоцен-четвертичного андезитового магматизма и возрастания величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ до 0,710 с резким увеличением к этому времени мощности континентальной коры Ц.В.З. Наиболее достоверной представляется оценка масштабов ассимиляции андезитовыми магмами корового материала, полученная Дж. Джеймсом [109] по совокупности системных изотопных соотношений O, Sr, Pb и Nd. С учетом особенностей изотопного состава различных контаминатов доля ассимилированного корового компонента оценивается им в 15–20 мас. %.

Подытоживая, можно прийти к общему заключению, что магматическая эволюция от базальтов к андезитам и риолитам в целом для всего кайнозойского Андского вулканического пояса не является результатом последовательной дифференциации мантийных базальтовых и андезитовых магм. Лишь начальный этап этой эволюции — выплавление широкого спектра базальтовых, щелочно-базальтовых и андезито-базальтовых магм — может быть определен как собственно мантийный. Дифференциатами этих магм могут быть как нормальные известково-щелочные андезиты, так и магматиты повышенной щелочности — различные субщелочные базальтоиды (шошониты, латиты, трахиандезиты). Магматизм это-

го этапа в общем отличается повышенной щелочностью, что отражает и средний состав региональных выборок вулканогенных пород, составы которых выходят за пределы нормального известково-щелочного поля или попадают на границу субщелочного известково-щелочного полей диаграммы $(Na + K)/Ca - A_c$. Как было показано, к этой границе близки тренды магматической дифференциации серий, типичных для андезитовой формации Анд. Таким образом, если признавать какой-то более или менее специфический окраинно-континентальный магматизм андского типа, то его петрохимическим выражением для зоны активного вулканизма в первую очередь можно считать известково-щелочной тренд относительно повышенной общей и калиевой щелочности вдоль границы полей II и III на диаграмме $(Na + K)/Ca - A_c$.

Последующий переход от андезито-базальтов и андезитов к дацитам определяется не только близповерхностной дифференциацией первичных андезито-базальтовых и андезитовых магм, но и возрастающими масштабами ассимиляции корового материала — до 15–20%, согласно оценке Дж. Джеймса. Этому соответствует переход от тренда повышенной щелочности к главному известково-щелочному тренду поля II для региональных средних типов магматитов. Другими словами, породы андезитовой и риолитовой формаций Анд не составляют единого петрохимического ряда, как это предполагали Г. Пихлер, В. Зайль и др. Более кремнекислые продукты магматизма, составляющие основную массу риолитовой формации Анд, имеют преимущественно палингенное происхождение. В петрохимическом отношении они не специфичны и могут отличаться пониженной щелочностью по сравнению со средним составом пород регионального ряда дацит—риолит.

В общем, на примере нескольких типов кайнозойских эффузивных провинций Андского вулканического пояса для этого региона можно наметить три принципиальных петрохимических тренда: 1) риолитовый — собственно известково-щелочной тренд игнимбритовых (риолитовых) формаций, предшествующих формированию главных андезитовых вулканов, 2) андезитовый — известково-щелочной тренд главных андезитовых формаций, характеризующихся повышенной калиевой и общей щелочностью и 3) шошонитовый — субщелочной тренд вулканов, располагающихся к востоку от главной вулканической зоны (см. рис. 18). Ни один из этих трендов не совпадает с главным орогенным известково-щелочным трендом поля II, хотя средний состав риолитовой формации Северного Чили близок к этому тренду. Поэтому очевидно, что совпадение с главным орогенным трендом средних региональных типов пород (см. рис. 17) определяется не преимущественным развитием в Андском вулканическом поясе нормальных известково-щелочных базальт-андезит-дацитовых серий, а комплементарным соотношением пород: повышенно-щелочных (андезитовых) и пониженно-щелочных (коровых риолитовых) формаций.

Региональная серия Центрально-Американского вулканического пояса

В предыдущем изложении были приведены примеры ряда региональных формаций, составленных по средним составам главных типов вулкаников. Петрохимические тренды для подобных усредненных серий хотя и характеризуют наиболее общие тенденции развития магматизма в пределах крупных участков земной коры, но, как отмечалось, не обязательно сопряжены с единым типом тектоно-магматической обстановки. Поэтому в плане формационной типизации целесообразно рассмотреть пример региональной вулканогенной ассоциации, представляющей единую в тектоническом и петрологическом отношении группу вулканических центров и, следовательно, общую магматическую формацию. Таким примером может служить формация активных вулканов, входящих в кайнозойский вулканический пояс Центральной Америки, на территории Гватемалы, Гондураса, Сальвадора, Никарагуа, Коста-Рики. Вулканизму региона посвящены работы В. Розе, Р. Штойбера, М.Дж. Карра, Г. Пенфильда, Г. Пихлера, Р. Торпа и других исследователей, а обобщающая петрологическая характеристика приведена М.Дж. Карром с соавторами [91]. По этим данным составлено следующее ниже краткое описание региональной серии Центральной Америки.

Вулканический пояс, протягивающийся более чем на 1000 км, является частью Центрально-Американской горной системы — орогенического пояса, возникшего на стыке Карибской и Кокосовой конвергентных плит. В пределах пояса выделяется серия сближенных тектонических линейментов, параллельных окраине континента и Центрально-Американскому океаническому желобу. Вулканический фронт располагается над сейсмофокальной зоной, маркирующей узкую полосу контакта астеносферы и кровли погружающейся, вдавливаемой в нее литосферной плиты. Вулканические центры представлены преимущественно крупными базальтовыми и андезитовыми стратовулканами, к которым приурочены экструзивные дацитовые куполы и шлаковые конусы. В отдельных вулканических центрах происходили массовые выбросы дацит-риолитовых пирокластов и игнимбритов.

Лавы обычно порфировые, с преобладанием плагиоклаза над остальными минералами-вкрапленниками. Для базальтов и андезито-базальтов характерны также оливин и клинопироксен, для андезитов и более кислых пород — гиперстен и роговая обманка, а для дацитов и риолитов — также кварц, биотит и ильменит. Обычными второстепенными минералами являются апатит и титаномagnetит. Примечательной особенностью вулкаников — от базальтов до дацитов и риолитов — можно считать практически идентичное, близкое к величине 0,7040 отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Судя по этой величине, не зависящей от региональных вариаций мощности и типа континентальной коры, все магматиты образовались за счет мантийных источников. Это относится и к четвертичным риолитам, хотя их общий объем сопоставим с объемом всех остальных пород.

Модельные расчеты, выполненные В. Розе и др. с учетом данных о составе минералов-вкрапленников и распределения в породах редких элементов-примесей, подтверждают возможность образования вулканических серий в результате последовательной фракционной кристаллизации

исходной базальтовой магмы. При этом подчеркивается, что существенную роль играли количественные соотношения плагиоклаза с оливином и другими фракционируемыми минералами, в значительной степени контролируемые содержанием в магмах воды и других летучих. Как известно из экспериментальных данных Х. Йодера, К. Гилли, А. Рингвуда и других исследователей, повышенное давление воды приводит к подавлению поля кристаллизации плагиоклаза по отношению к оливину и пироксену, способствуя также кристаллизации магнетита и амфибола. Установлено, что плагиоклаз, кристаллизующийся из андезитовой магмы при высоком давлении воды, отличается большей известковатостью по сравнению с кристаллизующимся в безводных условиях. Поэтому вариации в количественных соотношениях плагиоклаза и других фракционируемых минералов в значительной степени определяют градиенты щелочности для последовательных серий дифференциатов.

Имеющиеся по некоторым активным вулканам этого региона данные свидетельствуют о высоком (до 3%) содержании воды уже на стадии исходных базальтовых магм. Различия в количественных соотношениях плагиоклаза и других минералов в составе продуктов последовательных исторических извержений активных вулканов позволяют оценить также и роль процессов фракционирования в близповерхностных вулканических камерах. В целом наблюдения согласуются с выводом о появлении все более кремнекислых составов в результате последовательного фракционирования водонасыщенных расплавов в периоды наибольших интервалов между вулканическими извержениями. В отдельных вулканических циклах уменьшение содержания SiO_2 и Al_2O_3 или возрастание количества $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ отражают падение давления воды и поступление в вулканическую камеру новых порций базальтовой магмы.

Особенности химического состава репрезентативных вулканитов (табл. 18) позволяют отнести их к представителям известково-щелочной серии. Об этом свидетельствуют высокая глиноземистость начальных магматитов и одновременное последовательное уменьшение содержания железа и магния с ростом кремнекислотности при сохранении примерно постоянной величины содержания Na_2O и прогрессирующем возрастании концентрации K_2O . Вместе с тем, как и в других случаях, общая петрохимическая типизация на основе обычно используемых диаграмм противоречива. Так, например, одна и та же серия вулканитов Коста-Рики на диаграмме Х. Куно по соотношению SiO_2 и суммы щелочей попадает преимущественно в поле пониженно-щелочных толеитов, а на диаграмме *AFM* она принадлежит к типичным известково-щелочным дифференциатам. Напротив, серия Никарагуа по соотношению SiO_2 и щелочей — типичная известково-щелочная (поле высокоглиноземистых базальтов), а на диаграмме *AFM* значительная часть ее вулканитов попадает в поле толеитов [91].

По диаграмме $(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca} - A_c$ наглядно можно судить не только о принадлежности рассматриваемой формации к известково-щелочным магматитам, но и о том, что большая часть вулканитов составляет последовательную дифференцированную серию — от базальтов до дацитов (рис. 19). Эти породы четко следуют главному известково-щелочному магматическому тренду. Примечательно, что к этому тренду принадлежат и средние составы главных типов эффузивных пород, рассчитанные А. Эвартом и

Таблица 18. Химический состав пород вулканов Центрально-Американского пояса

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	50,51	53,51	54,75	58,33	59,60	62,55	63,71
TiO ₂	0,88	1,16	2,29	0,79	0,67	0,76	0,56
Al ₂ O ₃	20,40	17,02	16,75	17,81	17,26	15,66	16,23
Fe ₂ O ₃	3,03	2,98	2,97	2,71	2,88	2,88	1,96
FeO	7,07	6,95	6,84	4,06	4,32	4,31	2,94
MnO	0,13	0,13	0,21	0,11	0,10	0,09	0,09
MgO	3,90	4,86	2,91	3,97	3,08	2,77	2,32
CaO	9,90	8,92	8,03	7,19	6,16	4,99	4,95
Na ₂ O	3,50	3,55	3,73	3,46	3,85	3,95	4,36
K ₂ O	0,67	0,92	1,52	1,57	2,08	2,03	2,87
A _c	0,71	0,77	0,83	0,93	0,96	1,08	1,07
(Na + K)/Ca	0,72	0,84	1,07	1,13	1,53	1,92	2,29
Rb	9	12	30	45	—	—	38
Sr	580	633	442	498	—	—	461
Ni	30	22	11	7,0	—	—	3
Cr	17	14	11	—	—	—	6

Компонент	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	66,38	74,48	49,71	54,16	59,04	65,63	73,92
TiO ₂	0,35	0,14	0,53	1,14	0,94	0,64	0,28
Al ₂ O ₃	16,87	13,45	15,46	17,70	17,19	16,60	14,11
Fe ₂ O ₃	1,41	1,03	0,91	3,40	2,65	1,81	1,37
FeO	2,53	0,62	8,18	5,48	4,29	2,62	0,91
MnO	0,12	0,03	0,18	—	—	—	—
MgO	1,36	0,21	10,20	4,88	3,65	1,93	0,45
CaO	4,04	1,03	13,13	8,40	6,51	4,18	1,39
Na ₂ O	5,15	4,14	1,53	3,44	3,94	4,20	3,53
K ₂ O	1,78	4,86	0,17	1,40	1,79	2,39	4,04
A _c	1,19	1,58	0,67	0,79	0,94	1,19	1,66
(Na + K)/Ca	2,83	12,83	0,58	0,94	1,42	2,50	8,06
Rb	39	39	—	—	—	—	—
Sr	420	55	—	—	—	—	—
Ni	7	1	—	—	—	—	—
Cr	3	5	—	—	—	—	—

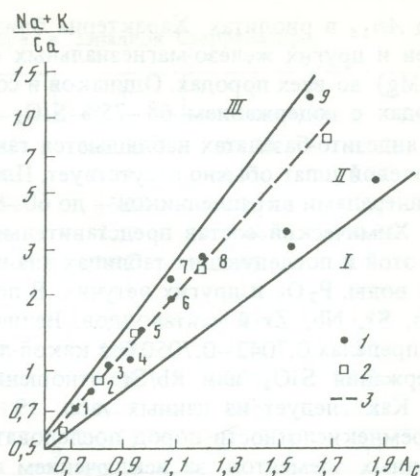
1 — базальт, Фуэго; 2 — андезито-базальт, Санта-Мария; 3 — андезито-базальт, Боке-рон; 4 — андезит, Толиман; 5 — андезит, Агуа; 6 — андезит, Акатенанго; 7 — дацит, Тахумулько; 8 — дацит, Санта-Мария; 9 — риолит, Серро-Пахо [110]; 10–14 — региональные средние составы: 10 — базальт, 11.— андезито-базальт, 12 — андезит, 13 — дацит, 14 — риолит [119]

Р. Ле-Метром для всего Центрально-Американского региона по совокупности 430 химических анализов [99].

Как видно из диаграммы (см. рис. 19), от главного тренда и принадлежащего к нему состава среднего риолита заметно отклоняются составы конкретных риолитов, как в сторону меньшей, так и большей щелочности. С

Рис. 19. Региональная известково-щелочная серия вулканитов Центральной Америки

1 — эффузивы активных вулканов; 2 — средние региональные составы вулканитов [99]; 3 — главный известково-щелочной тренд; номера анализов соответствуют номерам в табл. 18



учетом приведенных выше геолого-петрографических и геохимических данных очевидно, что подобные отклонения не могут быть обусловлены сколько-нибудь значительными масштабами процессов коровой ассимиляции или анатексиса и, скорее всего, отражают эманационное перераспределение щелочных металлов в близповерхностных условиях. Возможно также, что в этом заметную роль играло поступление в вулканические очаги метеорных вод, сопутствующее конечным стадиям магматического процесса, с которыми были связаны эксплозивные выбросы основной массы риолитового пирокластического материала. Поскольку средний расчетный состав риолитов строго согласуется с общим базальт-дацитовым магматическим трендом, то в данном случае очевидна генетическая преемственность риолитов как продуктов общего процесса магматической эволюции исходных базальтовых и андезитовых магм.

Западная Сьерра-Мадре (Кордильеры Мексики)

К этой серии принадлежат третичные эффузивные породы, преимущественно риолитовые игнимбриты, развитые в Западной Сьерра-Мадре на обширной площади — свыше 250 тыс. км². Эта вулканическая провинция, продолжающаяся далее к северу на территории западных штатов США, является крупнейшим в мире районом проявления риолитового магматизма. Изучена серия лишь в последние годы К.Л. Камероном и Г. Хэнсоном [88]. По их данным ниже приводится общая характеристика серии.

Мощность эффузивной толщи в Западной Сьерра-Мадре достигает 1 км. В составе толщи игнимбритовые покровы перемежаются с риолитовыми и другими лавами, в том числе андезитовыми и андезито-базальтовыми. Количество последних не превышает 10% от общего объема толщи.

Для всех пород серии — от андезито-базальтов до дацитов — характерна общая ассоциация вкрапленников, включающая плагиоклаз, ортопироксен, клинопироксен и магнетит. В игнимбритах к ним добавляется роговая обманка, а в риолитовых лавах вместо клинопироксена появляется биотит. Состав плагиоклаза постепенно меняется от An_{65-90} в андезито-базальтах

до An_{15} в риолитах. Характерна близкая величина железистости пироксенов и других железо-магнезиальных силикатов — около 25–30% $Fe/(Fe + Mg)$ во всех породах. Одинаков и состав пироксена: $Wo_{40}En_{43}Fs_{17}$. В породах с содержанием 68–75% SiO_2 присутствуют вкрапленники кварца. В андезито-базальтах наблюдаются также вкрапленники оливина. Щелочной полевой шпат обычно отсутствует. Плаггиоклаз преобладает над остальными минералами вкрапленников — до 60–80%.

Химический состав представительных типов пород приведен в табл. 19. В этой и последующих таблицах анализы пересчитаны на 100% после вычета воды, P_2O_5 и других летучих. В породах определены также содержания Rb, Sr, Nb, Zr и лантаноидов. Величина отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ находится в пределах 0,7042–0,7050 без какой-либо закономерной зависимости от содержания SiO_2 или Rb/Sr отношения в последовательном ряду пород.

Как следует из данных табл. 19, по мере возрастания кислотности и кремнекислотности пород последовательно падает содержание всех петрогенных элементов, за исключением калия и натрия. Концентрация калия возрастает от 0,6–1,2 в андезито-базальтах и андезитах до 4% в риолитах, а содержание натрия остается примерно на одном уровне. Петрохимические параметры главных типов пород приведены в табл. 20. По соотношению кислотности и щелочности—известковистости породам серии соответствует линейный тренд в средней части известково-щелочного поля общей диаграммы $(Na + K)/Ca - A_c$ (рис. 20). С возрастанием величины A_c последовательно изменяются и другие петрохимические параметры, что свидетельствует о комагматичности пород. С этим согласуется и изменение содержаний редких элементов, также подчиненное линейным концентрационным трендам.

Как было отмечено К.Л. Камероном и другими исследователями, комагматичность всех пород рассматриваемой серии подчеркивается общей для них геохимической спецификой по содержанию и соотношениям редких элементов. Так, от более древних магматитов и от сменяющих их вверх по разрезу более щелочных базальтов породы серии отличаются более низкой величиной Ce/Yb отношения, а исходные андезито-базальты также и общим пониженным содержанием всех лантаноидов и циркония.

Петрологическая интерпретация комагматичности пород серии Западная Сьерра-Мадре представляет особый интерес из-за ее преимущественно риолитового состава. Как известно, для риолитов нередко предполагается коровый анатектический тип кислой магмы. Соответственно для крайних членов серии допускаются различные магматические источники: мантийные для базальтов и андезитов и коровые для риолитов. В результате их смешения образуются промежуточные породы. Таким образом, подобные серии рассматриваются как гибридные, а не продукты последовательной магматической дифференциации. Одним из решающих доказательств гибридности в подобных случаях является различный изотопный состав стронция в крайних членах серии — базальтах и риолитах.

Однако отсутствие текстурных и минералогических признаков гибридности в андезитах и дацитах серии Западная Сьерра-Мадре при близкой величине $^{87}Sr/^{86}Sr$ во всех породах не позволяют относить их к гибридным образованиям, продуктам смешения генетически различных магм. Петрографические особенности рассматриваемой серии и характер распре-

Таблица 19. Химический состав пород серии в Западной Сьерра-Мадре

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	54,44	60,57	61,22	62,55	65,39	67,76
TiO ₂	0,97	0,93	1,04	0,99	0,91	0,82
Al ₂ O ₃	17,53	16,26	17,52	16,18	15,74	15,31
Fe ₂ O ₃	2,49	2,45	2,59	2,52	2,46	2,37
FeO	5,99	4,83	3,50	3,95	2,81	1,88
MnO	0,16	0,13	0,13	0,13	0,12	0,10
MgO	4,71	3,20	2,01	2,30	1,87	1,25
CaO	9,78	6,15	6,21	5,40	4,75	3,72
Na ₂ O	3,35	4,26	4,65	4,68	4,38	5,26
K ₂ O	0,58	1,22	1,13	1,29	1,56	1,52
Компонент	7	8	9	10	11	
SiO ₂	71,54	73,55	74,17	74,78	76,05	
TiO ₂	0,53	0,32	0,40	0,37	0,21	
Al ₂ O ₃	14,88	14,42	13,90	13,66	13,32	
Fe ₂ O ₃	2,11	1,89	1,83	1,78	1,21	
FeO	0,44	0,08	—	—	—	
MnO	0,11	0,09	0,07	0,10	—	
MgO	0,96	0,45	0,59	0,41	0,25	
CaO	2,33	1,66	1,47	1,28	1,08	
Na ₂ O	4,40	4,76	4,44	4,40	4,12	
K ₂ O	2,68	2,78	3,12	3,21	3,75	

1 — андезито-базальт; 2—4 — андезиты; 5—6 — дациты; 7—11 — риолиты.

Таблица 20. Петрохимические параметры серии Западной Сьерра-Мадре

Номер породы	A _c	$\frac{Na + K}{Ca}$		$\frac{Na + K}{Al}$	$\frac{Na}{K}$	$\frac{Fe + Mg}{(ат.кол.)}$	$\frac{Fe\%}{(Mg+Fe)}$	$\frac{An}{An+Ab}$	Q	ИД	Порода
1	0,80	0,69	0,35	8,7	234	49	52	5	37	Андезито-базальт	
2	1,00	1,49	0,51	5,3	177	55	38	13	56	Андезит	
3	1,03	1,57	0,51	6,2	133	62	37	14	60	"	
4	1,07	1,85	0,56	5,5	145	60	33	15	62	"	
5	1,20	2,00	0,57	4,3	118	60	33	21	67	Дацит	
6	1,28	3,00	0,67	5,2	88	64	24	22	76	"	
7	1,50	4,8	0,68	2,5	58	58	24	29	82	Риолит	
8	1,60	7,2	0,75	2,6	37	69	17	31	88	"	
9	1,65	8,00	0,77	2,2	38	61	16	32	88	"	
10	1,69	9,2	0,78	2,1	34	69	14	33	90	"	
11	1,76	11,0	0,81	1,7	21	71	13	35	93	"	

Примечание. Номера пород соответствуют номерам анализов в табл. 19.

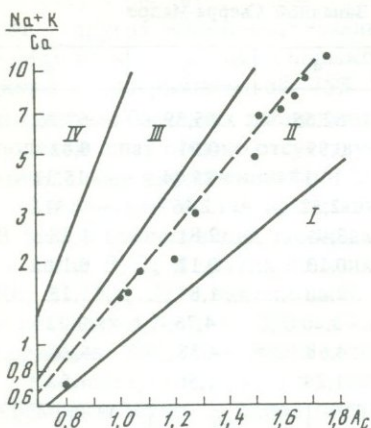
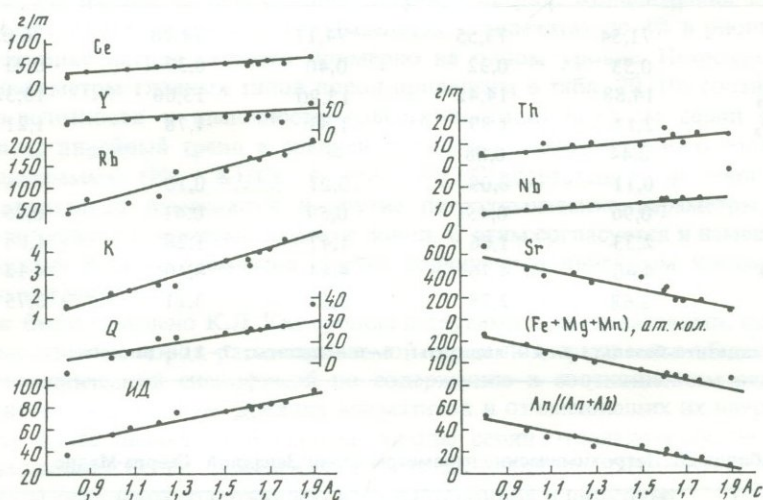


Рис. 20. Петрохимический тренд дифференцированной известково-щелочной серии Восточная Сьерра-Мадре

Рис. 21. Зависимость содержаний редких элементов от A_c и тренды нормативных параметров для серии Восточная Сьерра-Мадре



деления редких элементов (рис. 21) хорошо согласуются с моделью фракционной кристаллизации, контролируемой преимущественным отделением плагиоклаза понижающейся основности при подчиненной роли пироксена и магнетита. Согласно расчетам, конечная риолитовая фракция составляет около 20% исходного андезито-базальтового расплава.

Хотя в серии Западная Сьерра-Мадре риолиты не сопровождаются одновременными значительными массами андезитов и других средних и основных пород, последние известны в других третичных игнимбритовых провинциях Северной Америки, например в провинции Сан-Хуан (Колорадо). Также и на территории Мексики к югу от зоны развития толщи риолитовых игнимбритов располагается кайнозойский пояс Поперечной Вулканической Сьерры с крупными андезитовыми вулканами; в отдельных вулканических центрах здесь известны и базальт-андезит-дацитовые серии и более поздние риолиты. Таким образом, формирование существенно риолитовой серии Западной Сьерра-Мадре можно рассматривать как одну из фаз общего процесса длительного андезитового магматизма.

Выгорлат-Гутинская гряда (советское Закарпатье)

Рассматриваемые ниже серии представляют вулканические массивы Выгорлат-Гутинской гряды. Эта гряда является частью вулканической дуги, приуроченной к Закарпатскому внутреннему прогибу между Карпатским хребтом и Паннонским срединным массивом. Наиболее интенсивный магматизм проявился здесь в неогене и связан с плиоценовым позднеорогенным этапом развития альпийской геосинклинальной области Карпат. В это время возникают вулканические центры, контролируемые Закарпатским глубинным разломом. Продукты вулканических извержений, преимущественно туфы и лавы андезито-базальтов и андезитов, слагают ряд сближенных вулканических массивов. Образование эффузивных толщ в пределах этих массивов является результатом деятельности как крупных полигенных стратовулканов, так и многочисленных моногенных вулканов, а также внедрения экструзивных и субвулканических тел. Все это обусловило сложный характер распределения различных вулканитов во времени и пространстве. Поэтому их корреляция и стратиграфическое разделение в рамках общей эффузивной формации сопряжены со значительными трудностями и были предметом длительных исследований многих геологов (В.С. Соколов, Е.Ф. Малеев, Б.В. Мерлич, Н.В. Короновский, Э.А. Лазаренко, Л.Г. Данилович и др.).

Результаты детального петрографического изучения вулканитов Выгорлат-Гутинской гряды изложены в 1976 г. в обобщающей работе Ю.Л. Гасанова, В.Г. Молявко, И.М. Остафийчук, М.И. Толстого и соавторов [24]. Ими показана принадлежность вулканитов Закарпатья к единой андезитовой формации, в составе которой наблюдаются неоднократно повторяющиеся ассоциации пород (базальт-андезито-базальт—андезит—липарито-дацит) с общими структурно-вещественными признаками. Для этих ассоциаций намечены главные вулканические комплексы. Комплексы объединяют эффузивные серии, относящиеся к определенным этапам деятельности отдельных вулканических массивов. Всего, по [24], можно выделить три главных вулканических комплексов. Наиболее широко распространен первый комплекс, представленный главным образом туфами и лавами андезито-базальтов и андезитов в основании вулканогенного разреза. Породы второго и третьего комплексов локализованы в отдельных участках гряды и имеют гораздо больший размах магматической дифференциации — от базальтов и андезито-базальтов до липаритов, причем четкой единой во времени последовательности изменения состава вулканитов не наблюдается.

В петрографическом отношении все типы основных и средних вулканитов связаны друг с другом постепенными переходами и характеризуются близкими парагенезисами, сходным составом и последовательностью выделения минералов-вкрапленников. Среди вкрапленников преобладает основной плагиоклаз (до 25—30% объема пород). Обычно присутствуют гиперстен и моноклинный пироксен (авгит, титанавгит, пижонит), но их количество не превышает 1—5%. В базальтах и андезито-базальтах в небольшом количестве встречается оливин. Парагенезис основного плагиоклаза и гиперстена характерен также и для кислых разностей пород, кварц и биотит встречаются в них в виде единичных зерен.

С отмеченными признаками петрографического сходства вулканитов

всех типов коррелирует общность их геохимической специализации — повышенная глиноземистость и известковистость при обеднении MgO , FeO и сидерофильными элементами-примесями, обогащение некоторыми редкими элементами (табл. 21). Хотя в целом для неогенового вулканизма не выражена последовательная дифференциация лав во времени, в эффузивных ассоциациях на отдельных стадиях магматизма проявлены эволюционные петрохимические тренды. При этом следует отметить и стабильность величин определенных индикаторных отношений (K/Rb , Rb/Cs , MgO/FeO). Все это позволило прийти к выводу о генетической близости вулканитов и возможности их объединения в общую орогенную андезитовую формацию.

При общей петрохимической близости вулканитов, принадлежащих, по [24], к единому, "сильно известково-щелочному" (тихоокеанскому) типу магматитов со сходным индексом Пикока, эти авторы указывают и на некоторые различия в составе пород по латерали Выгорлат-Гутинской гряды. В первую очередь ими отмечаются более высокая глиноземистость и натриевая щелочность и, кроме того, пониженное содержание MgO и FeO в восточной части гряды (массивы Великий Шоллес и Оаш) по сравнению с западной частью (массивы Анталовский, Попричный). Одновременно на основе диаграммы AFM ими допускается принадлежность массивов Великий Шоллес и Оаш к пижонитовому полю Х. Куно, т.е. к собственно толеитам пониженной щелочности.

Используя параметры A_c и $(Na + K)/Ca$, можно более четко типизировать вулканиты Выгорлат-Гутинской гряды и на примере указанных выше массивов выделить для них крайние в петрохимическом отношении дифференцированные базальтоидные серии. Как видно из диаграммы $A_c - (Na + K)/Ca$ (рис. 22), породы массива Великий Шоллес в совокупности образуют четкий линейный тренд, близкий к главному базальтоидному известково-щелочному тренду, характерному для ряда континентальных орогенных формаций. Породы массивов Анталовский и Попричный представлены иным трендом — заметно пониженной щелочности. Этот тренд совпадает с пограничной линией между известково-щелочным и известковым полями диаграммы, и по щелочности только он аналогичен трендам пижонитовой и гиперстеновой серий Куно (см. рис. 13). Составы вулканитов из других массивов Выгорлат-Гутинской гряды (на график не нанесены) располагаются большей частью между этими двумя трендами в известково-щелочном поле диаграммы.

Помимо пород, относимых к этому полю, в составе вулканических ассоциаций Закарпатья встречаются и типичные известковые (толеитовые) типы пород, составы которых попадают в I поле диаграммы, например базальты горы Бужора и оливиновые базальты хр. Оаш. Однако непосредственно с ними не связано образование дифференцированных серий андезитов и более кислых пород. Таким образом, намеченные выше два крайних типа дифференцированных магматических серий фактически ограничивают вариации составов вулканогенных пород в общем известково-щелочном поле. Поэтому сопоставление этих двух крайних типов вулканогенных серий (рис. 23) по характерным петрохимическим и геохимическим показателям позволяет наиболее наглядно оценить общую направленность магматической дифференциации и внести некоторые коррективы в выводы предыдущих исследователей.

Таблица 21. Химический состав вулканогенных серий Выгорлат-Гутинской гряды

Компонент	Массив Великий Шоллес										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	53,10	55,07	57,28	58,43	61,15	62,28	62,80	67,30	68,68	71,37	71,66
TiO ₂	0,85	0,92	0,77	0,78	0,52	0,55	0,60	0,45	0,42	0,24	0,26
Al ₂ O ₃	19,31	19,88	19,77	18,65	19,36	18,74	16,78	16,00	15,68	14,65	15,06
Fe ₂ O ₃	4,04	4,62	3,42	4,01	1,81	3,63	3,53	2,77	3,18	1,73	2,02
FeO	5,64	3,86	3,84	3,56	3,15	1,64	3,02	1,65	0,69	1,39	1,10
MnO	0,07	0,04	0,06	0,02	0,02	0,01	0,11	0,02	0,01	0,01	0,01
MgO	4,95	2,76	2,19	2,96	1,47	1,27	1,93	1,37	0,80	0,46	0,22
CaO	8,17	7,99	7,39	6,32	6,31	5,71	5,22	3,53	3,51	2,73	2,38
Na ₂ O	2,64	3,42	3,34	3,01	3,76	3,85	3,45	3,68	3,68	3,34	3,38
K ₂ O	1,23	1,43	1,93	2,24	2,44	2,33	2,56	3,23	3,36	4,08	3,89
A _c	0,81	0,86	0,92	0,97	1,02	1,10	1,12	1,30	1,38	1,50	1,55
Rb	4	4	6	9	10	9	10	13	14	8	17
Zr	15	17	14	22	12	16	15	15	37	13	32
Cr	20	15	15	17	18	11	11	13	10	42	12
V	212	166	116	124	66	52	84	41	23	18	13

Компонент	Массив Анталовский						Массив Попричный				Гора Синяк	Гора Бужора		Гора Оаш
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
SiO ₂	71,78	56,51	55,69	59,31	63,03	61,40	61,64	66,95	71,34	73,96	52,53	53,96	53,29	52,24
TiO ₂	0,20	0,65	0,92	0,89	0,55	0,71	0,65	0,22	0,16	0,08	0,61	0,80	0,69	0,74
Al ₂ O ₃	15,59	18,47	19,46	19,78	17,63	20,94	17,63	20,06	16,91	16,31	18,90	18,76	18,09	21,03
Fe ₂ O ₃	1,82	3,03	4,15	4,89	6,07	2,06	4,24	1,35	1,31	0,84	3,33	2,25	2,47	4,61
FeO	0,50	4,06	5,62	1,20	0,37	1,19	3,05	1,02	0,75	0,28	5,96	6,55	6,51	4,14
MnO	0,51	0,08	0,07	0,12	0,12	0,01	0,11	0,04	0,04	0,02	0,16	0,15	0,17	0,06
MgO	0,26	4,86	2,52	1,43	2,78	1,13	2,44	0,81	0,43	0,32	5,46	5,83	5,89	3,55
CaO	1,98	8,08	7,38	7,67	4,91	7,15	5,30	3,77	3,13	2,22	10,22	8,11	9,71	10,38
Na ₂ O	3,49	2,50	2,47	2,84	2,56	3,10	2,43	2,90	2,74	2,89	1,90	2,06	2,04	2,23
K ₂ O	3,87	1,77	1,72	1,86	1,98	2,29	2,51	2,87	3,20	3,08	0,92	1,52	1,12	1,02
A _c	1,56	0,87	0,92	1,05	1,07	1,25	1,14	1,36	1,61	1,79				
Rb	17	6	7	8	8	7	12	12	14	48	3	5	4	32
Zr	36	12	12	44	12	12	13	42	25	35	13	17	12	12
Cr	6	54	31	29	18	28	15	10	—	6	53	51	79	30
V	11	195	223	136	98	125	63	26	6	4	259	214	205	203

1, 2, 13, 14, 22—25 — андезито-базальты; 3—7, 15—18 — андезиты; 8—11, 19—21 — дациты и риолиты.

Рис. 22. Петрохимические тренды базальтоидов, Выгорлат-Гутинская гряда (Закарпатье)

1 — базальты гор Бужора, Сияк и Оаш; 2, 3 — вулканиты массивов: 2 — Анталовский и Попричный, 3 — Великий Шоллес

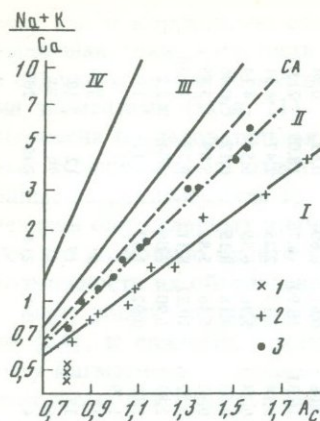
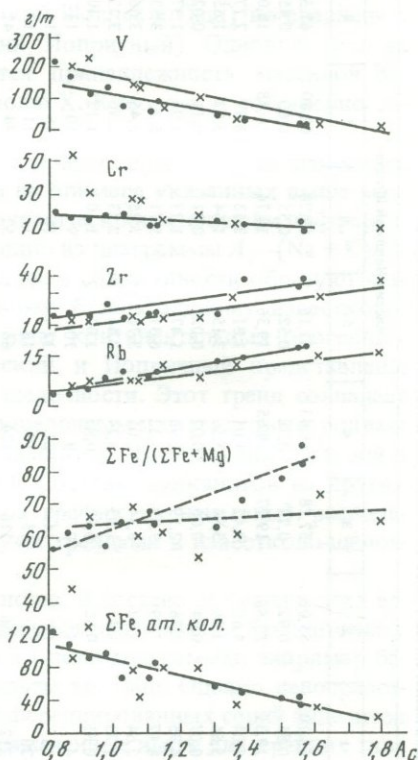
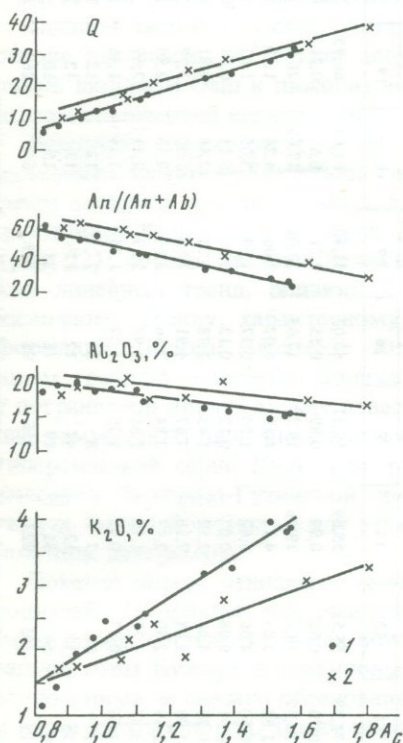


Рис. 23. Тренды концентрации петрогенных и редких элементов эффузивных массивов Закарпатья

1 — Великий Шоллес; 2 — Анталовский и Попричный



Как уже нами отмечалось, сравнение магматических серий и формаций на основе каких-то отдельных петрохимических коэффициентов и диаграмм, без учета их общего петрохимического типа и соотношений с A_C , может привести к не вполне корректным, противоречивым оценкам. Так, например, по величине K_2O , часто используемой в современной литературе в

Таблица 22. Петрохимические параметры вулканогенных серий Выгорлат-Гутинской гряды

Номер* породы	SiO ₂ **	K ₂ O	A _c	$\frac{(Na+K)}{Ca}$	Fe	FM	$\frac{An}{An+Ab}$	Q	ИД
1	51,93	1,20	0,81	0,76	126	51	62	6	35
2	53,78	1,40	0,86	0,99	109	62	54	8	45
3	56,39	1,90	0,92	1,13	95	64	54	11	50
4	57,38	2,20	0,97	1,28	98	57	55	13	51
5	60,16	2,40	1,02	1,54	65	65	47	13	58
6	61,49	2,30	1,10	1,70	67	68	45	17	63
7	61,89	2,52	1,12	1,78	85	64	44	18	62
8	66,23	3,18	1,30	2,98	57	63	36	24	73
9	67,13	3,28	1,38	3,04	48	71	34	85	75
10	69,30	3,96	1,50	3,99	40	78	31	29	80
11	70,33	3,82	1,55	4,51	40	88	29	31	82
12	70,81	3,82	1,56	5,52	29	82	25	32	83
13	55,05	1,72	0,87	0,82	92	44	61	10	41
14	55,84	1,72	0,92	0,88	130	67	64	13	44
15	57,97	1,82	1,05	0,96	76	69	60	18	51
16	60,17	2,24	1,07	1,16	42	60	57	17	56
17	60,61	1,90	1,25	1,42	78	54	53	25	57
18	59,90	2,44	1,14	1,39	78	61	56	22	56
19	64,77	2,78	1,36	2,30	30	61	43	29	69
20	68,29	3,06	1,61	2,79	26	72	40	34	75
21	71,59	2,98	1,79	4,01	14	64	31	39	80
22	51,43	0,90	0,79	0,44	122	48	71	7	28
23	52,45	1,48	0,81	0,68	116	45	68	6	32
24	52,17	1,10	0,79	0,52	119	45	68	6	29
25	51,00	1,00	0,80	0,51	113	57	70	8	32

*Нумерация по табл. 21.

**Содержания SiO₂ и K₂O (в мас. %) соответствуют содержаниям в первичных анализах, не пересчитанных на безводную основу.

качестве главного и единственного показателя формационного типа серий, оба выделенных нами крайних типа серий Выгорлат-Гутинской гряды следует отнести к магматитам нормально- или повышенно-калиевого типа (по известной диаграмме Пеккерилло—Тейлора), т.е. к типичным окраинно-континентальным сериям. При этом для серии Великий Шоллес очевидна большая калиевая щелочность и более щелочной состав плагиоклаза, что и следовало ожидать в связи с более щелочным типом тренда этой серии по сравнению с таковым для серии массивов Анталовский и Попричный на диаграмме (Na + K)/Ca. Однако по интегральному параметру — соотношению валовой щелочности — обе сравниваемые серии принадлежат к нижней половине известково-щелочного поля и располагаются ниже главного базальтоидного тренда, т.е. сходны, например, с Идзу-Бонинской, Марианской островодужными сериями. С этим выводом согласуется и пониженное содержание литофильных редких элементов в вулканитах Закарпатья по сравнению с таковыми для вулканитов не только с магматических серий активных континентальных окраин, но и некоторых так называемых зрелых островных дуг.

Исходя из трендов относительной железистости на диаграмме *AFM*, использовавшейся предыдущими исследователями, можно принять более толеитовый (пижонитовый) тип магматитов для серии массива Великий Шоллес (некоторыми исследователями все вулканиты этой серии были отнесены к пижонитовой серии Куно) в отличие от гиперстеновых вулканитов остальных ассоциаций. В то же время по содержанию глинозема базальты и андезито-базальты сравниваемых серий (см. рис. 23) принципиально не отличаются друг от друга и могут быть определены как "высокоглиноземистые", т.е. переходные от толеитовых (пижонитовых) к щелочным, что в целом не соответствует их реальной щелочности—известковистости.

Подобные расхождения в определении основной петрохимической специфики сравниваемых серий в действительности не являются существенными и свидетельствуют лишь о недостаточности использования указанных параметров для петрологической типизации серий. В самом деле, какое принципиальное значение имеет в данном случае принадлежность сравниваемых базальтоидов к пижонитовому или гиперстеновому типу серий на диаграмме Куно при сходстве их минералогии, тем более что по степени щелочности типичные представители пижонитовых и гиперстеновых серий могут быть сходны.

Столь же очевидна в данном случае и непригодность диаграммы *AFM*. Как видно из графика $\Sigma Fe-A_c$ (см. рис. 23) обе серии характеризуются практически аналогичными трендами понижения валовой железистости в процессе магматической дифференциации и перехода от базальтов и андезито-базальтов к наиболее кислым типам вулканитов. Поэтому возрастание величины Fe/Mg отношения в некоторых вулканитах серии Великий Шоллес отнюдь не означает ее более толеитового, т. е. менее щелочного и более кремнекислого характера. Напротив, эта серия отличается относительно повышенной щелочностью и пониженной кремнекислотностью, что наглядно показывает график соотношения нормативного кварца (Q) и A_c в сопоставимых рядах магматических дифференциатов (табл. 22). Как видно из сопоставления графиков (см. рис. 23), величина относительной железистости (толеитового показателя) отличается от остальных параметров большим разбросом значений и худшей корреляцией с величиной A_c .

Из приведенных графиков (см. рис. 22, 23) следует, что обе сравниваемые серии включают последовательные ряды магматических дифференциатов повышающейся щелочности и кремнекислотности при параллельном понижении их фемичности, т.е. в равной степени принадлежат к боуновскому тренду. При этом серия Великий Шоллес — типичная известково-щелочная, а серия Анталовский-Попричный — переходная от известково-щелочной к известковой. Поскольку в одном и том же регионе андезито-базальтам повышенной щелочности соответствуют и кислые вулканиты повышенной щелочности, а базальтам пониженной щелочности — липариты и дациты пониженной щелочности, то кислые вулканиты Закарпатья можно считать преимущественно продуктами последовательной магматической дифференциации и не придавать существенного значения процессам гибридизма и корового анатексиса в генерации средних и кислых магм.

Рассмотрим примеры дифференцированных серий, для которых исходными являются субщелочные базальты переходного типа, т.е. базальты без нормативного кварца и без нормативного нефелина¹. Тренды этих серий на диаграмме $(Na + K)/Ca - A_c$ проходят в субщелочном поле III, занимая переходное положение между нормальными известково-щелочными (поле II) и умеренно-щелочными, щелочно-базальтовыми сериями (поле IV). Таким образом, промежуточный тип щелочности — главная петрохимическая черта субщелочных серий.

При используемых методах петрохимической типизации, например по соотношению щелочей и кремнезема, субщелочные серии несложно противопоставить щелочно-базальтовым, но трудно отделить от известково-щелочных: и в тех и в других базальты являются высокоглиноземистыми, а тренды на диаграмме *AFM* аналогичны. Также при переходе от нормальных известково-щелочных серий к субщелочным сразу выявляется и недостаточность типизации по соотношению $K_2O - SiO_2$, поскольку в некоторых существенно натриевых субщелочных сериях при общей повышенной щелочности содержание калия и в исходных базальтах и в последующих дифференциатах может быть таким же низким, как и в известково-щелочных и даже известковых толеитах.

Однако субщелочные серии в петрологическом отношении существенно отличаются не только от известковых толеитовых, но и от нормальных известково-щелочных по относительно пониженному содержанию кремнезема (соответственно и по содержанию нормативного кварца) и существенно большей доле щелочных полевых шпатов в общем полевошпатовом показателе. С этим сопряжена и меньшая нормативная основность плагиоклаза. Отмеченная специфика приводит к иным трендам дифференциации по сравнению с известково-щелочными сериями и к образованию в качестве конечных продуктов кварцевых трахитов и латитов. Отношение кварца к полевым шпатам в этих породах примерно в 2–2,5 раза ниже, чем в риолитах, эквивалентных гранитоидным котектикам.

Особенно ярко петрологическая субщелочная специфика проявляется в сериях, где дифференциация заканчивается не трахитами, а хотя и кремнекислыми, но одновременно высокоагпаитовыми ультращелочными риолитами — пантеллеритами. Примечательно, что в серии Бойна, типичной для этого крайнего типа субщелочной дифференциации, исходные базальты представлены относительно низкокалиевым типом с величиной $K/(Na + K)$ отношения, равной 0,2.

В связи с этим необходимо отметить, что петрохимическая специфика исходных базальтов, определяющая их общий субщелочной тип, в дальнейшем как бы отступает на второй план по сравнению с различиями в условиях последующей магматической дифференциации. Хотя на ранних стадиях процесса дифференциации эти различия в петрохимическом отноше-

¹ В наиболее основных базальтах может быть определена небольшая примесь нормативного нефелина, но в расчетной норме более дифференцированных базальтов той же серии нефелин обычно отсутствует.

нии сравнительно невелики и выражены в первую очередь лишь теми или иными количественными соотношениями оливина с другими фракционируемыми минералами, они приводят в дальнейшем к определенной специфике трендов. Особенно показательным при этом является различие в соотношении щелочных полевых шпатов и плагиоклаза в остаточных субвулканических фракциях магматических расплавов. В отличие от плагиоклаза для щелочного полевого шпата (анортклаза-сандидина) возможно широкое взаимозамещение калия и натрия. Поэтому характеристическим параметром будет не только содержание К, но и $\text{Na} + \text{K}$. Таким образом, на первое место в петрохимической характеристике субщелочных серий выступает соотношение валовой щелочности—известковистости, что и отражают тренды серий на диаграмме $(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca}-A_c$. Соответственно и геохимическая специфика серий в значительной степени определяется не только исходными содержаниями тех или иных элементов в материнских базальтах, но и градиентами щелочности—известковистости (разные углы наклона линейных графиков на диаграмме). Например, в рассматриваемых далее сериях вулканов Десепшен (Южные Шетландские острова, Антарктика) и Бойна (Афарская рифтовая зона, Эфиопия) исходные содержания циркония примерно равны. Однако к средним, и особенно к конечным фазам дифференциации (трахиты—пантеллериты или дациты), разница между ними велика: содержание ZrO_2 в серии Бойна (трахит-пантеллеритовый тренд) достигает 900—1100 г/т, а в серии Десепшен — лишь 450—600 г/т.

Несмотря на различия путей дифференциации субщелочных серий, тренды щелочности—известковистости не выходят за пределы общего субщелочного поля III. Эта типовая особенность предопределяется нормативным составом первичных базальтов, не содержащих ни кварца, ни нефелина. Небольшие расчетные количества этих минералов в отдельных сериях петрологически не существенны и не могут быть причиной последовательной направленности дифференциации к кварц-полевошпатовой (поле II) или нефелин-полевошпатовой эвтектике (поле IV). Последнее и отличает субщелочные серии от щелочно-базальтовых, завершающихся нефелинсодержащими составами (щелочные трахиты и фонолиты).

Вулканический центр Силвер-Пик (Западная Невада, США)

Вулканический центр Силвер-Пик принадлежит к позднеэоценовой вулканической провинции Западной Невады и Восточной Калифорнии и расположен близ западной границы рифтовой системы провинции Бассейнов и хребтов. Начальная фаза кайнозойского вулканизма в районе хр. Силвер-Пик проявилась в миоцене (около 22 млн лет, по К-Аг методу), когда была образована толща риолитовых туфов и туфобрекчий. Последующему обрушению и образованию кальдеры площадью более 50 км² сопутствовало дальнейшее внедрение риолитовой магмы с образованием лавовых потоков экструзивных куполов.

Новая фаза вулканической активности относится к среднему плиоцену (6—4 млн лет, по К-Аг методу). В этот период произошло внедрение значительного объема субщелочной базальтоидной магмы, преимущественно заключенного в пределах кальдеры. С данной фазой вулканизма свя-

зано образование дифференцированной серии субщелочных калиевых пород: от трахибазальтов и трахиандезитов (латитов) до кварцевых трахитов, риодацитов и риолитов. Среди них преобладают трахиандезиты (аналоги андезито-базальтов) и латиты (аналоги андезитов и дацитов), составляющие по приближенным оценкам более 70% от общего объема вулканитов.

Состав серии подробно рассмотрен П. Робинсоном [125], которым в основу выделения типов пород была взята химическая классификация А. Ритмана. Этот автор отмечает, что повышенное содержание калия часто не находит отражения в минеральном составе пород, петрографически сходных с обычными известково-щелочными разностями. Это характерная особенность подобных серий, отражающая переходный тип химизма, поскольку по валовой щелочности породы занимают промежуточное положение между нормальными известково-щелочными и щелочно-базальтовыми сериями.

Трахибазальты — порфиновые породы, в которых вкрапленники представлены преимущественно оливином и клинопироксеном (10–15%), а также плагиоклазом (An_{60}). В основной массе, помимо этих минералов, содержится также интерстициальный щелочной полевой шпат. Трахиандезиты отличаются преобладанием плагиоклаза (An_{35-40}) над остальными минералами-вкрапленниками (авгит, оливин, магнетит, а также акцессорные гиперстен, биотит, апатит и циркон). Среди латитов наиболее распространены биотит-авгитовые разности с вкрапленниками плагиоклаза (зональный олигоклаз-андезин), биотита и авгита. Характерным минералом-вкрапленником латитов (до 2 см в поперечнике) является санидин-анортоклаз (Or_{20-30}), количество которого может достигать 20% объема породы. В основной микрофельзитовой массе этих пород обычны тридимит или кристобалит.

Латиты содержат многочисленные родственные включения величиной до 30 см, сложенные главным образом основным плагиоклазом (An_{60-40}), авгитом, биотитом и роговой обманкой, в небольшом количестве — оливином, гиперстеном и магнетитом. Оливин и гиперстен обычно окружены каемками клинопироксена, а авгит — биотита. Лишь в одном лавовом потоке встречен другой тип латитов — роговообманковый латит, в котором вкрапленники представлены роговой обманкой и плагиоклазом, в небольших количествах среди них присутствуют авгит, гиперстен, биотит и магнетит. Плагиоклаз отличается большей основностью (An_{65-50}), обычно корродирован и содержит включения стекла. Нередки ксенокристы кварца.

По химическому составу (табл. 23) породы образуют непрерывную серию в диапазоне кремнекислотности 50–66%. Параллельно возрастает и отношение $K/(Na + K)$. От главной латитовой серии значительно обособлены по составу риолиты (74–76% SiO_2). Наиболее обогащены щелочами латиты, содержащие до 25–30% вкрапленников полевого шпата. С постепенным изменением химизма пород согласуется и постепенное изменение содержаний элементов-примесей: увеличение концентрации литофильных редких элементов (Sr, Nb, Be) и уменьшение сидерофильных — Cr, Ni и др.

П. Робинсон, исходя из постепенного изменения минерального и химического состава пород, закономерной сопряженности с этим изменением

Таблица 23. Химический состав серии Силвер-Пик

Компонент	Главный латитовый тренд								Трахитовый тренд	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	51,11	56,33	57,87	60,22	61,63	62,70	64,22	64,95	50,47	54,72
TiO ₂	1,60	1,07	1,18	1,07	1,02	0,91	0,85	0,77	1,54	0,97
Al ₂ O ₃	16,00	17,64	18,20	18,07	17,04	17,11	16,76	16,79	17,06	16,96
Fe ₂ O ₃	6,62	3,92	4,53	3,91	3,63	4,53	3,18	3,60	5,11	2,57
FeO	3,00	2,82	1,93	1,56	1,60	0,55	1,07	0,37	3,62	4,37
MnO	0,17	0,11	0,09	0,10	0,06	0,12	0,10	0,11	0,13	0,12
MgO	7,55	4,09	2,52	1,64	2,25	1,35	1,17	1,11	6,99	5,86
CaO	8,25	6,73	5,82	4,75	4,24	3,54	3,23	2,78	8,82	7,57
Na ₂ O	3,23	3,74	4,22	4,38	4,24	4,60	4,49	4,48	3,55	3,62
K ₂ O	2,46	3,56	3,65	4,28	4,29	4,58	4,91	5,03	2,70	3,23
A _c	0,70	0,82	0,88	0,95	0,99	1,04	1,08	1,11	0,66	0,75
(Na+K)/Ca	1,06	1,63	2,06	2,74	3,0	3,9	4,3	5,1	1,09	1,37
K/(Na+K)	0,33	0,37	0,36	0,39	0,40	0,40	0,42	0,43	0,33	0,37
FM	0,40	0,46	0,57	0,63	0,54	0,66	0,65	0,65	0,39	0,39
Q/(Ne)	—	2,9	5,0	7,0	9	10	11	12	(2,7)	—
An/(An+Ab)	44	40	36	31	29	24	23	22	48	40
Ab + Or	40	51	56	61	61	65	66	67	39	49
KB	—	—	9	10	13	13	15	16	—	—
ИД	40	54	61	68	70	75	77	79	42	49
Sr	1500	1500	1500	1000	1000	1000	700	1000	1500	1500
Zr	300	300	300	500	300	300	300	300	300	300
Sc	30	15	15	15	10	10	10	7	30	30
Cr	300	70	20	15	30	20	15	2	200	200
Ni	200	50	20	10	30	20	15	2	200	100
V	200	150	150	100	100	70	100	70	200	200

1,9 — трахибазальты; 2, 3, 10, 11, 13 — трахиандезито-базальты; 4—8, 12, 14 — латиты (трахиандезиты); 15, 16 — риолиты; 17, 19 — латит, 18 — трахиандезит, 20 — трахит; (17, 20 — по Дели; 18, 19 — по Р. Ле-Метру).

характера парагенезиса минералов-вкрапленников, особенно состава полевых шпатов, приходит к заключению, что образование серии подчинено единому процессу фракционной кристаллизации исходной трахиандезитовой магмы в близповерхностной субвулканической камере. При этом им отмечено наличие в латитах родственных ксенолитов, которые интерпретируются как кумулаты. Они содержат тот же, что и латиты, парагенезис породообразующих минералов, но с более кальциевым составом плагиоклаза и более высоким соотношением мафических минералов. Тренд серии на диаграмме *AFM*, близок к известково-щелочному тренду Каскадных гор.

В качестве родоначальной для всего ряда пород, включая риолиты, предполагается магма, соответствующая мало дифференцированному типу трахиандезитов (ан. 13, 3, см. табл. 23). В масштабах всей вулкано-генной провинции Восточной Калифорнии и Западной Невады этот тип латитовой магмы наряду с трахибазальтовым является главным и к тому же большей частью предшествует трахибазальтовому. В пользу высказываемого предположения П. Робинсон приводит и некоторые геохимические доводы, в частности отсутствие заметных различий в концентрации элементов-примесей между трахибазальтами и трахиандезитами.

Если сопоставить анализы (см. табл. 23) на диаграмме $(Na + K)/Ca - A_c$, то можно дополнить приведенные выше генетические положения. Фигу-

	Трахитовый тренд		Риолитовый тренд				Табличные средние составы			
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
	54,98	67,06	56,60	61,37	74,63	76,37	58,18	59,55	62,72	61,45
	1,27	0,67	1,15	1,03	0,26	0,12	1,01	1,11	0,83	0,38
	17,71	16,44	17,17	17,37	13,55	13,15	16,83	17,10	16,40	17,97
	4,75	2,34	3,90	4,52	1,16	0,39	2,31	3,34	3,36	2,67
	2,58	0,63	3,08	1,13	0,25	0,45	4,11	3,29	2,12	2,65
	0,08	0,10	0,10	0,08	0,11	0,06	0,10	0,16	0,09	0,06
	4,26	0,52	4,07	2,36	0,16	0,13	3,25	2,63	2,27	1,13
	6,97	1,58	7,15	4,52	0,99	0,71	5,79	5,08	4,44	3,13
	3,91	4,92	3,53	3,91	3,81	3,89	3,62	4,45	3,80	4,49
	3,48	5,73	3,24	3,70	5,07	4,72	4,43	3,29	3,96	5,81
	0,79	1,15	0,84	1,03	1,62	1,72	0,87	0,93	1,05	0,95
	1,61	10,0	1,43	2,54	13,1	17,7	2,0	2,4	2,6	4,8
	0,37	0,43	0,38	0,38	0,47	0,44	0,45	0,33	0,41	0,46
	0,47	0,75	0,47	0,55	0,82	0,78	0,52	0,57	0,56	0,71
	0,7	13	5	12	30	34	4	7	14	5
	38	12	42	36	12	10	35	31	33	23
	52	74	48	53	61	60	56	56	54	71
	1	14	9	18	33	36	6	11	20	6
	53	87	53	65	91	94	60	63	68	76
	1500	1500	1500	1500	100	100	—	—	—	—
	700	300	300	200	200	110	—	—	—	—
	20	7	20	15	—	3	—	—	—	—
	100	—	100	30	—	1	—	—	—	—
	100	—	70	15	—	—	—	—	—	—
	150	30	150	150	7	11	—	—	—	—

ративные точки составов большей части пород серии Силвер Пик, как следует из диаграммы (рис. 24), несомненно принадлежат к единому линейному (латитовому) тренду (*L*), проходящему в средней части субщелочного поля III. Часть пород оказывается вне этого тренда (менее щелочные трахибазальты и трахиандезиты), но их положение на диаграмме также закономерно. На диаграмме фигуративные точки этих пород (ан. 13 и 14, см. табл. 23) образуют дополнительный, риолитовый тренд *R* вместе с составами риолитов (ан. 15, 16, там же), которые попадают в поле II (на диаграмме не показаны).

Вне латитового тренда находится и точка состава латита — точнее, кварцевого трахита (ан. 12, везде табл. 23), с наибольшим по сравнению с породами латитового тренда содержанием как щелочей, так и нормативного полевого шпата. Для этой породы и начальных трахибазальтов, в том числе с нормативным нефелином (ан. 9), может быть намечен автономный тренд близ границы с щелочно-базальтовым полем IV и средним составом трахита по Дели (ан. 20). Поэтому данный дополнительный тренд по отношению к другим трендам — латитовому и риолитовому можно выделить как трахитовый (*T*). Здесь следует отметить и некоторую условность этих названий, отражающую недостаточную петрографическую определенность термина "латит". Как видно из табл. 23 и диаграммы (см. рис. 24), по ряду

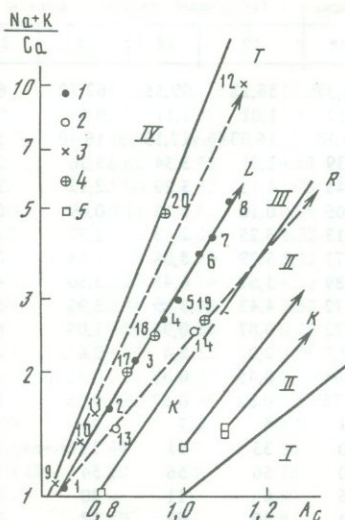
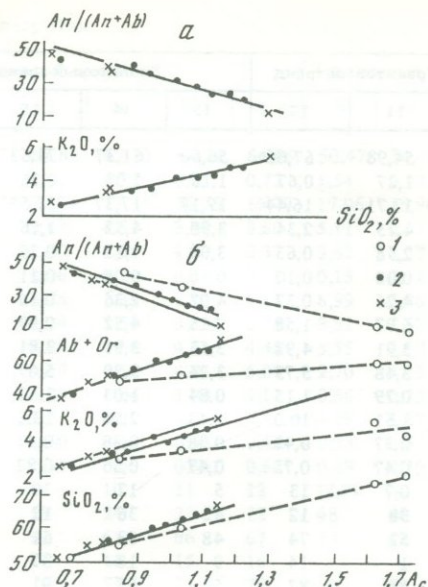


Рис. 24. Сравнение трендов дифференциации серии Сильвер-Пик (T, L, R) и Каскадных гор (K)

1—4 — серии: 1 — латитовая, 2 — риолитовая, 3 — трахитовая, 4 — типичных пород Каскадных гор; 5 — средние составы пород по Дели и Р. Ле-Метру; тренды: T — трахитовый, L — латитовый, R — риолитовый, K — состава остаточных стекол

Рис. 25. Петрохимические параметры для серии Сильвер-Пик

Условные обозначения те же, что и на рис. 24



главных петрохимических параметров средний латит, по Дели (ан. 17), ближе к трахиандезиту (ан. 18), чем к среднему латиту (ан. 19), по Р. Ле-Метру.

Петрохимическая специфика трех намеченных трендов может быть наглядно показана путем сопоставления некоторых главных петрохимических характеристик с параметром A_c как показателем магматической дифференциации (рис. 25). Наиболее заметно эти тренды различаются по градиенту концентрации калия — максимальному для трахитового и минимальному для риолитового трендов. Соответственно риолитовый тренд — минимальный по градиенту кремнекислотности, что определяется его большей известково-щелочной тенденцией: наличием более основного плагиоклаза и меньшей долей щелочных полевых шпатов по сравнению с плагиоклазом.

Из проведенного петрохимического анализа следует, что при общей комагматичности пород серии Силвер-Пик и их возможной генетической связи с однотипными и исходными субщелочными базальтами (трахибазальтами) для промежуточных и более кремнекислых и щелочных составов намечается генетическая автономия. Это наиболее очевидно для риолитов, которые по всем петрохимическим характеристикам выпадают из латитового тренда и, скорее всего, связаны с самостоятельной глубинной магмой.

Предлагаемая интерпретация генезиса серии показывает также, что на основе прежних данных о составе пород, но с привлечением предложенных нами петрохимических параметров и нового метода анализа с помощью диаграммы $(Na + K)/Ca - A_c$, можно получить дополнительные характеристики поведения петрогенных элементов в процессе магматической дифференциации и уточнить ее общую направленность.

В этом отношении обычно используемые диаграммы (*AFM* и др.), равно как и вариационные графики относительно SiO_2 , менее эффективны. Так, например, при сопоставлении параметра $An/(An + Ab)$ или вариаций содержания K_2O относительно SiO_2 как показателя дифференциации (рис. 25, *a*) точки основного латитового и дополнительного трахитового трендов практически не различимы и поэтому могут быть отнесены к общему тренду. Как уже говорилось, в этом проявляются большие индикаторные возможности A_c как комплексного параметра. Например, для данной серии величина A_c изменяется от 0,7 до 1,7, т.е. в 2,5 раза, а содержание SiO_2 — от 50 до 76%, т.е. в 1,5 раза.

Еще менее оправданным можно считать в подобных случаях применение диаграммы *AFM*, не учитывающей соотношения главных петрохимических параметров. Так, на основе этой диаграммы для рассматриваемой серии П. Робинсоном был намечен единый тренд, близкий к тренду серии Каскадных гор.

Однако сравниваемые серии значительно различаются по щелочности и принадлежат к различным полям и трендам диаграммы $(Na + K)/Ca - A_c$. Этим определяется и принципиальное различие составов конечных продуктов дифференциации — гораздо более кремнекислых в типовых сериях Каскадных гор, чем латиты серии Силвер-Пик. Данное различие выявляется в составе пород, о чем свидетельствует состав остаточного стекла в матрице еще в самом начале магматической дифференциации. Это наглядно отражено на диаграмме $(Na + K)/Ca - A_c$ (см. рис. 24), где показаны составы исходных андезит-базальтов и андезитов двух типовых районов Каскадных гор — горы Шаста (андезиты) и Лассен-Парк (андезито-базальты). Для них А. Смитом и Я. Кармайклом были определены также составы остаточных стекол [130]. Количество нормативного кварца в них достигает 25–35% при валовом содержании SiO_2 до 72–76%. Тренды от составов исходных пород к составу остаточных стекол, показанные стрелками на диаграмме (см. рис. 24), находятся в известково-щелочном слое диаграммы.

Отметим также, что переходный субщелочной тип исходных базальтов допускает дифференциацию в направлении как бескварцевых, так и кварц-содержащих составов. При небольшой недосыщенности базальтовой магмы кремнеземом, что выражается в присутствии минимального количества нормативного нефелина, достаточно начального выделения небольшого количества оливина и магнетита, чтобы заметно повысить кремнекислотность последующих базальтовых дифференциатов и перейти в область кварцнормативных составов.

Возможно также, что при общем типе исходной субщелочной магмы переход от первичного трахитового тренда к латитовому в условиях континентальной коры с мощностью около 40 км обусловлен глубиной контаминацией магмы сиалическим коровым материалом. Такое пред-

положение подкрепляется значительным разбросом изотопных соотношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в трахибазальтах серии Силвер-Пик: от 7049 до 7084. Не случайно в отличие от трахитового тренда латитовый и особенно риолитовый тренды на диаграмме $(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca} - A_c$ отклонены вправо, в сторону границы с известково-щелочным полем. Для трахитового тренда в наибольшей степени проявлены фракционирование плагиоклаза и накопление в расплаве щелочного полевого шпата. Для трахибазальтов риолитового тренда, напротив, характерны относительно меньшее фракционирование плагиоклаза и соответственно меньшая скорость накопления калиевого щелочного полевого шпата. Основной латитовый тренд занимает промежуточное положение. Таким образом, можно прийти к заключению, что серия пород вулканического центра Силвер-Пик не является строго комагматичной, моногенной, поскольку объединяет продукты разных типов магматической дифференциации.

Серия вулкана Ринджани (остров Ломбок, Индонезия)

Остров Ломбок, на котором расположен активный вулкан Ринджани, принадлежит к островной дуге Сунда в индонезийской системе островных дуг и находится примерно в 300 км к северу от глубоководного Яванского желоба. Глубина зоны Беньюфа в этом районе около 170 км. Зона пологого наклона к северу, от оси глубоководного желоба под островную дугу. Кора в этом районе переходного типа, от океанической к континентальной. Остров Ломбок сложен миоценовыми вулканогенными и осадочными породами, в значительной части перекрытыми плейстоцен-голоценовыми лавами вулкана Ринджани. Это крупный стратовулкан, площадь основания которого около 30 км². Лавы вулкана образуют эффузивную серию от базальтов через андезиты до высококалиевых андезитов и дацитов. Петрология и геохимия серии детально рассмотрена Дж. Фоденом и Р. Варне [100, 101].

Базальты и андезиты Ринджани — типичные высокоглиноземистые, порфиновые породы с обильными вкрапленниками плагиоклаза ($An_{76} - An_{90}$), а также авгита, оливина (Fo_{70-80}) и небольшого количества титаномagnetита. В наиболее мафических разностях базальтов вкрапленники редки и представлены оливином, сопровождаемым корродированными выделениями анортита. В андезитах количество вкрапленников плагиоклаза и сопутствующего пироксена достигает 40–70 об. %. Наряду с корродированными выделениями анортита присутствуют зональные кристаллы плагиоклаза (An_{75} в ядрах и до An_{50} в краевых зонах), а также клинопироксен, гиперстен и редкие реликтовые выделения амфибола (паргасит). Дациты — стекловатые породы, по парагенезису минералов-вкрапленников близки к андезитам. Для пироксенов в андезитах характерен довольно постоянный состав, с узким диапазоном железистости: 0,70–0,75 Mg/(Mg + Fe) в клинопироксене и 72–65% En в ортопироксене. Состав оливина варьирует от Fo_{70} до Fo_{82} . Наряду с ними встречаются ксенокристы состава Fo_{85} до Fo_{93} , часто с включениями хромистой шпинели. Химический состав пород приведен в табл. 24.

Судя по низкой величине отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, не превышающей

Таблица 24. Химический состав серии Ринджани

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	49,54	50,24	50,48	52,09	53,00	60,12	61,97	65,67	66,25
TiO ₂	1,00	1,13	1,59	1,09	0,96	0,90	0,86	0,65	0,56
Al ₂ O ₃	18,89	18,12	17,64	18,28	19,36	17,12	16,93	16,67	16,87
Fe ₂ O ₃	1,58	3,54	5,92	3,95	3,34	2,35	0,96	1,77	1,65
FeO	8,10	6,55	4,81	5,89	6,03	3,48	4,90	2,26	1,68
MnO	0,18	0,18	0,19	0,16	0,18	0,18	0,17	0,13	0,10
MgO	5,94	5,63	4,47	3,50	2,91	2,13	1,91	1,12	1,14
CaO	10,16	9,72	9,40	8,98	8,47	4,99	4,44	3,09	2,52
Na ₂ O	3,61	3,67	4,03	4,08	4,05	4,75	4,84	4,96	4,96
K ₂ O	0,99	1,21	1,47	2,00	1,69	3,38	3,01	3,67	4,26
A _c	0,65	0,67	0,70	0,72	0,76	0,93	0,99	1,13	1,14
(Na + K)/Ca	0,76	0,83	0,96	1,09	1,10	2,53	2,78	4,31	5,57
K/(Na + K)	0,15	0,18	0,19	0,24	0,22	0,32	0,29	0,33	0,36
FM	47	49	56	60	64	60	63	66	61
Q(Ne)	(2,7)	(0,6)	(0,2)	(0,6)	—	6	8	14	14
Ab + Or	31	37	42	45	44	60	59	64	67
An/(An + Ab)	56	49	43	43	46	30	27	23	21
Rb	18	20	29	51	38	73	69	91	113
Sr	552	452	491	527	442	397	405	297	216
Zr	43	82	106	173	124	252	244	268	310
Nb	2	4	4	5	5	9	—	9	10
Cr	71	219	144	68	28	11	27	29	12
Ni	23	71	34	19	3	1	1	1	2
Sc	31	33	36	25	23	15	19	11	8

1—5 — базальты; 6, 7 — андезиты; 8, 9 — дациты.

0,70385—0,70399 во всем ряду пород от базальтов до дацитов, все породы являются продуктами мантийных магм, не контаминированных коровым материалом. Вместе с тем низкие содержания магния и никеля в базальтах и андезитах не позволяют считать данные породы прямыми продуктами плавления мантийных перидотитов. Вероятно, базальты и андезиты являются дериватами более магнезиальных первичных базальтов после отделения от них оливина и клинопироксена. Примерные расчеты, выполненные Д. Фоденом и Р. Варне, показывают, что достаточно фракционирования 1/5 части расплава, отвечающей перидотитовой фракции, чтобы получить наблюдаемый состав высокоглиноземистого базальта. В этом случае исходный мантийный расплав близок по составу к щелочному, недосыщенному SiO₂ базальту, обычному для многих континентальных провинций.

Последующий процесс фракционной кристаллизационной дифференциации был главным механизмом формирования всего ряда дифференциатов, вплоть до дацитов. Согласно модельным расчетам, для генераций менее магнезиальных высокоглиноземистых базальтов достаточно удалить из исходной базальтовой магмы около 10% кумулата — 63% плагиоклаза,

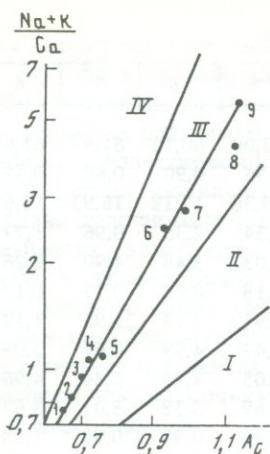
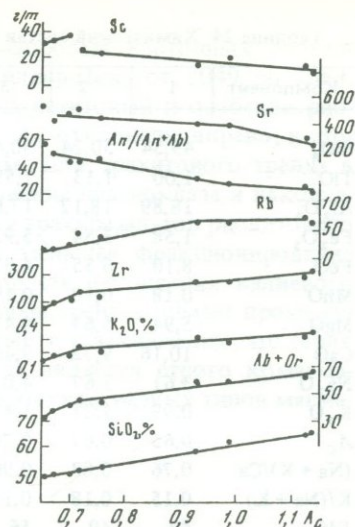


Рис. 26. Тренд дифференциации серии Ринджани
Номера точек соответствуют номерам в табл. 24

Рис. 27. Зависимость содержаний петрогенных и редких элементов от A_c для серии Ринджани



32% оливина и 5% клинопироксена, т.е. того парагенезиса минералов-вкрапленников, который присутствует в рассматриваемых породах. Такому фракционированию соответствуют и наблюдаемые содержания редких элементов. Для перехода к андезитам в состав кумулата должны входить, кроме плагиоклаза и клинопироксена, амфибол и магнетит. Как следует из известных экспериментальных данных, растворимость воды в поднимавшейся к поверхности андезитовой магме должна резко падать при давлениях, меньших 2 кбар, а это нарушает равновесные соотношения амфибола с расплавом. При растворении амфибола образуются безводные фазы — пироксен и плагиоклаз. Поэтому в близповерхностных андезитовых лавах сохраняется преимущественно парагенезис безводных минералов-вкрапленников, сосуществующих с остаточным интерстициальным расплавом. Количество такого остаточного расплава составляет около 40% от массы андезита, по химическому составу этот расплав близок к дациту.

Дж. Фоден и Р. Варне, исходя из тренда на диаграмме AFM , относят данную серию к типичным известково-щелочным. Однако на диаграмме $(Na + K)/Ca - A_c$ главные породы серии Ринджани — базальты, андезиты и дациты — группируются около общего линейного тренда, проходящего в субщелочном поле III (рис. 26). Это позволяет рассматривать данную серию как типичную субщелочную, а не известково-щелочную. Такое заключение согласуется с несколько повышенной щелочностью и небольшой недосыщенностью кремнеземом исходных базальтов, что обуславливает появление в базальтах небольшого количества нормативного нефелина (см. табл. 24). Однако последующая дифференциация идет с повышением кремнекислотности, достаточным для появления в андезитах нормативного кварца, хотя его количество не превышает 6–8%, а в наиболее кремнекислых дацитах 14% (при 66% SiO_2). Эти особенности отличают

рассматриваемую серию как от нормальных известково-щелочных, так и от щелочно-базальтовых, где с нефелиннормативными исходными базальтами связано появление бескварцевых или нефелинсодержащих щелочных дифференциатов (трахитов). Переходный характер пород виден и из особенностей распределения в них калия. В соответствии с известной классификацией Пеккерилло—Тейлора базальты данной серии по содержанию калия являются переходными от нормально- к повышенно-калиевым, а андезиты и дациты принадлежат к полю повышенно-калиевых серий.

Вариационные графики содержаний редких элементов, а также главных петрохимических характеристик по отношению к A_c позволяют рассмотреть особенности процесса дифференциации с учетом конкретных особенностей фракционирования на его отдельных этапах (рис. 27). Как уже говорилось, начальный (базальтовый) этап магматической дифференциации отличается от последующих в первую очередь существенной ролью оливина в качестве отделяемого минерала наряду с главной фазой — основным плагиоклазом. Тот и другой минерал характеризуются низкой изоморфной емкостью по отношению к калию и типичным литофильным элементам-примесям, с чем связаны низкие величины коэффициентов распределения этих элементов между минералами и расплавом и соответственно концентрация этих некогерентных элементов в остаточных после фракционирования расплавах. Как видно из графиков (см. рис. 27), в базальтах при величине $A_c = 0,65-0,72$ заметно возрастают содержания K_2O и сопутствующих редких элементов — Sr, Rb, Sc.

Для следующего этапа характерна смена оливина роговой обманкой, что приводит к заметному изменению (возрастанию) валовых коэффициентов распределения K_p для скандия, циркония и рубидия. Для оливина K_p скандия равен 0,1—0,2, а для роговой обманки — 2,2—4,2. Соответственно K_p рубидия увеличивается от 0,0002—0,01 до 0,04—0,4. Переход к этому этапу четко фиксируется последовательным снижением концентрации скандия, на графиках других элементов — меньшим градиентом концентрации (см. рис. 27). Переход от андезитового этапа к дацитовому, связанный с заметным понижением основности плагиоклаза и более низкими температурами кристаллизации, также приводит к изменению концентрационных графиков рубидия и особенно стронция. По имеющимся экспериментальным данным K_p стронция для плагиоклазов возрастает от 1,5—2 до 5—7 с уменьшением номера плагиоклаза от 90 до 30, т.е. при кристаллизации среднего плагиоклаза остаточный расплав должен существенно обедняться стронцием.

Таким образом, наблюдается тесная геохимическая сопряженность (когерентность) распределения содержаний редких элементов-примесей не только с общим изменением главных петрохимических параметров, но и конкретным составом парагенезиса минералов-вкрапленников и ходом их фракционирования. Это подчеркивает генетическое единство пород серии как членов единого ряда последовательных магматических дифференциатов. Наличие тесной геохимической когерентности петрогенных и редких элементов означает также, что в индикаторном отношении их не следует противопоставлять друг другу при формационной типизации магматических серий. Прежде всего это относится к использованию редких "несовместимых" элементов как количественных показателей степени маг-

матической дифференциации. Для таких, например, элементов, как цирконий или церий, нередко допускается сохранение постоянных, близких к нулю величин K_p для всего процесса дифференциации. Однако подобное допущение может быть не верно. Поэтому для вполне корректной оценки характера геохимической специализации тех или иных магматических пород целесообразно сопоставление вариаций содержаний редких элементов с изменениями главных петрохимических параметров.

Очевидно также, что какой-либо отдельно взятый редкий или петрогенный элемент, например калий, не может служить единственным главным показателем геологической и генетической специфики магматической серии. Так, многими исследователями при сравнительной типизации островодужных серий использовалось известное соотношение $K-h$ (по Т. Хазертону и В. Дикинсону) для оценки латеральной зональности серий относительно зон Беньофа. Однако нередко сходные по геологической позиции магматиты могут существенно различаться по щелочности. Показательной является вулканическая дуга Сунда. К этой дуге наряду с рассмотренной выше субщелочной серией вулкана Ринджани принадлежат также высококалиевые (шошонитовые) серии вулканов Тамбора и Сангеанг-Апи на соседнем о-ве Сумбава. На этом острове также находится четвертичный вулкан Соромунди, лейцититовые лавы которого сходны с высококалиевыми щелочно-ультраосновными породами Западного рифта. Несмотря на столь значительные различия в общей щелочности и содержании калия, пространственное положение всех вулканов относительно зоны Беньофа одинаково. Подобные отступления от общей упрощенной схемы магматической островодужной зональности известны и для других дуг (Малая Антильская, Золовых островов и др.).

Вулкан Десепшен (Южные Шетландские острова)

Вулкан о-ва Десепшен, а также два вулкана на более мелких островах Бриджмен и Пингвин составляют цепочку активных вулканов в проливе Брансфильда, отделяющем вулканическую дугу Южных Шетландских островов от Антарктического полуострова. По мнению исследователей этого района, образование пролива и появление в его осевой зоне активных вулканов отвечают начальной стадии спрединга в тылу островной дуги. В настоящее время при ширине 65 км пролив соответствует грабену, внутри которого находится узкий трог глубиной 2 км. Вдоль этого трога и расположены упомянутые вулканы. По геофизическим данным мощность коры под трогом не превышает 5–6 км, а зона разуплотненной мантии находится на глубине всего 14 км. По геомагнитным данным процесс расширения и образования краевого бассейна начался 1–2 млн лет назад.

Десепшен — стратовулкан диаметром около 15 км при высоте конуса 540 м. Последние извержения наблюдались в 1967–1970 гг. Его средняя часть занята кальдерой, образованной преимущественно пирокластическими продуктами, а также лавами базальтового состава. Посткальдерные эффузивы имеют более кислый состав, вплоть до дацитов и риодацитов (см. табл. 25). В целом породы образуют непрерывную генетическую серию. Эффузивы вулканических островов Бриджмен и Пингвин пред-

ставлены лишь базальтами и андезито-базальтами. Геологии и петрологической характеристике этих трех вулканов посвящены работы Д. Хоукса, О. Гонзалеса-Феррана, П. Бейкера, С.Д. Вивера, А.Д. Саундерса, Р.Дж. Панкхерста и Дж. Тарни, на основании которых и составлено данное описание.

Базальты, входящие в состав эффузивной серии вулкана Десепшен, обычно порфиновые, с вкрапленниками плагиоклаза (битовнита), оливина и диопсид-авгита. Количество вкрапленников не превышает 5–10%. В андезитах и дацитах состав плагиоклаза во вкрапленниках меняется от An_{42-35} до An_{28-19} . Клинопироксен вкрапленников в среднем характеризуется как $Ca_{40}Mg_{40}Fe_{20}$. В дацитах развиты более железистые разновидности, а также более редкие фенокристы гиперстена. В риодацитах количество вкрапленников увеличивается до 20%. Среди них преобладает олигоклаз. Обычны также гиперстен, авгит, оливин и рудные.

Хотя по диаграммам *AFM* и щелочи–кремнезем серия Десепшен может быть определена как субщелочная или, по Х. Куно, известково-щелочная высокоглиноземистая, примечательной особенностью ее химизма является низкое содержание K_2O . Поэтому на диаграмме K_2O-SiO_2 на тренд этой серии при более низких содержаниях кремнезема попадают составы океанических абиссальных и островодужных толеитов. Особенно высоким (до 7,5%) содержанием Na_2O отличаются дациты. В целом, как следует из результатов выполненного С.Д. Вивером с соавторами [138] детального геохимического изучения серии вулкана Десепшен, для всего ряда пород характерна сопряженность петрохимических и геохимических характеристик, подтверждающая генетическое единство вулканитов как продуктов последовательной магматической дифференциации. Вместе с тем полученные этими исследователями прецизионные данные по стронциевой изотопии и распределению редкоземельных и других редких элементов позволяют им оценить более тонкие генетические особенности серии, отражающие специфику состава ее мантийных источников и конкретные особенности фракционирования минералов при формировании главных типов пород.

Так, при использовании циркония в качестве индикаторного элемента выявляется последовательное возрастание концентрации кремния, калия, натрия и когерентных им рубидия, иттрия и др. в ряду пород от базальтов до дацитов. Параллельно наблюдается последовательное падение содержания магния, кальция, стронция, хрома и никеля. Эти особенности распределения редких элементов-примесей с учетом данных микрозондового изучения главных минеральных фаз вкрапленников хорошо согласуются с допускаемым механизмом фракционной кристаллизации: отделением плагиоклаза и клинопироксена в качестве главных фаз из первичной магмы, по составу близкой наиболее магнизальному базальту. Необходима кристаллизация исходной базальтовой магмы примерно на 80%, чтобы достигнуть геохимического уровня дацитов по содержанию K , Rb , Zr , равно как и их обеднения Sr . Значительная отрицательная аномалия европия подтверждает, что главным фактором магматической дифференциации было выделение плагиоклаза в условиях низких температур и давлений.

Как показывает сравнение характера распределения одновременно нескольких индикаторных элементов, коэффициенты их распределения (K_p) не остаются постоянными и могут быстро возрастать по мере пе-

Таблица 25. Химический состав пород серии о-в Десепшен

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	52,11	52,55	52,07	54,92	54,52	57,92	62,42	67,90	68,04
TiO ₂	1,56	1,68	2,43	2,11	2,46	2,18	1,28	0,64	0,55
Al ₂ O ₃	16,61	16,12	15,06	16,08	14,29	14,98	15,51	14,86	15,01
Fe ₂ O ₃	2,15	2,30	2,80	2,10	2,73	2,50	2,10	1,16	1,42
FeO	7,17	7,66	9,31	7,01	9,09	6,25	5,24	3,79	3,55
MnO	0,17	0,18	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21	0,19	0,18
MgO	5,18	4,92	4,06	4,07	3,90	3,22	1,37	0,49	0,33
CaO	9,95	9,09	6,34	7,28	6,93	6,00	3,61	1,89	1,69
Na ₂ O	4,56	4,96	5,07	5,41	5,09	5,77	6,78	7,41	7,46
K ₂ O	0,40	0,45	0,48	0,66	0,60	0,79	1,22	1,59	1,69
A _c	0,70	0,72	0,72	0,78	0,80	0,88	1,01	1,17	1,18
(Na + K)/Ca	0,88	1,03	1,17	1,45	1,43	1,90	3,80	8,1	9,2
K/(Na + K)	0,05	0,06	0,06	0,07	0,07	0,08	0,11	0,12	0,13
Ab + Or	41	44	46	49	47	55	63	72	71
An/(An + Ab)	38	34	28	28	25	21	13	4	4
Q	—	—	—	0,2	2	5	9	13	15
ИД	41	44	46	49	49	58	72	85	86
Rb	5	5,2	5,6	10	9	13	20	31	32
Sr	427	383	357	369	380	337	255	141	134
La	8	10	12	15	12	21	25	30	28
Ce	24	29	31	39	33	40	61	68	64
Y	27	33	38	43	39	45	66	72	71
Zr	172	190	214	270	252	325	457	632	665
Cr	101	52	20	20	28	13	9	6	7
Ni	19	15	9	7	10	4	3	3	2

1-3 — базальты; 4-5 — андезито-базальты; 6, 7 — андезиты; 8, 9 — дациты-риодациты.

рехода от базальтов и андезитов к более кремнекислым дифференциатам. Это относится и к р.з.э. — церию, лантану и др., принимаемым многими исследователями в качестве наиболее надежных индикаторов степени магматической дифференциации. Однако в случае наиболее распространенного в дифференцированных сериях типа фракционирования с отделением плагиоклаза в качестве главной фазы валовые коэффициенты распределения р.з.э. не могут быть приняты близкими к нулю, поскольку для плагиоклаза их величина сильно зависит от температуры. По М. Дрейку и Д. Вейлу, при 950° K_p церий составляет около 0,3. Так, начиная от андезитов до дацитов (табл. 25) содержания лантана и церия остаются примерно постоянными, в то время как содержания циркония или рубидия значительно возрастают. Это означает, что величины K_p кристалл-расплав для р.з.э. могли достигать 0,3-0,5 и, следовательно, р.з.э. не приходится рассматривать как вполне "несовместимые" (некогерентные). Значит церий не может быть выбран в качестве индикатора доли остаточного расплава, как это иногда принимается при геохимическом обосновании количественных петрогенетических моделей.

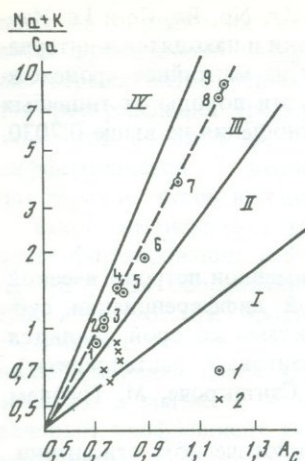


Рис. 28. Тренд дифференциации серии Десепшен
1 — о-в Десепшен; 2 — о-в Бриджмен; номера точек соответствуют номерам в табл. 25

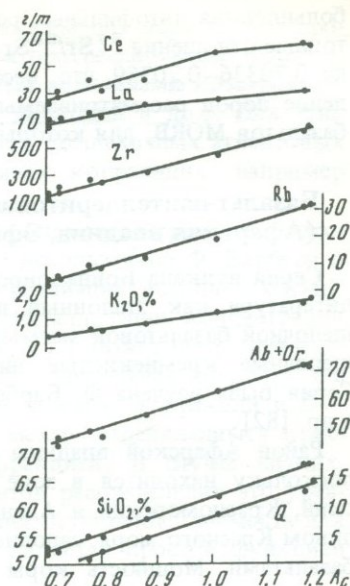


Рис. 29. Зависимость содержаний петрогенных и редких элементов от A_c для серии Десепшен

На примере данной серии также видно, что отдельно взятые индикаторные отношения редких элементов могут привести к противоречивым выводам. По С.Д. Виверу с соавторами [138], по высоким значениям K/Rb и Zr/Nb отношений, а также низкой величине Rb/Sr серия Десепшен сходна с океаническими абиссальными низкощелочными базальтами, но по типу распределения р.з.э. с обогащением легкими лантаноидами, а также по относительно высоким содержаниям Ba и Sr эта серия сопоставима с известково-щелочными [138].

Как показывает диаграмма $(Na + K)/Ca - A_c$ (рис. 28), рассматриваемая серия, несомненно, является субщелочной. Поэтому вполне объяснимо повышенное содержание в ней ряда редких элементов, если сравнивать ее с низкощелочными толеитами. В то же время несколько пониженное содержание Rb , наиболее когерентного калию элемента, отражает его невысокую концентрацию в данной серии, т.е. существенно натриевый тип ее щелочности.

Генетическую сопряженность пород, входящих в данную серию, наглядно иллюстрируют вариационные графики для редких элементов (рис. 29). В соответствии с изложенным выше концентрация циркония и рубидия подчинена четким линейным трендам относительно A_c как показателя дифференциации. Для церия и лантана заметно некоторое понижение градиента концентраций в области кремнекислых составов при сохранении общей тенденции возрастания содержаний с увеличением A_c .

Вулканыты соседнего с о-вом Десепшен о-ва Бриджмен представлены слабо дифференцированными базальтами, принадлежащими к известково-щелочному полю диаграммы $(Na + K)/Ca - A_c$ (см. рис. 28). Их меньшей валовой щелочности соответствует и более низкий уровень содержаний

большинства литофильных редких элементов — Zr, Nb, Ba, Ce и La. Изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для обеих серий близки и находятся в интервале 0,70336—0,70359, что, несомненно, указывает на мантийное происхождение пород рассматриваемых серий и отличает эти породы от типичных базальтов MORB, для которых величина этого отношения не выше 0,7030.

Базальт-пантеллеритовая серия Бойна (Афарская впадина, Эфиопия)

Серия вулкана Бойна широко известна в современной петрологической литературе как эталонный пример фракционной дифференциации субщелочной базальтовой магмы, конечными продуктами которой являются щелочные кремнекислые дифференциаты (агпайтовые пантеллериты). Серия была изучена Ф. Барбери, Г. Феррара, Р. Сантакроче, М. Трейлем и др. [82].

Район Афарской впадины примечателен в геологическом отношении, поскольку находится в зоне тройного сочленения, где сходятся Эфиопский, Красноморский и Аденский рифты. Впадина, бывшая когда-то заливом Красного моря, заполнена в основном третичными и четвертичными базальтами. Мощность коры не превышает 10 км. Молодые вулканы, в том числе и вулкан Бойна, приурочены к системе кулисообразных грабенов и тектонических линеаментов, проходящих в северо-западном направлении, параллельно осевой линии впадины. Вулканический центр Бойна, помимо одноименного щитового вулкана высотой до 1 км, включает многочисленные лавовые потоки — продукты трещинных извержений; общая площадь лавового поля около 750 км². Наиболее ранние эффузивы представлены базальтами, позднее сменявшимися лавами промежуточного состава. Последующие наиболее молодые кремнекислые вулканиты распространены на небольшой площади в центральной части вулкана, где образуют экструзивные и шлаковые купола. Объем пород кислого и промежуточного типа составляет около 10% от общего объема вулканитов.

По минеральному и химическому составу базальты могут быть отнесены к умеренно-щелочному (субщелочному) типу, переходному от нормальных известково-щелочных к щелочным. Вкрашленники в базальтах и средних типах пород представлены обычно оливином и плагиоклазом (от An_{75-70} в базальтах до An_{40-35} в трахитах). Эти минералы и клинопироксен входят в состав основной массы. В трахитах с повышенным содержанием кремнезема в основной массе присутствуют микролиты щелочного полевого шпата, образующего также каемки вокруг вкрашленников плагиоклаза. Для комендитов и пантеллеритов характерны микро-вкрашленники анортоклаза и зеленого клинопироксена в стекловатой основной массе.

Исходя из совокупности геологических, геохимических и петрологических данных, Ф. Барбери и соавторы [82] объясняют образование всего ряда пород серии Бойна как результат последовательной фракционной дифференциации исходной базальтовой магмы в субвулканической камере. Главными кристаллическими фазами, контролировавшими дифференциацию и появление все более щелочных составов, были: оливин, плагиоклаз, клинопироксен, окислы титана и железа, щелочной полевой

шпат (в порядке их выделения). Геохимическим подтверждением процесса фракционной дифференциации является прогрессирующее накопление редких литофильных элементов с низкими величинами коэффициентов распределения (редкие земли, рубидий, цирконий и др.). Для этих элементов во всем ряду пород — от базальтов до щелочных агапитовых дифференциатов — выявлена парная линейная корреляция, например для церия и лантана или циркония и лантана.

Такое закономерное распределение редких элементов-примесей в процессе формирования эффузивной серии было использовано Ф. Барбери и др. [82] при обосновании механизма дифференциации исходной магмы. Как известно, при простой фракционной кристаллизации концентрация рассеянного элемента в остаточной жидкости (C_L) может быть определена по уравнению Рэлея: $C_L = C_0 F^{(D-1)}$, где C_0 — начальная концентрация элемента в магме, F — доля остаточной магматической фракции и D — валовый коэффициент разделения элемента между отделяющимся кристаллизатом и остаточной магматической фракцией. В случае низких, принимаемых близкими к нулю коэффициентов распределения это уравнение упрощается: $C_L = C_0/F$, т.е. концентрация остаточного элемента для каждого отдельного этапа дифференциации является простой функцией доли остаточного расплава.

Соответственно при известной величине C_L (по содержанию элемента-примеси в том или ином конкретном типе пород) и исходном содержании этого элемента можно оценить величину F . В серии Бойна за исходное содержание индикаторного элемента церия можно принять его концентрацию в наименее дифференцированном типе базальтов ($F = 0,97$). В качестве индикаторного элемента церий был выбран из-за большей точности аналитической оценки его содержания по сравнению с содержанием других микроэлементов. Значения величины F наряду с другими петрохимическими параметрами для ряда представительных пород серии Бойна приведены в табл. 26.

Исходя из соотношения величины F как показателя дифференциации и содержаний петрогенных и микроэлементов (рис. 30), в общем процессе кристаллизационной дифференциации были выделены следующие основные стадии: 1) ранняя — при величине $F = 1-0,45$ — относится к базальтам, 2) средняя — при величине $F = 0,45-0,20$ — характеризует переход от базальтов к промежуточным дифференциатам и далее к трахитам и 3) конечная — при $F < 0,20$ — включает переход к высокощелочным агапитовым породам и последующее фракционирование в пределах высокощелочного поля составов, т.е. формирование пантеллеритов.

На первой стадии вначале выделяется только один оливин. В дальнейшем сохраняется его преимущественное фракционирование до $F = 0,65$, а затем кристаллизуются оливин и плагиоклаз при значительном преобладании последнего на этапе с $F = 0,65-0,45$. Основным результатом фракционирования является повышение валового содержания железа при примерно постоянном содержании кремнезема и значительном понижении концентрации магния, что приводит к образованию обогащенных железом базальтов (ферробазальтов). Нетрудно видеть, что эта стадия, ограниченная лишь составами базальтов, вполне соответствует толеитовому тренду дифференциации с возрастанием величины FM от 0,39 до 0,64.

Таблица 26. Химический состав лав серии Бойна

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	47,81	46,96	47,04	46,63	47,81	58,49	60,69
TiO ₂	2,35	2,55	2,88	3,12	3,15	1,81	1,86
Al ₂ O ₃	14,25	15,10	17,12	11,03	13,49	14,29	15,32
Fe ₂ O ₃	3,27	3,91	5,76	10,46	7,96	0,72	2,06
FeO	8,26	10,44	7,43	8,60	8,36	9,65	5,56
MnO	0,19	0,12	0,14	0,19	0,19	0,30	0,21
MgO	9,97	6,16	5,80	5,68	4,92	2,19	1,80
CaO	10,31	10,57	9,77	9,55	8,77	5,19	4,08
Na ₂ O	2,76	3,06	2,94	3,37	3,76	5,15	5,07
K ₂ O	0,82	1,12	1,12	1,38	1,58	2,21	3,34
A _c	0,61	0,61	0,64	0,64	0,66	0,88	0,95
(Na + K)/Ca	0,58	0,65	0,68	0,81	0,99	2,30	3,2
Q	(15) *	(12)	(3)	0,3	(3)	3,5	7
KB	—	—	—	1,0	—	6	10
An/(An + Ab)	51	51	55	28	32	18	18
Ab + Or	27,5	29	31	36	40	55	62
K/(Na + K)	0,16	0,19	0,20	0,21	0,22	0,22	0,30
FM	0,39	0,56	0,55	0,64	0,64	0,70	0,70
(Na + K)/Al	0,38	0,41	0,35	0,64	0,58	0,76	0,78
ИД	28	31	31	36	40	58	69
F	0,97	0,51	0,66	0,60	0,40	0,30	0,25
Rb	18	24	26	30	33	49	79
Sr	382	490	488	463	462	360	323
Zr	121	199	199	266	260	405	575
La	20	35	29	37	49	60	81
Ce	36	67	53	58	88	114	141
Yb	2,4	2,7	2,2	2,5	3,6	7,0	6,3
Cr	370	—	23	—	18	6	49
Ni	75	30	25	23	10	6	9

1—4 — базальты; 5—9 — трахиандезиты и трахиты; 10—16 — пантеллериты.

* В скобках — количество нормативного нефелина.

Следующая стадия, начинающаяся при $F = 0,45$, отличается от предыдущей резким переломом на графике содержаний железа, равно как и кремния (см. рис. 30). Одновременно начинается быстрое падение содержания магния и кальция. Главным фактором является отделение Fe-Ti окислов и железистого клинопироксена. Подчиненную роль играет плагиоклаз (андезин-олигоклаз). Фракционирование именно этих минералов подтверждается появлением их вкрапленников в порфирировых разностях мелатрахитов.

Конечная стадия магматической эволюции, согласно предполагаемой модели, начинается с перехода от трахитов к высокощелочным риолитам (пантеллеритам) — от 0,20 до 0,15. Для этой стадии величина F , как указывают Ф. Барбери и др., недостаточна информативна. Поэтому в качестве параметра дифференциации предлагается коэффициент агапитности,

8	9	10	11	12	13	14	15	16
65,36	66,72	69,72	70,50	71,05	71,83	73,14	73,10	73,51
0,71	0,36	0,26	0,43	0,30	0,36	0,42	0,39	0,37
14,25	15,27	11,31	13,25	10,04	9,91	9,27	9,48	9,42
1,97	1,80	3,58	2,85	3,40	3,07	2,24	2,33	2,27
5,60	3,57	3,66	1,54	4,19	3,81	3,96	3,85	3,62
0,21	0,13	0,19	0,14	0,20	0,16	0,21	0,21	0,18
0,30	0,04	0,01	0,01	0,05	0,01	0,01	0,01	0,01
2,52	1,38	0,57	0,72	0,34	0,30	0,36	0,34	0,37
6,09	6,05	6,11	6,00	5,96	6,01	5,97	5,82	5,80
2,99	4,41	4,58	4,56	4,46	4,52	4,42	4,46	4,44
1,10	1,13	1,25	1,29	1,32	1,35	1,40	1,41	1,43
5,8	11,8	29	23	48	53	44	46	42
11	10	20	18	25	27	31	30	31
14	12	25	21	32	34	39	38	39
5	1	—	—	—	—	—	—	—
68	75	59	69	52	52	49	49	49
0,24	0,32	0,33	0,33	0,33	0,33	0,33	0,33	0,33
0,93	0,99	1,0	1,0	1,0	1,00	1,00	1,0	1,0
0,93	0,96	1,33	1,12	1,46	1,49	1,57	1,52	1,52
79	85	78	87	77	79	80	80	80
—	0,18	0,13	—	0,13	0,13	0,12	0,12	0,14
—	106	147	111	148	148	151	147	154
—	60	3	24	4	2	3	3	3
—	902	1186	923	—	1175	1093	1170	1095
—	111	157	—	154	151	135	160	142
—	194	278	—	273	269	279	287	246
—	10	13	—	14	14	13	14	11
—	56	134	—	133	86	—	77	84
—	2	2	2	2	—	6	8	8

возрастающий от 0,8 в мелатрахитах до 1,6 в пантеллеритах. Судя по резкому падению содержаний стронция и бария, а также петрографическим данным (ядра олигоклаза в фенокристаллах анортклаза), главным фактором перехода от поля нормальной щелочности к агапитовому должен был быть переход от фракционирования плагиоклаза к щелочному полевому шпату, а затем плагиоклазовый эффект Боуэна, т.е. кристаллизация анортитсодержащего полевого шпата из расплавов с низким или нулевым содержанием нормативного плагиоклаза. Это и могло быть причиной относительной концентрации щелочей по сравнению с концентрацией глинозема, т.е. повышения коэффициента агапитности и перехода расплавов в поле агапитовых составов. Последующее фракционирование из агапитовых расплавов полевого шпата способствовало дальнейшему повышению их агапитности.

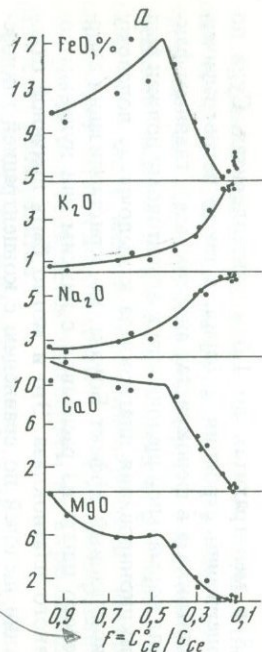


Рис. 30. Зависимость содержаний петрогенных и редких элементов в лавах серий Бойна от доли остаточного расплава (а) и величины кислотности (б)

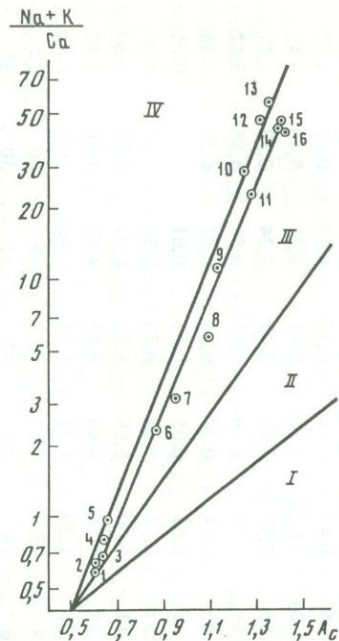
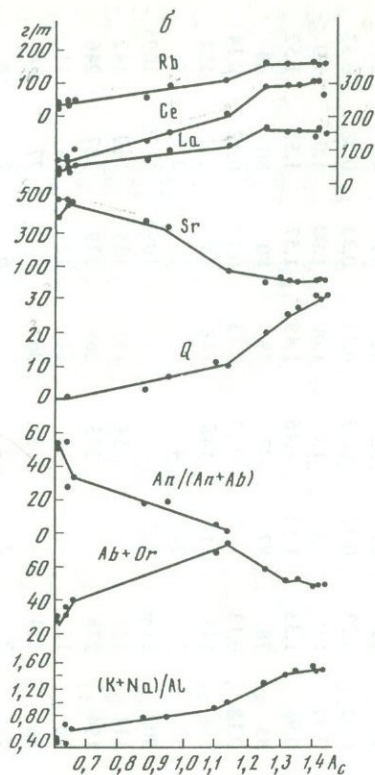


Рис. 31. Тренд дифференциации серии Бойна
Номера точек соответствуют номерам в табл. 26

Не вдаваясь в более детальное обсуждение сложной проблемы генерации агпаитовых кремнекислых магм, остановимся только на некоторых петрохимических аспектах, относящихся к используемым нами петрохимическим параметрам.

На диаграмме $(Na + K)/Ca - A_c$ (рис. 31) составы пород серии Бойна в целом могут быть аппроксимированы линейным трендом, близким к границе полей III и IV, что соответствует приведенной выше петрологической характеристике серии как переходной к щелочно-базальтовым. Вместе с тем некоторые пантеллериты отличаются пониженной кислотностью, и их составы смещены за пограничную линию и принадлежат к щелочно-базальтовому полю IV. Понижение содержания в них кремнезема приводит к иным соотношениям нормативных петрохимических параметров, в первую очередь нормативного кварца и полевых шпатов (параметр KB). В связи с этим целесообразно рассмотреть некоторые особенности химизма всего ряда дифференциатов в зависимости от величины A_c .

При общем довольно постепенном повышении величины агпаитности $(K + Na)/Al$ (см. рис. 30) в процессе дифференциации исходной базальтовой магмы могут быть выделены различные в петрохимическом отношении стадии. Переход от одной стадии к другой выражен изломами и разными наклонами графиков изменения нормативных количеств полевых шпатов и кварца. Первая стадия охватывает главную часть дифференциационного ряда — от базальтов до трахитов ($A_c = 0,66-1,1$). Для нее характерно последовательное уменьшение содержания плагиоклаза при одновременном возрастании количества кварца и суммы щелочных полевых шпатов. В составе конечного дифференциата этой стадии — кварцевого трахита (индекс дифференциации 85) — содержание нормативного кварца достигает 10%, а количество анортита снижается до 1% при общем содержании щелочного полевого шпата, равном 75%. Для многих серий, как эффузивных, так и интрузивных, соответствующий температурному минимуму состав трахита (сиенита) является предельным и процесс дифференциации на этом заканчивается. Таким образом, этот отрезок пути дифференциации субщелочного базальта близок к трахитовому тренду.

Поскольку расплав на этой стадии содержит нормативный кварц, то дифференциация продолжается в направлении более низкотемпературных кремнекислых составов. Для следующей стадии, которая соответствует переходу от насыщенной щелочами трахитовой магмы ($K_a = 0,96$) к агпаитовым остаточным расплавам, главным фактором дифференциации, как уже отмечалось, является фракционирование полевых шпатов. На графике этому соответствует понижение суммарного количества $(Ab + Or)$ от 75 до 52% (при $A_c = 1,32$). В результате плагиоклазового эффекта, сопряженного с полевошпатовым фракционированием, и повышения концентрации кремнезема к концу этой стадии величина коэффициента агпаитности возрастает до $K_a = 1,46$, а количество нормативного кварца увеличивается до 25%, т.е. в 2,5 раза.

На заключительной стадии дифференциации в области высокоагпаитовых ("ультращелочных") пантеллеритовых составов ($A_c = 1,35-1,45$), как видно из графиков, происходит незначительное уменьшение содержания полевого шпата (от 52 до 49%) и параллельно возрастание количества кварца. При этом соотношение кварца и полевого шпата составляет

около 2 : 3, что сближает эти составы с наиболее богатыми кварцем остаточными кварц-полевошпатовыми котектическими расплавами гипабиссальных фаций "водных гранитов" [70]. Следует, однако, заметить, что такая аналогия хотя и согласуется с близповерхностными субвулканическими условиями генерации остаточных агапитовых пантеллеритовых расплавов, верна лишь в первом приближении. Как известно, составы пересыщенных щелочами магм фракционируются не в сторону минимумов в области низкотемпературного трога системы петрогенетических остатков, а по направлению к природным щелочным эвтектикам, содержащим нормативный акмит и дисиликат натрия. В рассматриваемом случае фракционирование полевого шпата смещает состав расплава в сторону обогащения калиевым компонентом: от 0,24 до 0,33 $K/(K + Na)$ при $A_c = 1,10-1,25$. В конечных продуктах дифференциации — пантеллеритах — сохраняются постоянными величина этого отношения и общее соотношение кварца и щелочного полевого шпата (2 : 3).

Как следует из предыдущего, на основе параметра A_c и вариационных графиков нормативных петрохимических параметров в процессе магматической дифференциации нетрудно наметить примерно те же стадии, что и при использовании параметра F . Однако рассмотрение процесса дифференциации более наглядно, так как один и тот же параметр A_c применяется и для начальных и для конечных стадий. Вместе с тем нет необходимости прибегать к недостаточно строгому допущению о сохранении постоянного, предельно низкого значения коэффициента распределения литофильных редких элементов на всем протяжении процесса дифференциации. С учетом данных других исследователей (Р. Макдональд, Д. Бейли и др.) по дифференциации щелочно-базальтовых магм вряд ли можно согласиться и с общим выводом Ф. Барбери и др., что эманационные процессы не играли существенной роли на конечных этапах формирования агапитовых щелочных расплавов.

Как показывает сопоставление графиков на основе A_c или F , начальная фаза дифференциации с $F = 1-0,65$ определяет в действительности лишь сравнительно небольшое изменение значений главных нормативных показателей магматической дифференциации, поскольку затрагивает узкий диапазон значений кислотности и щелочности—известковистости. Эта фаза ограничена только изменениями в составе базальтовой магмы и, в сущности, представляет предысторию процесса формирования дифференцированной серии пород. Основной результат начальной фазы — заметное увеличение железистости базальтов, вплоть до появления ферробазальтов. Это приводит к возрастанию величины FM от 0,4 до 0,64, т.е. к проявлению тенденции, которую можно было бы определить как "голеитовую", если бы для петрохимического анализа использовалась диаграмма AFM . Последующее нарастание этой тенденции приводит к собственно железистым типам пород, где величина FM достигает 1. Однако в случае базальтоидов повышенной щелочности особенно очевидно второстепенное значение данного параметра для оценки процесса магматической дифференциации, так как возрастание железистости в широком диапазоне кислотности расплава не сопровождается уменьшением содержания кремнезема и происходит при одновременном возрастании щелочности.

Позднекайнозойские серии Срединного хребта Камчатки

Базальтоиды повышенной щелочности, выделяемые в качестве субщелочных и щелочных базальтов, известны в ряде районов Курило-Камчатской островной дуги, но наиболее характерны для западной зоны вулканического пояса Срединного хребта. Характеристика этих пород приведена в публикациях И.С. Гузиева, Н.В. Огородова, М.Г. Патока, О.Н. Волынца, Э.И. Пополитова и др. В основу типизации вулканитов большей частью положено содержание в них калия и калиево-натриевого отношения. По этим параметрам рассматриваемые породы обычно попадают в поле высококалиевых серий на диаграмме K_2O-SiO_2 . Вместе с тем некоторые исследователи (И.Н. и Г.И. Говоровы) на примере Курильской части дуги отмечают, что калиевые вулканиты могут принадлежать по общей щелочности к нескольким сериям — от известковой до сильно-щелочной.

О.Н. Волынец, Э.И. Пополитов и др. [19] для типизации пород дополнительно используют особенности распределения некоторых элементов-примесей. Эти исследователи выделяют среди пород повышенной щелочности две главные серии: субщелочную абсарокит-шошонит-латит-трахитовую и более щелочную щелочно-оливин-базальт-трахит-комендитовую. Как будет видно из дальнейшего, обе серии хотя и различаются по степени щелочности, но являются субщелочными.

Район Срединного хребта отличается от других частей Камчатки максимальной мощностью — до 44 км земной коры и геофизического гранитного слоя — свыше 20 км (кора континентального типа). Среди верхнеплиоценовых—четвертичных лав повышенной щелочности преобладают базальты и андезиты-базальты. Наиболее кислые разности вулканитов обычно связаны с поздними этапами формирования вулканов и нередко образуют экструзивные тела. Для базальтов характерны фенокристы оливина и клинопироксена, отличающиеся повышенной железистостью. Темноцветные минералы-вкрапленники отличаются также повышенной титанистостью и представлены в базальтах титанавгитом, в андезитах керсутитом. В кислых разностях присутствует титанистый биотит. В кислых и средних породах щелочных серий наблюдаются вкрапленники калиево-натриевого полевого шпата, или санидина (в латитовой серии), и анортклаза, или натриевого санидина (в щелочно-базальтовой). Щелочные темноцветные минералы во вкрапленниках не встречаются.

Химический состав пород приведен в табл. 27. Как показывают эти данные, все основные типы пород характеризуются повышенной глиноземистостью, подобно известково-щелочным сериям этого региона. О.Н. Волынец, Э.И. Пополитов и др. отмечают повышенное содержание ряда редких элементов (TR, Nb, Zr и др.) в породах повышенной щелочности по сравнению с их известково-щелочными аналогами, что, по их мнению, сближает породы данной серии с рифтогенными континентальными щелочно-базальтовыми сериями.

Несмотря на относительно повышенную, в первую очередь по калию, щелочность пород Срединного хребта, в них отсутствуют нормативные щелочные минералы, что не согласуется с допущением об отнесении

Таблица 27. Химический состав вулканических серий Срединного хребта (Камчатка)

Компонент	I (латитовая)					II (щелочно-базальтовая)			
	1	2	3	4	5	6	7	8	
SiO ₂	50,95	55,79	59,51	62,65	68,16	50,65	55,59	60,62	
TiO ₂	0,94	1,14	1,00	0,95	0,61	1,63	1,42	1,14	
Al ₂ O ₃	18,24	16,56	17,10	16,77	15,59	17,61	18,30	18,07	
Fe ₂ O ₃	3,98	3,15	3,25	2,85	1,52	3,83	4,25	2,61	
FeO	5,94	5,96	3,56	2,25	1,56	6,25	3,95	3,29	
MnO	0,15	0,08	0,14	0,11	0,10	0,15	0,13	0,14	
MgO	5,37	3,15	2,35	1,60	0,64	5,92	2,95	1,60	
CaO	9,52	6,44	5,12	3,68	1,88	8,35	6,15	3,59	
Na ₂ O	2,94	3,90	4,09	4,40	4,73	3,83	4,70	5,35	
K ₂ O	1,97	3,81	3,87	4,74	5,19	1,79	2,55	3,57	
A _c	0,70	0,80	0,93	1,0	1,20	0,68	0,82	0,94	
(Na + K)/Ca	0,81	1,80	2,35	3,7	7,8	1,09	1,88	3,9	
K/(Na + K)	0,31	0,39	0,38	0,41	0,42	0,24	0,26	0,31	
(Na + K)/Al	0,38	0,64	0,64	0,74	0,86	0,47	0,57	0,70	
AOR	54	77	77	84	92	62	72	82	
Q	—	0,4	7	10	16	—	2	5	
ИД	36	56	65	75	87	43	57	72	
Rb	39	51	61	72	92	20	32	45	
Li	7	8	13	17	20	8	11	16	
Sr	665	740	703	592	314	672	740	550	
Zr	158	182	221	330	342	279	355	380	
Nb	4,0	6,5	5,4	6,7	7,1	18,5	314	266	
La	17	10	19	23	26	23	25	37	
Ce	45	55	45	54	61	52	41	65	
Ni	30	14	8	8	8	74	34	16	
Cr	65	23	21	13	9	104	39	36	

1, 6, 13 — базальты; 2, 7, 14 — андезито-базальты; 3, 4, 8, 9, 15 — андезиты; 5, 10, 16–17 — дациты; 11, 12 — комендиты, I, II — по [19], III — средние составы по [56].

этих пород к щелочно-базальтовой серии. Этому противоречит также и невысокая величина коэффициента апаитности. Очевидно, что в данном случае, как и для ряда других серий, повышенное содержание калия и положение составов пород на диаграмме K₂O—SiO₂ не являются определяющими критериями при петрологической типизации пород. В этом отношении несомненно преимущество диаграммы (Na + K)/Ca—A_c.

Как следует из этой диаграммы (рис. 32), породы обеих выделенных О.Н. Волынцом, Э.И. Пополитовым и др. серий имеют повышенную щелочность и принадлежат к субщелочному полю диаграммы (поле III), а состав наиболее распространенных вулканитов этого региона принадлежит к известково-щелочному полю (поле II) и близок к генеральному известково-щелочному магматическому тренду (пунктирная линия CA). Хотя одна из рассматриваемых серий — щелочно-базальтовая — и характеризу-

II (щелочно-базальтовая)				III (известково-щелочная)				
9	10	11	12	13	14	15	16	17
62,14	65,51	73,03	72,65	50,77	55,34	60,33	65,76	69,14
0,91	0,70	0,07	0,18	1,09	0,92	0,95	0,60	0,35
17,34	16,93	13,26	14,45	17,80	18,13	16,65	16,37	16,13
2,67	2,47	1,51	1,31	3,83	2,96	3,13	3,32	1,92
2,06	1,46	1,01	0,83	6,13	5,27	3,84	1,33	1,25
0,14	0,14	0,05	0,09	0,13	0,14	0,13	0,10	0,07
1,18	0,85	0,30	0,42	6,70	4,52	2,79	1,56	1,36
2,43	1,75	0,96	0,86	9,35	8,04	6,17	3,84	2,30
5,35	5,37	5,17	4,60	2,95	3,23	3,81	4,34	4,21
4,09	4,62	4,63	4,62	1,25	1,46	2,20	2,78	3,26
1,02	1,1	1,42	1,46	0,70	0,84	0,99	1,21	1,35
6,0	8,8	15,5	16,2	0,73	0,94	1,54	2,91	5,0
0,33	0,37	0,37	0,40	0,22	0,23	0,27	0,30	0,34
0,76	0,83	1,0	0,87	0,35	0,38	0,52	0,62	0,65
86	90	100	94	50	54	67	76	83
9	11	23	26	—	6	13	20	25
76	85	93	92	32	43	58	72	80
55	60	116	110	—	—	—	—	—
14	16	16	34	—	—	—	—	—
270	150	41	50	Н.о.	—	—	—	—
637	596	560	378	—	—	—	—	—
38,4	31,4	108	46	—	—	—	—	—
48	48	76	76	—	—	—	—	—
74	91	110	95	—	—	—	—	—
6	13,5	6	3	—	—	—	—	—
48	36	15	9	—	—	—	—	—

ется несколько большей щелочностью по сравнению с другой (латитовой), она не может быть отнесена к щелочно-базальтовым сериям (поле IV). Поэтому не случайно отмеченное выше отсутствие щелочных минералов в модальном и нормативном составе пород обеих серий.

Как видно из диаграммы (см. рис. 32), комендиты, включенные в щелочно-базальтовую серию, не только не принадлежат к тренду этой серии, но и расположены правее тренда латитовой серии, т.е. имеют меньшую щелочность. С этим согласуется и положение фигуративных точек комендитов на графике $(Na + K)/Al - A_c$ (рис. 33) между трендами субщелочных и нормальных известково-щелочных вулканитов Срединного хребта.

Следует заметить, что и данные по редким элементам не могут служить явным подтверждением связи комендитов с процессом дифференциации

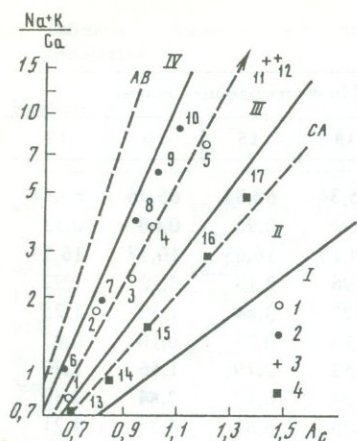
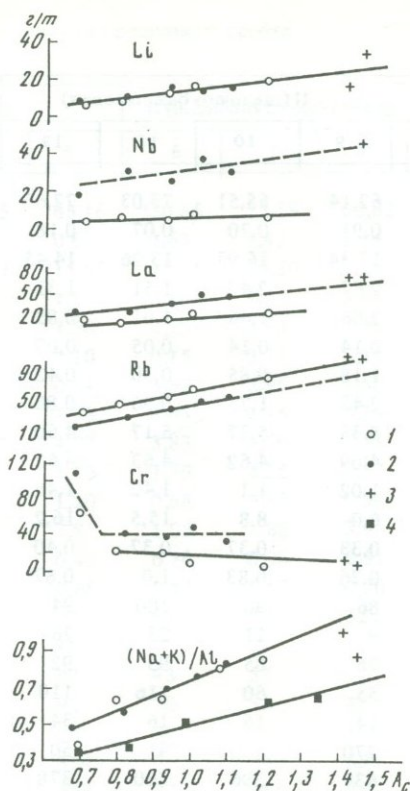


Рис. 32. Тренды вулканических серий Срединного хребта (Камчатка)

1 — латитовая серия; 2 — щелочно-базальтовая; 3 — комендиты; 4 — средние составы четвертичных вулканитов Срединного хребта; номера точек соответствуют номерам в табл. 27

Рис. 33. Зависимость содержаний петрогенных и редких элементов от A_c для серий Срединного хребта

Условные обозначения те же, что и на рис. 32



в рамках относительно щелочной (щелочно-базальтовой) серии: по уровню содержания и трендам концентрации одних элементов (Rb, Cr) комендиты близки к серии пониженной щелочности (латитам), других элементов (La, Nb) — к более щелочной серии. Таким образом, для данного региона вопрос о генетической связи комендитов с процессом дифференциации базальтоидных магм повышенной щелочности требует дополнительного обоснования с привлечением изотопных и других данных, поскольку не исключена возможность гибридного генезиса этих пород.

ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОВЫЕ СЕРИИ
ОСТРОВОВ АТЛАНТИКИ

Рассматриваемые в этой и следующей главе дифференцированные серии принадлежат к IV и V полям основной классификационной диаграммы $(Na + K)/Ca - A_c$. Как уже было отмечено, при обычном классификационном петрохимическом подходе и при типизации пород на основе сравнения статистических (точечных) совокупностей единичных составов кажется на первый взгляд логичным объединять в общую субщелочную группу любые базальты и базальтоиды повышенной щелочности, не содержащие реально наблюдаемого модалного нефелина. В качестве переходной эта группа противопоставляется породам как собственно щелочным (с модалным нефелином), так и нормального ряда.

Однако при генетическом подходе на основе сравнения последовательных рядов (серий) пород очевидны принципиальные различия между базальтоидами разной щелочности. Эти различия наиболее наглядны, когда с учетом данных экспериментальной петрологии сравнивается формирование рядов магматитов, заканчивающихся такими весьма отличающимися друг от друга породами, как трахиты, фонолиты или нефелиниты. Соответствующие им петрохимические тренды хотя и могут быть сближены в области начальных составов, но заметно расходятся на конечных стадиях магматической дифференциации.

Типичными дифференциатами щелочно-базальтовых серий являются щелочные трахиты, не содержащие модалного нефелина. Однако подобные серии на всем протяжении процесса дифференциации отличаются от собственно трахитовых (латитовых) субщелочных серий тем, что сохраняют свою повышенную щелочность (нормативный нефелин) и при определенных условиях могут завершаться фонолитами, а не кварцсодержащими разностями. Различия между латитовыми (субщелочными) и щелочно-базальтовыми сериями подчеркиваются их находждением в разных (III и IV) полях общей петрохимической диаграммы $(Na + K)/Ca - A_c$.

В качестве дифференциатов повышенной щелочности, представляющих иной, базанитоидный тренд, будут приведены примеры серий, заканчивающихся фонолитами. Хотя исходные для них нефелиновые базаниты в ряде щелочных провинций по валовому химическому составу довольно близки к щелочным мелабазальтам и встречаются совместно с ними в составе региональных геологических формаций, трендовый анализ помогает выявить и существенные различия между ними. Эти различия, наглядно выраженные в более высоком содержании нормативного нефелина в исходных базанитоидных магмах, приводят к типоморфному для базанитоидных серий появлению фонолитов в конце дифференциации. Наглядно выявляется и другое важное различие между базанит-фонолитовыми и щелочно-базальтовыми сериями — их принадлежность к двум независимым трендовым пучкам. Это позволяет допускать, что для них различны и исходные мантийные источники или первичные выплавки из них [14].

В течение длительного времени — с конца прошлого столетия вплоть до 60-х гг. нынешнего — были широко распространены представления

о преобладании в прибрежных континентальных областях и на островах Атлантики щелочных базальтов и более щелочных дифференциатов (трахиты, фонолиты). Эти представления в значительной степени опирались на данные по океаническим вулканогенным островам — вершинам подводных вулканических построек, бывших многие годы единственно возможными объектами петрографических исследований для обширных площадей океанских акваторий. В последние годы в результате широко-масштабных исследований срединно-океанических хребтов и дна океанов, выявивших преимущественное развитие абиссальных океанических толеитов, а не щелочных базальтов, стало очевидно лишь узко локальное распространение последних, на вершинах вулканических гор и хребтов. Было также установлено, что многие вулканические острова со щелочными породами, расположенные вне зоны Срединно-Атлантического хребта, приурочены к внутренним областям океанских литосферных плит.

На основе геофизических данных этим областям противопоставляются протяженные зоны толеитового базальтового магматизма срединно-океанических хребтов как участки с повышенным тепловым потоком и массовым плавлением подкорového субстрата. Поэтому в современной петрологии, особенно в связи с концепциями глобальной тектоники плит, щелочным породам океанических областей уделяется значительное внимание как индикатору иных по сравнению с массовым выплавлением базальтов петрогенетических условий селективного плавления первичной, не истощенной мантии. При этом большая роль в генерации щелочных магм отводится летучим — воде и углекислоте, участвующим как в предполагаемом метасоматическом изменении мантийных перидотитов и других пород, так и в последующей фракционной кристаллизации поступающих из мантии магматических расплавов. Во многих петрологических моделях гетерогенность мантии наряду с различиями в глубине выплавления привлекается в качестве главного фактора при объяснении совместного нахождения базанитов, щелочных и толеитовых базальтов в составе эффузивных ассоциаций островных серий. В зависимости от состава мантийных источников объясняется геохимическая специфика щелочных и других пород, проявляющаяся в различных соотношениях изотопов стронция, неодима и уровнях содержаний других индикаторных элементов.

Выделяются две основные группы щелочных серий океанических островов: 1) базанитовые с нефелинитами и фонолитами в качестве конечных щелочных дифференциатов и 2) щелочно-базальтовые с трахитами, реже фонолитами. Примером первой группы могут служить серии Гавайских островов, островов Кергелен, Тринидад, Фернанду-ди-Норонья, Сан-Томе и др. Ко второй группе могут быть отнесены серии островов Гоф, Тристан, Святая Елена, Херд и др. Промежуточные породы в этих сериях представлены муджиеритами, гавайитами, трахиандезитами. Гораздо более редки случаи ассоциации щелочных пород с кварцсодержащими (риолиты, трахиты). Некоторыми исследователями островные базанитовые и щелочно-базальтовые серии рассматриваются как особые типы океанических щелочных провинций. В связи с этим следует заметить, что сходные щелочные эффузивные ассоциации известны и на континентах, в рифтогенных зонах.

Как следствие возможной гетерогенности мантии, особенностей процес-

са магматической дифференциации и эманационного переноса щелочей выступает различие в соотношении щелочных металлов — калия и натрия. В зависимости от величины отношения K_2O/Na_2O среди указанных групп могут быть выделены преимущественно калиевые или натриевые типы щелочных серий, отличающиеся особенностями минерального состава и распределением когерентных щелочам редких литофильных элементов — рубидия, бария и др. В качестве типичных примеров океанических щелочно-базальтовых серий рассмотрим следующие серии: о-в Гоф, о-в Святая Елена (натриевый тип), о-в Тристан (калиевый тип).

Остров Гоф

Третичный вулкан о-в Гоф находится в 300 км от южного окончания Срединно-Атлантического хребта (40° ю.ш. и 10° з.д.) и является вершиной подводного вулканического массива около 50 км в диаметре. Вулканические породы образуют непрерывную серию: от оливиновых и щелочных базальтов (0–3% нормативного нефелина) до эгирин-авгитовых и содалитовых трахитов (4–8% нормативного нефелина). Петрографическое изучение вулканических пород проводили Л. Пирсон, Р. Дели, Т. Барт и др. Детальное исследование петрологии и геохимии этих пород выполнено Р. Ле-Метром [137].

Наиболее основные члены серии — пикритовые и оливиновые базальты — содержат вкрапленники оливина и авгита, а в более щелочных разностях (трахибазальтах) присутствуют также лабрадор и рудные. Эти минералы входят и в состав основной массы, где наблюдаются также интерстициальный щелочной полевой шпат и биотит. Для выделений полевого шпата характерна постоянная вкрапленность мелких игольчатых кристаллов апатита. К трахиандезитам отнесены переходные разности от трахибазальтов к трахитам. В минералогическом отношении они близки к трахибазаль-

Таблица 28. Химический состав пироксенов

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	51,05	49,74	49,53	50,55	49,79
TiO ₂	1,30	2,02	1,78	2,25	0,37
Al ₂ O ₃	4,46	4,12	4,29	5,29	7,15
Fe ₂ O ₃	1,28	1,14	1,43	1,95	3,33
FeO	4,87	6,17	6,71	7,51	15,83
MnO	—	0,15	0,16	0,20	—
MgO	15,89	14,83	14,66	11,76	3,80
CaO	21,04	21,34	20,52	18,27	16,81
Na ₂ O	0,44	0,54	0,55	1,22	2,21
K ₂ O	0,09	0,07	0,06	0,74	0,75
Cr	7000	4000	1000	220	46
Ni	350	450	160	58	120

1 — пикритовый базальт; 2 — трахибазальт; 3, 4 — трахиандезит: 3 — фенокристы, 4 — выделения в основной массе; 5 — эгирин-авгитовый трахит, по Р. Ле-Метру.

Таблица 29. Химический состав пород серий островов Гоф, Святая Елена и Тристан

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	46,79	48,60	49,22	52,43	56,01	58,69	60,89	61,66	62,48
TiO ₂	1,86	3,45	3,12	2,74	1,72	1,24	0,45	0,52	0,38
Al ₂ O ₃	8,24	15,29	17,39	17,44	17,88	19,14	18,83	18,42	17,93
Fe ₂ O ₃	1,21	3,49	3,71	3,02	4,14	4,63	2,69	2,50	2,06
FeO	9,80	7,34	7,12	6,16	3,39	1,59	2,87	2,55	3,11
MnO	0,14	0,10	0,08	0,15	0,12	0,25	0,19	0,15	0,16
MgO	19,74	8,64	6,31	4,11	2,34	1,10	0,52	0,57	0,09
CaO	9,47	8,13	6,81	6,05	4,49	2,47	1,88	1,73	1,17
Na ₂ O	1,57	2,95	3,71	4,14	5,09	5,11	5,87	5,83	6,47
K ₂ O	1,19	2,00	2,54	3,76	4,83	5,77	5,81	6,05	6,14
A _c	0,53	0,64	0,66	0,72	0,79	0,88	0,90	0,92	0,92
(Na+K)/Ca	0,45	0,95	1,43	2,08	3,3	6,5	9,3	10,2	16,2
K/(Na+K)	0,33	0,31	0,31	0,37	0,39	0,43	0,39	0,41	0,38
Ne	1	—	1	2	1	—	—	—	2
AOR	59	61	65	75	85	86	91	93	98
(K+Na)/Al	0,47	0,46	0,51	0,62	0,76	0,77	0,85	0,88	0,97

Компонент	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	46,84	48,86	51,15	56,49	59,15	61,10	62,04	62,47	61,83
TiO ₂	3,39	2,87	2,39	1,14	0,50	0,35	0,16	0,07	0,04
Al ₂ O ₃	17,20	16,73	16,43	17,92	18,08	17,62	17,85	18,99	18,65
Fe ₂ O ₃	2,24	4,13	4,65	2,51	3,38	3,57	2,77	2,36	2,80
FeO	9,51	8,29	7,49	6,99	4,54	3,55	3,04	1,58	1,20
MnO	0,13	0,28	0,26	0,24	0,21	0,26	0,23	0,15	0,23
MgO	6,00	4,51	3,30	1,94	1,05	0,26	0,11	0,25	0,09
CaO	10,12	7,56	6,94	3,58	2,90	2,01	1,84	1,26	0,85
Na ₂ O	3,40	4,81	5,54	6,22	6,88	6,94	7,16	7,80	9,10
K ₂ O	1,18	1,98	1,86	2,97	3,32	4,35	4,79	5,06	5,20
A _c	0,61	0,64	0,69	0,80	0,86	0,91	0,91	0,89	0,83
(Na+K)/Ca	0,75	1,46	1,76	4,1	5,7	8,8	10,1	16	27
K/(Na+K)	0,19	0,21	0,18	0,24	0,24	0,29	0,31	0,30	0,27
Ne	4	7	5	2	1	1	2	6	20
AOR	50	68	76	84	90	95	97	98	100
(K+Na)/Al	0,40	0,60	0,68	0,75	0,82	0,91	0,95	0,96	1,10

там, отличаясь более щелочным составом плагиоклаза и большим содержанием щелочного полевого шпата.

Среди трахитов в зависимости от содержания фенокристов биотита или щелочного пироксена выделяются биотитовые и эгирин-авгитовые разновидности. Те и другие содержат вкрапленники олигоклаза в сростках со щелочным полевым шпатом, оливина и магнетита. Эти минералы входят и в состав основной массы. В щелочных эгирин-авгитовых трахитах к ним добавляются также содалит и нефелин.

Таблица 29 (окончание)

Компонент	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
SiO ₂	43,03	46,58	47,73	50,21	50,54	54,10	55,17	59,10	60,90	61,59
TiO ₂	4,17	2,22	3,49	3,22	3,43	1,70	2,21	0,49	0,40	0,52
Al ₂ O ₃	14,35	17,05	17,39	17,97	19,78	20,00	20,27	19,96	20,78	20,46
Fe ₂ O ₃	5,92	7,70	3,34	2,59	2,31	2,00	1,54	2,24	2,24	2,51
FeO	8,60	5,44	6,75	5,74	5,29	3,30	3,20	3,89	0,47	0,10
MnO	0,17	0,18	0,18	0,18	0,12	0,20	0,24	0,19	0,10	0,21
MgO	6,80	4,81	4,41	3,47	3,18	1,80	1,37	0,19	0,00	0,42
CaO	12,08	9,48	9,13	7,69	6,39	5,20	4,59	1,36	1,02	1,36
Na ₂ O	2,28	13,79	4,14	5,01	5,20	6,10	6,81	6,04	7,84	5,95
K ₂ O	2,07	2,75	3,45	3,93	3,75	5,60	4,60	6,52	6,25	6,89
A _c	0,53	0,60	0,60	0,63	0,66	0,69	0,72	0,84	0,83	0,90
(Na+K)/Ca	0,62	1,07	1,27	1,79	2,17	3,40	3,88	13,7	21,3	14,0
K/(Na+K)	0,33	0,32	0,35	0,34	0,32	0,38	0,31	0,42	0,34	0,43
Ne	10	8	12	13	11	16	14	6	12	20
AOR	45	60	63	73	70	83	84	92	96	89
(K+Na)/Al	0,48	0,54	0,61	0,64	0,64	0,80	0,80	0,85	0,95	0,84

1—9 — о-в Гоф; 10—18 — о-в Святая Елена; 19—28 — о-в Тристан; 1—4, 10—12, 19—23 — базальты и трахибазальты; 6—9, 14—18, 26—28 — трахиты и трахифонолиты; 5, 13, 24, 25 — трахиандезиты.

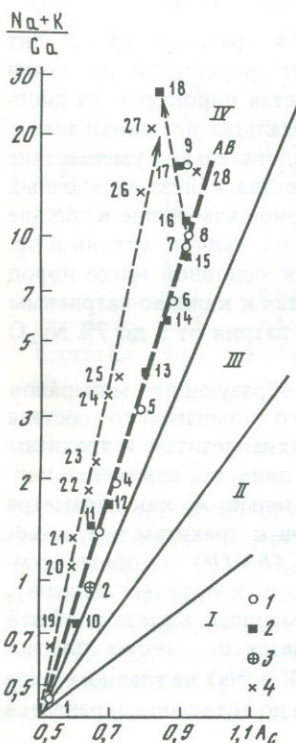
По мере постепенного перехода от базальтов к трахитам происходит последовательное изменение состава оливина от форстерита до почти чистого фаялита. Также постепенно изменяется состав пироксена: от диопсид-авгита в базальтах через титанавгит в трахибазальтах до эгирин-авгита в щелочных трахитах. Этому соответствует последовательное уменьшение содержания кальция и магния и увеличение количества железа и щелочных металлов (табл. 28). С этим сопряжено закономерное изменение в составе пироксена содержания элементов-примесей — хрома, галлия, иттрия и др. Постепенное изменение состава полевого шпата в основной массе пород выражено переходом от олигоклаза в трахиандезитах к калиево-натриевым полевым шпатам с увеличивающимся содержанием натрия от 5 до 7% Na₂O и калия — от 3 до 6—7% K₂O.

С постепенным изменением состава породообразующих минералов сопряжено последовательное изменение валового химического состава вулканитов по мере перехода от базальтов к трахиандезитам и трахитам (табл. 29). Общим отражением этой зависимости является изменение нормативных петрохимических характеристик относительно A_c как параметра дифференциации (см. табл. 29). Так, от базальтов к трахитам возрастает величина AOR (доли щелочных полевых шпатов (Ab + Or) от общей суммы нормативных количеств плагиоклаза и щелочных полевых шпатов), увеличивается фемический индекс FM (доля суммарного железа в общей сумме железа и магния). Одновременно понижается основность плагиоклаза. При этом соотношение калия и натрия K/(K + Na) на главном этапе магматической дифференциации от трахибазальтов до трахитов сохраняется примерно постоянным и составляет около 0,4.

Закономерно изменяются и содержания редких элементов-примесей (по данным спектральных определений С. Нокколдса и Р. Аллена): возрастает концентрация в породах литофильных редких элементов и уменьшаются содержания хрома, никеля, ванадия и др. Геохимические особенности пород согласуются с предложенной Р. Ле-Метром петрогенетической моделью, согласно которой вся серия пород о-ва Гоф возникла в процессе последовательной кристаллизационной дифференциации родоначальной щелочно-базальтовой магмы путем накопления полевошпатовой составляющей при возрастающем фракционировании плагиоклаза и цветных минералов. В качестве прямого доказательства такого процесса отмечается нахождение трахитовых обособлений (сростки кристаллов полевого шпата, биотита и эгирин-авгита) на стенках пустот в базальтах и трахиандезитах и интерстициальных выделений щелочного полевого шпата в основной массе.

Петрологическое изучение серии было продолжено Р. Зелинским и Ф. Фреем, опубликовавшими в 1970 г. уточненную модель фракционной дифференциации. Геохимические и петрохимические тренды были скоррелированы этими авторами путем моделирования на ЭВМ с использованием прецизионных аналитических определений содержания р.з.э. методом нейтронно-активационного анализа.

Это одна из первых работ по моделированию распределения редких элементов в процессе магматической кристаллизации на основе коэффициентов распределения элементов-примесей между отделяющимися кристаллическими фазами и остаточным расплавом [143].



Полученные в результате такого моделирования расчетные данные хорошо совпадают с реальным составом фенокритов и валовым химизмом последовательно формирующихся пород серии о-ва Гоф. Согласно этим расчетам, состав пикритового базальта может быть получен добавлением к исходной магме около 50 мас.% вкрапленников оливина и пироксена. Следовательно, пикритовый базальт является кумулатом. Все остальные породы образуются преимущественно путем прогрессирующего фракционирования из щелочно-базальтовой магмы сначала оливина, пироксена и плагиоклаза, а затем калиевого полевого шпата и плагиоклаза.

Различие в составе фракционируемых фаз, в частности отделение щелочного полевого шпата на трахитовом этапе дифференциации, хорошо согласуется с уменьшением содержаний бария и стронция при переходе от трахиандезитов к

Рис. 34. Тренды вулканогенных серий островов Атлантики

1 — о-в Гоф; 2 — о-в Святая Елена; 3 — исходный базальт, серия о-ва Гоф; 4 — о-в Тристан; АВ — главный щелочно-базальтовый тренд; номера на графиках соответствуют номерам в табл. 29

трахитам, поскольку указанные элементы в большей степени концентрируются в щелочном полевоом шпате, чем в плагиоклазе и цветных минералах. Аналогично объясняется и появление европиевого минимума в спектре р.з.э. для поздних трахитовых дифференциатов.

На диаграмме $(Na + K)/Ca - A_c$ составы пород серии о-ва Гоф образуют единый, практически линейный тренд в поле IV, к которому принадлежит и состав кумулятивного пикритового базальта (рис. 34). Конечные дифференциаты трахитового состава при величине A_c более 0,9 (ан. 8, 9, табл. 29) по содержанию кремнезема и щелочей приближаются к формульному составу щелочных полевых шпатов (анортотклаза и санидина). Поэтому петрохимический тренд серии о-ва Гоф можно считать близким к предельному щелочно-трахитовому тренду. Этот тренд является эталонным еще и потому, что совпадает со статистическим генеральным щелочно-базальтовым трендом, рассчитанным нами по совокупности представительных составов пород из различных океанических и континентальных щелочных провинций (см. гл. 5). На диаграмме (см. рис. 34) он показан полу жирной пунктирной линией АВ, начинающейся в точке пересечения разграничительных линий классификационной диаграммы.

Остров Святая Елена

Остров Святая Елена (16° ю.ш. и $5^\circ 40'$ з.д.) расположен в 800 км восточнее Южно-Атлантического хребта, близ поперечного трансформного разлома. Также является вершиной поднимающегося с глубины 3 км крупного стратовулкана. Площадь острова 120 км². Петрографии вулканогенных пород Святой Елены посвящен ряд работ, в том числе детальные исследования Р. Дели и И. Бейкера [81]. В последние годы геохимия и петрология вулканитов этого острова и других островов Атлантики (Тристан, Канарские и др.) подробно рассмотрены в серии публикаций В.Л. Барсукова, Л.Н. Когарко, А.И. Полякова и др. [1].

Слагающие остров вулканические породы принадлежат к нескольким плиоценовым вулканическим циклам. Начальные лавы в каждом цикле представлены щелочными базальтами, сменявшимися затем трахибазальтами и трахиандезитами. К заключительному этапу вулканической деятельности относится внедрение экструзий и даек щелочных трахитов и трахифонолитов. Базальты составляют до 70–80% общего объема пород, на долю трахибазальтов приходится около 20%, трахиандезитов — 4%, а объем фонолитов и трахитов не превышает 1%.

В качестве характерных петрографических особенностей данной вулканогенной серии можно отметить: 1) постепенные переходы между всеми типами пород, которые образуют непрерывный ряд от оливиновых мелабазальтов (анкарамитов) через щелочные базальты (трахибазальты, муджериты) к трахиандезитам (гавайитам), трахитам и фонолитам; 2) присутствие фенокристов оливина и плагиоклаза в базальтах и средних типах пород; 3) появление щелочного полевого шпата (анортотклаз, санидин) в основной массе трахибазальтов и трахиандезитов и в виде фенокристов — в трахитах и фонолитах; 4) присутствие эгирин-авгита в качестве главного темноцветного минерала трахитов и фонолитов; содержание вкрапленников нефелина в этих породах не превышает 12% (в основной массе фоно-

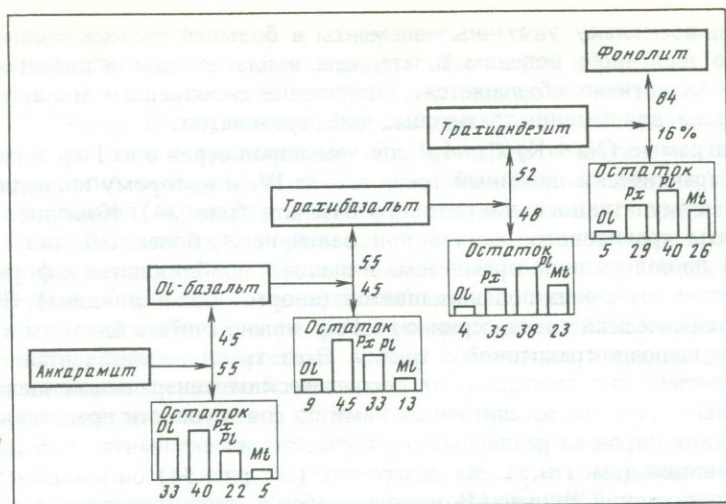


Рис. 35. Модель фракционной кристаллизации для серии о-ва Святая Елена
Ol – оливин; *Px* – пироксен; *Pl* – плагиоклаз; *Mt* – магнетит

литов заключены также анализим и цеолиты); 5) прогрессирующую концентрацию редких литофильных элементов по мере увеличения щелочности и кремнекислотности пород в ряду от базальтов до трахитов и фонолитов.

Химический состав пород приведен в табл. 29. Как видно из этих данных, в последовательном ряду возрастанию щелочности и кремнекислотности сопутствует постепенное уменьшение содержания магния, кальция и железа. Заметно меньшая калиевость по сравнению с калиевостью пород серии о-ва Гоф проявляется в пониженной величине отношения $K/(Na + K) = 0,2 \div 0,3$, т.е. примерно в 1,5 раза меньше. Однако общая щелочность по сравнению с серией о-ва Гоф выше, чем обусловлено небольшое количество (1–5%) нормативного нефелина в большинстве пород.

Отмеченные особенности серии о-ва Святая Елена согласуются с моделью магматической дифференциации в процессе фракционной кристаллизации исходной щелочно-базальтовой магмы. При этом, согласно И. Бейкеру, предполагается, что образование промежуточных и далее конечных салических, наиболее щелочных дифференциатов происходило в условиях близповерхностной магматической камеры, где концентрировались обогащенные щелочами эманации.

По расчетной модели, предложенной В.Л. Барсуковым, Л.Н. Когарко и др. (рис. 35), в качестве исходной принимается анкарарамитовая – щелочная мелабазальтовая магма. При отделении от этой магмы около 50% оливин-пироксен-плагиоклаз-магнетитового кумулата в зависимости от соотношения кристаллических фаз может быть реализован последовательный переход от щелочных базальтов к трахиандезитам, а затем непосредственно к остаточным фонолитам. Как следует из сравнения модельных схем магматической дифференциации для серий о-ва Гоф и о-ва Святая Елена, по основной части дифференцированного ряда они сходны. В обеих схемах главным фактором является прогрессирующее отделение плагио-

клаза на фоне уменьшения количества оливина и пироксена в кумулате. Вместе с тем следует отметить в качестве принципиального различия между ними неодинаковый подход к интерпретации конечного этапа магматической дифференциации, поскольку в качестве главного контролирующего фактора для серии о-ва Гоф показано также отделение щелочного полевого шпата для перехода от трахиандезитов к щелочным трахитам. Для серии о-ва Святая Елена допускается непосредственный переход от трахиандезитов к фонолитам путем существенно плагиоклазового фракционирования.

Если сопоставить обе серии на диаграмме $(Na + K)/Ca - A_c$, то очевидно сходство трендов их дифференциации для всего ряда пород от базальтов до трахитов. Примечательно, что основной ряд дифференциатов в обеих сериях следует единому линейному тренду, совпадающему с главным щелочно-базальтовым трендом океанических и континентальных провинций (см. рис. 34, полужирный пунктир). Очевидно также, что фонолиты не принадлежат к этому тренду и отличаются от трахитов не только большей щелочностью, но и меньшей кислотностью. Вместе с переходными типами пород (ан. 9, 17, см. табл. 29) для фонолитов может быть намечен дополнительный тренд, отходящий вправо от главного тренда.

Трудно представить, что переход от трахитового тренда к фонолитовому, соответствующий перемещению остаточных расплавов из области полевошпатового минимума в область недосыщенных кремнеземом нефелин-полевошпатовых составов, происходил путем отделения существенно плагиоклазового кумулата, к тому же концентрирующего пироксен и особенно магнетит (до 26% магнетита; см. рис. 35). На рассматриваемой схеме такой переход к фонолиту возможен лишь постольку, поскольку в качестве предшествующего при расчете модели авторами взят менее кремнекислый трахиандезитовый расплав. Однако в серии о-ва Святая Елена фонолитам предшествуют не трахиандезиты, а щелочные трахиты.

Как следует из результатов нормативного пересчета (см. табл. 29), в процессе магматической дифференциации и перехода от щелочных базальтов к трахитам содержание нормативного нефелина уменьшается от 5–7 до 1%, а затем вновь возрастает до 6–20%, что и означает переход к иному, фонолитовому тренду. Очевидно, что при фракционной кристаллизации для такого перехода необходимо отделение кумулата более кремнекислого, чем плагиоклаз-магнетитовый. Дополнительным фактором для перехода от трахитового тренда к фонолитовому при прогрессирующем фракционировании щелочного полевого шпата — наиболее кремнекислого минерала в наблюдаемых фенокристаллах — мог явиться предполагаемый И. Бейкером эманационный привнос щелочей, смещающий кристаллизацию расплава из полевошпатовой области в более щелочную — нефелин-полевошпатовую (фонолитовую).

Ранее автором было показано, что переход от трахитового тренда к фонолитовому, определяющийся изменением условий фракционирования, отражается и на особенностях распределения редких элементов, на их корреляционных графиках относительно A_c как параметра магматической дифференциации [12]. При этом меняется также характер парной корреляции между индикаторными редкими элементами и щелочами, например соотношение циркония и калия, подчиненное двум различным трендам (перелом на графике парной корреляции).

Остров Тристан (архипелаг Тристан-да-Кунья)

Этот остров принадлежит к небольшому архипелагу Тристан-да-Кунья, расположенному в 400 км восточнее Южно-Атлантического хребта в месте ответвления от него хр. Китовый (37° ю.ш. и 12° з.д.). Остров является вершиной активного стратовулкана, имеет высоту около 2 км в надводной части, 13 км в диаметре. Породы острова изучались рядом исследователей — Л.Н. Когарко, А.И. Поляковым, С. Смитом, П. Бейкером, И. Гассом, Р. Ле-Метром, Р. Митчел-Томе.

Среди вулканитов преобладают трахибазальты — щелочные базальты с 46–50% SiO_2 , преимущественно афанитовые породы с микрофенокристами плагиоклаза, клинопироксена, роговой обманки, магнетита и оливина. В основной массе наиболее кремнекислых разновидностей трахибазальтов содержатся щелочной полевошпата и лейцит. В меньшей степени распространены трахиандезиты (54–55% SiO_2) — порфировые породы с вкрапленниками полевого шпата, клинопироксена и роговой обманки (керсутита). Кроме того, в виде микровкрапленников в них встречаются биотит, апатит, гайюин. Помимо трахибазальтовых и трахиандезитовых лав, среди вулканитов встречены в небольшом количестве пикритовые базальты (анкармиты) и наиболее лейкократовые дифференциаты (трахиты и фонолиты).

В зависимости от состава фенокристов для трахитов выделяются плагиоклазовые и щелочно-полевошпатовые разновидности. Также характерны вкрапленники эгирин-авгита и роговой обманки, отдельные выделения сфена и апатита. В фонолитах, кроме того, содержатся изометричные вкрапленники нефелина.

Согласно расчетной модели, предложенной для серии о-ва Тристан В.Л. Барсуковым, Л.Н. Когарко с соавторами [1], процесс магматической дифференциации исходной оливин-базальтовой магмы контролировался в начальной стадии преимущественно отделением оливин-пироксеновых фракций. По мере дифференциации возрастала роль фракционирования амфибола (керсутита), сопровождаемого плагиоклазом и магнетитом. Так, необходимый для отделения остаточного трахитового расплава из предшествующего трахиандезитового расчетный состав кумулата включает 52% керсутита, 41% плагиоклаза и 7% магнетита.

По соотношению главных петрохимических параметров на диаграмме $(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca}-A_c$ вулканиты о-ва Тристан (см. рис. 34) тяготеют преимущественно к главному щелочно-базальтовому тренду, т.е. следуют тому же направлению дифференциации, что и рассмотренные выше серии о-ва Гоф и о-ва Святая Елена. Предельным для этого тренда является щелочной трахит с 63% SiO_2 . Для части пород может быть намечен более щелочной тренд (см. табл. 29, ан. 19–27).

По сравнению с главным щелочно-базальтовым трендом для серии пород о-ва Тристан, принадлежащих тренду наиболее щелочных базальтоидов, характерен больший градиент щелочности—известковистости. Поэтому данный тренд смещен в левую часть общей диаграммы $(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca}-A_c$. В отличие от предыдущих серий повышенная щелочность выражена в большем содержании нормативного нефелина во всех породах серии и в среднем составляет 10–14%. Хотя среди эффузивов определена порода с максимальным (20%) содержанием нормативного нефелина (см. табл.

29, ан. 28), эта порода (61% SiO_2) не является конечным дифференциатом на линии рассматриваемого тренда и попадает на дополнительный (остаточный) фонолитовый тренд предыдущей серии. П. Бейкером и др. данная порода отнесена к трахифонолитам. Величина коэффициента агапитности для нее равна 0,84.

Тренд повышенной щелочности заканчивается содалитовым трахитом с 12% нормативного нефелина (ан. 27, см. табл. 29), имеющим наибольшую абсолютную и относительную щелочность при величине коэффициента агапитности 0,95. В отличие от трахифонолита и конечного щелочного трахита главного тренда (ан. 28) в содалитовом трахите натрия заметно преобладает над калием: 7,8 Na_2O и 6,25 K_2O . В атомных количествах этому соответствует величина $\text{K}/(\text{Na} + \text{K}) = 0,34$. Для трахифонолита эта величина значительно выше и составляет 0,43 (при 6,9 K_2O и 5,9 Na_2O).

Таким образом, для щелочно-базальтовых дифференциатов о-ва Тристан могут быть намечены два относительно контрастных тренда дифференциации и два конечных типа трахитов: более калиевый — полевошпатовый трахит и натриевый — содалитовый трахит, которым заканчивается более щелочной тренд.

Как уже говорилось, для всех пород, относящихся к этому тренду, характерно повышенное содержание нормативного нефелина — до 10% и выше. Хотя в серии о-ва Тристан подобные породы отнесены к трахитам, по повышенному содержанию нормативного нефелина их правильнее считать переходными к фонолитам, т.е. трахифонолитами. Некоторые исследователи называют их фонолитовыми трахитами. С этим согласуется и появление в них фельдшпатоида — содалита, а также присутствие в основной массе пород лейцита.

Следует заметить, что при описании щелочно-базальтовых серий к фонолитам нередко относят породы с содержанием нормативного нефелина около 6–10%. Этим в значительной степени объясняются распространенные в литературе представления о частом присутствии фонолитов совместно с трахитами в щелочно-базальтовых сериях. Однако в соответствии с исходными определениями фонолитов как эффузивных аналогов нефелиновых сиенитов правильнее относить к типичным фонолитам те породы, в которых при наличии модалного нефелина его нормативное содержание составляет не менее 15–20%. Таким образом, по отношению к главному щелочно-базальтовому—щелочно-трахитовому тренду более щелочной тренд в серии о-ва Тристан и других сериях целесообразно выделить как трахифонолитовый.

В заключение, имея в виду намеченные тренды дифференциации, кратко остановимся на некоторых общих вопросах. В петрологической литературе, начиная с известных работ А. Лакруа, Т. Барта и других петрологов, широко распространены представления о прямой зависимости путей магматической дифференциации и типа ее конечных продуктов — щелочных или кремнекислых пород — от состава исходных базальтовых магм, их насыщенности или ненасыщенности кремнеземом. Так, появление щелочных фельдшпатоидных пород (фонолиты и др.) связывается с ненасыщенностью кремнеземом первичных, нефелиннормативных щелочно-базальтовых магм и с постепенным возрастанием содержания нефелина по мере дифференциации. В общей форме, например при противопоставлении кварцнорматив-

ных известково-щелочных и нефелиннормативных базальтоидных магм, это положение справедливо. Однако в применении к конкретным, более узким сериям магматитов с учетом реальных генетических связей пород оно требует определенных ограничений.

Как было показано Д. Кумбсом и Д. Уилкинсоном, дифференцированные серии нефелиннормативных базальтов обычно завершаются щелочными трахитами, а не фонолитами. Фонолиты наиболее характерны для базанитовых серий, т.е. для щелочно-базальтоидных магм с значительно более высоким содержанием нормативного нефелина, чем в обычных щелочных базальтах. В базанитоидных сериях фонолитам предшествуют не лейкократовые трахиты, а их более основные, плагиоклазодержащие аналоги типа нефелиновых бенморейтов — нефелиновых тристанитов и др. С этим согласуются данные о составе остаточных стекол: в щелочно-оливиновом базальте они отвечают трахиту, а в нефелиновом базаните — фонолиту¹.

Если обратиться к примерам тех щелочных провинций, которые обычно приводятся в качестве примера генетической связи щелочных базальтов и фонолитов, то при более детальном рассмотрении геологических и петрологических материалов с привлечением геохимических данных выясняется генетическая независимость фонолитов от дифференциации щелочно-базальтовых магм. Так, в случае наиболее известных примеров, относящихся к Восточно-Африканским рифтогенным ассоциациям, наиболее вероятна генерация основной массы фонолитов (платофонолитов) путем прямого плавления верхнемантийных или нижнекоровых пород. Как было показано нами ранее [12], состав этих пород находится вне типовых геохимических трендов щелочно-базальтовых — трахитовых серий. В других, более локальных ассоциациях фонолиты могут наблюдаться совместно не только с щелочными базальтами, но и более основными базанитоидными породами или нефелинитами (см. далее, гл. 4).

В некоторых рифтогенных сериях фонолитам на конечных стадиях дифференциации сопутствуют апгитовые, кварцсодержащие пантеллериты или комендиты. С учетом этих данных можно считать, что относительно редкое появление фонолитов в составе дифференцированных щелочно-базальтовых серий связано с отступлением от нормального (трахитового) тренда кристаллизационной дифференциации и обусловлено локальным фракционированием при эманационном ощелачивании магм в апикальных участках субвулканических камер [2].

Подобные процессы могут в значительной степени отражаться и на геохимической специфике серий. Это обстоятельство следует иметь в виду при генетической интерпретации серий, противопоставляемых по характеру щелочности, преимущественно калиевой или натриевой. Так, например, для щелочных океанических провинций серия о-ва Тристан считается одной из наиболее калиевых, а серия о-ва Святой Елены — относительно натриевой [90]. В связи с этим нередко допускается, что преимущественная концентрация калия и сопутствующих редких элементов является важным индикатором особенностей процессов мантийной генерации магм, например проявления мантийного метасоматоза и выноса калия потоками мантий-

¹ Подробно этот вопрос обсуждается в обзоре Р. Макдональда, посвященном роли фракционной дифференциации при формировании щелочных пород [119].

Таблица 30. Содержание редких элементов в базальтах (I) и трахитах (II)

Компонент	I		II		Компонент	I		II	
	1	2	1	2		1	2	1	2
K ₂ O	2,5	3,2	6,2	7,1	La	40	180	100	100
Li	5	10	35	9	Zr	140	350	1000	550
Rb	100	190	300	250	Ac	0,66	0,63	0,92	0,90

1 — серия о-ва Гоф; 2 — серия о-ва Тристан.

ных флюидов ("сквозьмагматических растворов"). Однако в базальтоидах повышенной щелочности различие в содержаниях щелочей и редких элементов может быть обусловлено процессами поздней магматической дифференциации и поэтому не является индикаторным для оценки собственно мантийных источников или привноса калия мантийными флюидами.

Как видно из приведенных в табл. 30 данных, исходные щелочные базальты серии о-ва Тристан при повышенном содержании калия отличаются также и повышенным содержанием редких элементов. Хотя калиевая специфика этой серии сохраняется на всем протяжении процесса последующей дифференциации, вплоть до конечных трахитов и трахифонолитов, соотношения содержаний редких элементов для сравниваемых серий меняются на обратные, т.е. с большей концентрацией редких элементов в щелочных трахитах менее калиевой серии о-ва Гоф.

В зависимости от конкретных условий фракционирования кристаллических фаз могут изменяться и индикаторные отношения редких элементов. По данным Л.Н. Когарко, А.И. Полякова, А.М. Асавина и др. [40], в исходных анкарамито-базальтах и щелочных базальтах серии о-ва Святая Елена величина индикаторного отношения La/Yb равна 15–17 и заметно меньше, чем в аналогичных породах серии о-ва Тристан — 22,5. Однако в более поздних дифференциатах — трахибазальтах — это соотношение иное и составляет: 39 в серии о-ва Святая Елена и 20 в серии о-ва Тристан, а затем выравнивается в последующих трахиандезитах. Отметим и то, что для наиболее щелочных трахитов серии о-ва Тристан и других серий характерно присутствие содалита, анальцима, гаюина, т.е. фельдшпатоидов и других минералов, содержащих летучие (хлор, фтор, серу). Это также указывает на возрастающую роль летучих на конечных этапах магматической дифференциации.

ЩЕЛОЧНЫЕ РИФТОГЕННЫЕ СЕРИИ

В современной литературе термины "рифт" и "рифтогенный" охватывают значительно более широкие тектонические категории, чем при первоначальном их понимании в известных представлениях Дж. Грегори, Ф. Дикси и др. Это относится и к петрологическим аспектам понятия рифтогенный магматизм, применяемого к различным магматическим породам и сериям: от низкощелочных океанических базальтов (MORB) до наиболее высокощелочных континентальных щелочных базальтоидов и щелочно-ультраосновных пород. Поскольку под рифтогенезом понимается длительно развивающийся процесс, начинающийся задолго до образования типичных раздвиговых структур (протяженные грабены и др.), а сопровождающие этот процесс магматические интрузии и вулканы не всегда локализуются непосредственно в зоне рифтовых долин, то рифтогенный магматизм иногда трудно выделить среди других категорий эпиплатформенного магматизма.

Как было показано автором ранее [26], в связи с типизацией формаций щелочных пород необходимо различать четыре основных категории тектонических структур среди определяемых ныне единым понятием рифты: 1) окраинные континентальные рифты — тектонические линейменты и сопряженные с ними разломы, объединяющие собственно рифты и зоны более древних, длительно активизировавшихся разломов в краевых (приатлантических) частях континентов; 2) внутриконтинентальные; 3) современные межконтинентальные (морские) и 4) срединно-океанические.

Первая и четвертая категории наиболее контрастны по типу коры — континентальному (сиалическому) или океаническому (симатическому) и соответственно по характеру преимущественного магматизма — щелочно-базальтового или известкового (толеитового). В отличие от срединно-океанических рифтовых зон магматизм в случае типичных континентальных сиалических рифтовых систем развивается в условиях более низкой величины теплового потока и связанной с этим значительно большей глубины магнообразования. Этим обусловлен гораздо меньший объем собственно щелочных магм и большая селективность их выплавки по сравнению не только с толеитовыми, но и с массовыми щелочно-базальтовыми. Последние в наибольшей степени, пространственно и во времени, сопряжены с рифтами.

Напротив, собственно щелочные магматические серии, включая рассматриваемые ниже базанитоидные (базанит-фонолитовые) и щелочно-ультраосновные (карбонатитовые), могут формироваться как на самых ранних стадиях рифтогенеза, так и наиболее поздних, а в период рифтинга находиться на значительном удалении от рифтовых долин и грабенов. Поэтому при переходе от третичных—четвертичных серий к более древним магматическим сериям, контролируемым палеорифтами, авлакогенами и т.п., трудно провести четкую границу между собственно рифтогенными сериями и другими формами проявления активизационного платформенного магматизма.

Петрологическая типизация щелочных серий и формаций представляет значительные трудности из-за пространственной сопряженности продуктов

дифференциации различных исходных магм, проникавших по одним и тем же, неоднократно активизированным тектоническим зонам. Поэтому в вулканических центрах ряда щелочных провинций нередко наблюдаются породы не только различных щелочных серий, но и несовместимых петрологически с ними кремнекислых серий. В этом отношении характерны примеры некоторых вулканических центров из щелочных провинций Центральной Европы (Мон-Дор, Канталь, Фогельсберг и др.)¹, где наряду с фонолитами и нефелинитами в качестве конечных продуктов дифференциации встречается широкий спектр пород: от трахитов до риолитов.

При очевидном преобладании щелочных базальтов и базальтоидов среди вулканитов типичных рифтовых областей возможно нахождение, пусть и в подчиненных количествах, кварцнормативных вулканитов. Примеры субщелочных рифтогенных серий (Бойна) обсуждались в предыдущей главе. Они более характерны для областей, переходных от типичных сиалических рифтов к симатическим в соответствии с упоминавшимися выше типами рифтов, например для северного продолжения зоны Великих Африканских рифтов и обширной эффузивной провинции Эфиопии и Йемена.

Также и собственно щелочные дифференциаты, например, фонолиты, могут быть встречены в составе самых различных рифтогенных ассоциаций. Поэтому для петрологической типизации комплексных щелочных провинций и выделения эталонных петрохимических трендов особый интерес представляют моногенные серии, которые можно выделить в составе комплексных ассоциаций и интерпретировать как последовательные комагматические ряды дифференциатов. Наряду с уже рассмотренными типовыми щелочно-базальтовыми—щелочно-трахитовыми трендами океанических островных серий, в этом отношении показательны рифтогенные и другие базанитоидные серии, завершающиеся фонолитами (фонолитовый тренд).

Меланефелинит-базанитовая серия Балконес (Техас, США)

Породы этой серии представлены позднемеловыми вулканическими и субвулканическими образованиями — силлами, лакколитами, дайками, прорывающими осадочные породы мелового возраста в зоне тектонических нарушений, проявившихся в период активизации регионального тектонического линеймента Уачита. По данным детальных петрологических исследований А. Спенсера [132], среди щелочных пород развиты преимущественно оливиновые и мелилит-оливиновые меланефелиниты, составляющие до 80% от площади всех коренных выходов, а также фонолиты (около 10%), в меньшей степени — нефелиновые базаниты и оливиновые базальты. Как следует из геолого-петрографических наблюдений, меланефелиниты, базаниты и фонолиты образуют единую серию пород, генетически независимую по отношению к известным в данной провинции базальтам.

Оливиновые нефелиниты — тонкозернистые породы с вкрапленниками оливина и титанавгита. Основная масса породы сложена титанавгитом,

¹ Описание различных континентальных и других щелочных провинций приводится в [26, 77].

Таблица 31. Химический состав пород серии Балконес

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	39,62	40,93	42,24	43,94	44,94	45,44	50,05	53,96	54,75	55,04
TiO ₂	3,21	3,67	3,11	2,90	2,72	1,33	1,94	0,84	0,84	0,73
Al ₂ O ₃	10,41	9,71	10,42	10,89	12,51	13,71	18,63	19,03	19,79	19,86
Fe ₂ O ₃	3,91	5,75	4,28	3,83	2,62	3,32	3,21	3,33	2,92	2,88
FeO	8,30	6,94	7,90	8,00	8,50	7,91	5,31	3,86	3,21	2,99
MnO	0,19	0,19	0,21	0,19	0,19	0,18	0,19	0,00	0,00	0,04
MgO	15,10	15,76	15,97	14,30	12,07	11,49	3,14	0,68	0,54	0,52
CaO	15,28	13,08	11,75	11,25	11,18	10,91	6,38	3,90	2,99	2,78
Na ₂ O	2,86	2,82	3,15	3,82	4,23	4,14	7,73	9,45	9,16	9,68
K ₂ O	1,13	1,15	0,97	0,90	1,04	1,58	3,42	4,95	5,79	5,47
A _c	0,41	0,44	0,46	0,48	0,50	0,51	0,59	0,63	0,65	0,65
(Na+K)/Ca	0,43	0,50	0,58	0,71	0,80	0,86	2,8	5,9	7,8	8,6
K/(Na+K)	0,21	0,21	0,17	0,13	0,14	0,20	0,23	0,26	0,29	0,27
Ol	15	15	20	18	16	17	1	—	—	—
An/(An+Ab)	100	100	100	73	70	81	26	—	—	—
Ab+Or	7	7	6	9	11	13	37	39	46	43
Ne	13	13	14	15	16	17	26	38	36	38

1, 2 — мелилит-оливиновые нефелиниты; 3—5 — оливиновые нефелиниты; 6 — нефелиновый базанит; 7 — мелафолит; 8—10 — фолиты.

нефелином и рудными. Кроме того, присутствуют биотит и апатит. Разности, содержащие мелилит, выделены как мелилит-оливиновые нефелиниты. При том же парагенезисе минералов, что и у оливинового нефелинита, в связи с повышенным содержанием плагиоклаза (9—15%) породы отнесены к нефелиновым базанитам. Количество нефелина в них около 6—9%, а нефелинитах в среднем около 16—17%. По содержанию оливина (15—20%) и нефелиниты и базаниты сопоставимы. Поскольку плагиоклаз и мелилит совместно не встречены, то переходных разностей между мелилитовыми нефелинитами и базанитами не наблюдалось.

Фолиты сложены в основном щелочным полевым шпатом, нефелином и эгирин-авгитом. В качестве второстепенных присутствуют оливин, сфен, апатит, роговая обманка и вторичные цеолиты. Щелочной полевым шпат в основной массе породы в значительной степени замещен анальцимом, выполняющим также и интерстиции среди других минералов. Химический состав пород приведен в табл. 31.

Выполненные А. Спенсером расчеты показывают, что для получения нефелинового базанита из предшествующего меланефелинита достаточно отделить кристаллическую фракцию, состоящую преимущественно из оливина и пироксена (около 80%), а также нефелина (около 15%) и титаномагнетита (5%), что соответствует наблюдаемому парагенезису фенокристов. Последующее фракционирование этих минералов из нефелинового базанита, а также плагиоклаза приведет сначала к составу мелафолита, а затем фолита. Таким образом, очевидно, что прогрессирующее фракционирование преимущественно одной и той же ассоциации минералов из первичной меланефелинитовой магмы при постепенном уменьшении количества оливина в составе кумулата может привести к появлению всего наблюдаемого ряда пород.

Рис. 36. Тренды дифференциации нефелинит-фонолитовой серии Балконес

AB — главный щелочно-базальтовый; BF — базанит-фонолитовый; номера точек те же, что и в табл. 31

Примечательной особенностью этого ряда пород с возрастающим содержанием нефелина является переход от исходных, наименее нефелиновых меланефелинитов к фонолитам не через лейкократовые фации, т.е. собственно нефелиниты, а через базаниты. Иначе говоря, появлению щелочного полевого шпата в составе парагенезиса породообразующих минералов фонолитов предшествует образование плагиоклаза все возрастающей щелочности и кремнекислотности, сменяющегося затем щелочным полевым шпатом при переходе от базанитов к мелафонолитам. Таким образом, по отношению к базанитам и фонолитам именно меланефелиниты, но не нефелиниты могут быть приняты в качестве исходных магматических магм. Нефелиниты являются представителями другого тренда магматической дифференциации:

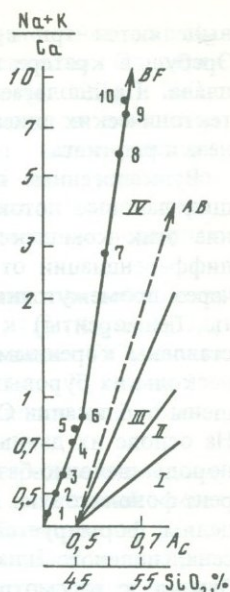
от меланефелинитов к нефелинитам и конечным лейконефелинитам. Рассматриваемый тренд не связан со сколько-нибудь значительным возрастанием кремнекислотности, поскольку в лейкократовых фациях концентрируется лишь нефелин. Это обстоятельство существенно отличает нефелинит-меланефелинитовый тренд от фонолит-базанит-меланефелинитового.

Из данных табл. 31 следует, что возрастанию содержания SiO_2 в породах серии Балконес от 40% в меланефелинитах до 55% в фонолитах соответствует кислотность от 0,41 до 0,65 A_c при возрастании величины $(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca}$ от 0,43 до 8. При этом падает содержание нормативного оливина и анортита вплоть до полного их исчезновения в фонолитах. Одновременно возрастает количество нефелина и нормативного щелочного полевого шпата, суммарно до 80% и более в фонолитах.

Отмеченное изменение нормативного состава пород наиболее постепенно для меланефелинит-базанитовой группы пород. Однако переход от нефелиновых базанитов (ан. 6, табл. 3) к мелафонолитам более резкий. Этому соответствует заметный перегиб петрохимического тренда на диаграмме $(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca} - A_c$ (рис. 36).

Базанитоидная серия острова Росс (Антарктида)

Кайнозойская вулканическая провинция о-ва Росс является частью Антарктического вулканического пояса, протягивающегося в западной части Антарктиды у подножья Антарктического горста вплоть до Антарктического полуострова. Вулканические породы представлены преимущественно щелочными неогеновыми лавами и пирокластическими отложениями, залегающими на более древних разновозрастных интрузивных и метаморфических породах. В составе общей вулканической провинции Росс



выделяются три вулканических центра, в том числе активный вулкан Эребус, в кратере которого находится лавовое озеро фонолитового расплава. Предполагается, что эти и другие вулканы расположены вдоль тектонических линейментов, возникших в период предшествующего орогенеза и рифтинга.

Вулканогенные породы составляют несколько комплексов, включающих лавовые потоки, пирокластические горизонты и дайки. Формирование этих комплексов отвечает преимущественно простой магматической дифференциации от наиболее основных базанитов и щелочных базальтов через промежуточные нефелиновые трахибазальты (муджиериты, гавайиты, бенморейты) к фонолитам и трахитам¹. Частично эти породы представлены коренными выходами, но главным образом изучены по керну нескольких буровых скважин. Петрографии и геохимии этих пород посвящены публикации С. Голдича, С. Тревеса, П. Кайля, Р. Ранкина [103, 116]. На основе их данных можно выделить две главные вулканогенные серии пород: щелочно-базальтовую-трахиандезито-трахитовую и базанит-бенморейт-фонолитовую. Первая серия, согласно петролого-геохимическим моделям, формируется в процессе фракционирования оливина, клинопироксена, полевого шпата и керсутита. Петрографически и генетически она близка к рассмотренным выше щелочно-базальтовым сериям островов Атлантики. Вторая, базанитоидная серия отличается большей щелочностью исходной магмы и более щелочным трендом дифференциации. Характеристика этой серии приведена ниже.

Базаниты и базанитоиды представлены сериально-порфиоровыми породами с вкрапленниками оливина и клинопироксена, частично керсутита, основного плагиоклаза, изредка лабрадора. Ортопироксен не обнаружен. Помимо этих минералов, в основной массе присутствуют титаномagnetит, ильменит, шпинель, нефелин и апатит. В породах промежуточного состава среди фенокристов преобладают плагиоклаз, керсутит и титанавгит. В фонолитах главным минералом вкрапленников является анортотоклаз ($Or_{16}Ab_{63}An_{21}$), кристаллы которого заключены в основной массе, сложенной плагиоклазом, анортотоклазом, рудными и нефелином. Содержание нормативного нефелина в среднем составляет 15%. Выделяются также разновидности с повышенным содержанием авгита и керсутита (мелафонолиты). Содержание нормативного нефелина в них выше, чем в анортотоклазовых разновидностях (в среднем до 20%). Реже встречаются трахиандезиты и трахиты с включениями гранулитов и метапесчаников, что позволяет допускать возможность процессов коровой контаминации исходных базанитовых магм при образовании пород трахитовой серии.

Клинопироксен — "сквозной" минерал большей части пород. На осно-

¹ Единая общепринятая систематика щелочных базальтоидов повышенной основности в настоящее время отсутствует. В рекомендациях номенклатурной комиссии Петрографического комитета СССР предлагается в качестве главных представителей щелочных базальтоидов выделять тефриты, разновидностью которых являются оливиновые тефриты (базаниты). Однако в рассматриваемых сериях щелочные оливинсодержащие базальтоиды обычно более распространены, чем собственно тефриты. Поэтому предпочтительными являются термины "базанит" и "базанитоиды" для оливинсодержащих щелочных и субщелочных базальтоидов с модальным или нормативным нефелином (более 5%). Эти термины широко используются в современной литературе.

вании детальных микросондовых исследований по соотношению Ca, Mg и Fe представлен преимущественно диопсидом или салитом. Одновременно отмечается повышенное содержание в нем Al_2O_3 (6–12%) и TiO_2 (2–5%). Специфической особенностью пироксена являются зональное строение и постоянное наличие в кристаллах эгиринового или натриевого ферросалитового ядра. Этот феномен хотя не получил пока удовлетворительного объяснения, но не вызывает сомнений принадлежность пироксена к наиболее ранней стадии кристаллизации и выплавления исходных мантийных базанитовых магм.

Керсутит во всех породах также сохраняет примерно постоянный состав, близкий к формуле $(Ca_{2,0}Na_{0,8}K_{0,2})(Mg_{3,0}Fe_{1,3}Ti_{0,75})(Si_6Al_2)_8O_{24}$ с соотношением $Mg/(Mg + Fe)$ около 0,6–0,7 при содержании TiO_2 около 6% и Al_2O_3 12–14%. Количество Na_2O составляет 2,5–3%, а K_2O – до 1%. Обычно выделения керсутита в той или иной степени окислены, поскольку минерал неустойчив в субвулканических условиях.

По мере перехода от базанитов к промежуточным породам последовательно возрастает щелочность микролитов плагиоклаза в основной массе: от битовнита-лабрадора до андезина в муджиеритах и бенморейтах. Одновременно возрастает и содержание ортоклазового минала. Фельдшпатоиды, несмотря на высокое содержание нормативного нефелина, в шлифах не видны, хотя и могут быть определены путем окрашивания или рентгеноструктурного анализа.

Данные о химическом составе типичных пород, включая содержание некоторых редких элементов, приведены в табл. 32 и, как следует из этих данных, в пределах ряда базанит-фонолит происходит последовательное изменение содержания главных петрогенных элементов. При этом сравнительно небольшому возрастанию общей кислотности A_c (0,50–0,70) соответствует значительное повышение щелочности с увеличением $(Na + K)/Ca$ (от 0,66 до 10–30). С этим сопряжено закономерное возрастание количества нормативных щелочных полевых шпатов от 12 до 60–66%, нефелина – от 12 до 20–40% при одновременном уменьшении анортитовой составляющей от An_{66} вплоть до полного вытеснения плагиоклаза щелочным полевым шпатом.

Также последовательно изменяется содержание остаточных (некогерентных) элементов, концентрирующихся в поздних дифференциатах (табл. 33). Так, в несколько раз возрастает содержание цезия, тория, урана, лантана и др. Эти особенности химизма позволяют считать породы комагматичной серией дифференциатов общей исходной щелочной базальтоидной магмы. Судя по изотопному составу стронция с величиной $^{87}Sr/^{86}Sr$, равной 0,7028–0,7045 для всего ряда пород, все они имеют мантийное происхождение и не контаминированы коровым материалом.

В зависимости от возможного соотношения фракционируемых фаз П. Кайлем проверялось девять моделей фракционной дифференциации, большей частью дающих удовлетворительную сходимость как по главным петрогенным, так и по редким элементам. В общей схеме этим моделям на начальных этапах дифференциации исходной базанитовой магмы соответствует преимущественное фракционирование клинопироксена и оливина, в меньшей степени плагиоклаза, керсутита и рудных минералов. На промежуточном этапе возрастает роль керсутита, магнетита и плагиоклаза.

Таблица 32. Химический состав пород серин о-ва Росс

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	42,95	44,53	46,28	48,15	50,35	52,24	53,69	55,65
TiO ₂	4,24	3,53	3,16	3,06	2,54	2,07	1,60	1,05
Al ₂ O ₃	13,42	14,74	17,29	17,98	18,55	19,16	20,00	19,69
Fe ₂ O ₃	5,06	4,64	3,88	3,71	2,52	3,05	2,73	1,93
FeO	7,69	7,98	8,55	6,15	5,28	3,72	3,49	4,16
MnO	0,21	0,23	0,24	0,21	0,18	0,18	0,20	0,21
MgO	10,61	7,88	3,80	3,91	3,46	2,83	1,69	1,14
CaO	11,44	10,47	9,46	7,94	6,84	5,83	4,74	3,33
Na ₂ O	3,73	4,18	5,16	5,93	6,71	6,96	7,67	8,11
K ₂ O	0,66	1,81	2,17	2,96	3,56	3,95	4,20	4,73
A _c	0,50	0,53	0,57	0,59	0,61	0,65	0,67	0,70
(Na + K)/Ca	0,66	0,93	1,26	1,80	2,39	2,97	4,0	6,1
K/(Na + K)	0,10	0,22	0,22	0,25	0,26	0,27	0,27	0,28
Ab + Or	12	19	27	33	39	47	52	59
An/(An + Ab)	66	66	56	46	36	28	22	10
Ne	12	14	16	18	21	19	20	20
Rb	24	49	56	68	94	111	110	97
Sr	880	1200	1200	1408	998	860	1049	930
Ba	290	580	510	543	564	599	716	1070

Компонент	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	56,61	57,24	58,24	56,86	59,91	60,16	64,44
TiO ₂	0,77	0,56	0,26	0,27	0,70	1,04	0,14
Al ₂ O ₃	20,76	20,95	21,96	21,72	17,65	16,46	16,87
Fe ₂ O ₃	2,68	2,38	1,73	2,80	5,56	2,82	2,34
FeO	1,60	1,17	0,81	0,64	0,98	1,52	5,24
MnO	0,20	0,17	0,17	0,20	0,17	0,24	0,15
MgO	0,88	0,56	0,29	0,07	0,75	0,93	0,08
CaO	3,02	2,34	1,28	0,90	2,47	2,49	0,93
Na ₂ O	9,16	9,76	10,16	10,96	7,08	5,47	8,27
K ₂ O	4,31	4,86	5,08	5,57	4,73	5,16	5,25
A _c	0,71	0,70	0,71	0,67	0,87	0,90	0,93
(Na + K)/Ca	7,2	10	19,1	29	7,5	6,5	22,8
K/(Na + K)	0,24	0,25	0,25	0,25	0,31	0,38	0,30
Ab + Or	63	58	66	51	80	76	79
An/(An + Ab)	7	—	—	—	4	10	—
Ne	22	28	27	40	4	—	12
Rb	137	146	173	156	154	104	321
Sr	780	758	420	30	386	48	3
Ba	860	797	580	15	986	520	12

1—3 — базаниты; 4—7 — гавайиты и муджиериты; 8—12 — фонолиты; 13—15 — трахиты.

Таблица 33. Содержание редких элементов-примесей в главных типах пород серии о-ва Росс

Элементы	1	2	3	4	5
Cs	0,31	0,45	0,65	1,6	2,0
Hf	5,8	7,5	10	14	20
Th	4,7	6,5	13	18	26
V	1,2	1,7	3,6	5,0	8,8
Sn	2,0	2,3	2,3	3,0	3,7
Nb	80	150	140	190	280
Y	33	58	36	41	41
La	53	91	91	140	150
Yb	1,6	2,4	2,8	3,5	4,3
A_c	0,50	0,54	0,58	0,65	0,68

1 — базанит; 2 — дифференцированный базанит; 3 — нефелиновый гавайит; 4 — нефелиновый бенморит; 5 — фонолит.

На заключительной стадии дифференциации при переходе от муджиеритов и бенморитов к фонолитам наряду с керсутитом существенное значение приобретает фракционирование анортоклаза при подчиненной роли клинопироксена, магнетита и апатита. Как вытекает из расчетных моделей, в эволюции магматического расплава главное значение имели: начальный этап, которому соответствует отделение от базанитовой магмы более 60% расплава, и конечный, с которым связано отделение около 25% остаточного фонолитового расплава. Промежуточные — гавайитовые и бенморитовые — расплавы имеют подчиненное значение.

Фракционирование анортоклаза, отличающегося значительно более высокими величинами коэффициентов распределения стронция и бария (> 5) по сравнению с остальными кристаллизующимися фазами, хорошо согласуется с наблюдающимся падением концентрации этих элементов на поздних стадиях дифференциации. Вытекающая из расчетных петрологических моделей важная роль керсутита на протяжении всего процесса магматической дифференциации позволяет считать, что этот процесс контролировался высоким давлением воды в условиях низких температур, отвечающих стабильности керсутита.

Рассмотренные выше особенности формирования пород базанит-фонолитовой комагматической серии наглядно проявлены в ее петрохимическом тренде на диаграмме $(Na + K)/Ca - A_c$ (рис. 37). Основному процессу дифференциации вплоть до анортоклазовых фонолитов соответствует практически линейный тренд с резким возрастанием щелочности, отражающим накопление нормативного нефелина и щелочного полевого шпата в связи с отделением оливина и клинопироксена, а затем и керсутита. При этом, как отмечалось, несколько возрастает и кислотность — от 0,5 до 0,7 A_c , чем определяется наклон графика вправо. На заключительном, собственно фонолитовом этапе, когда в число фракционируемых фаз вовлекается наиболее кремнекислый минерал — анортоклаз ($A_c \approx 1$),

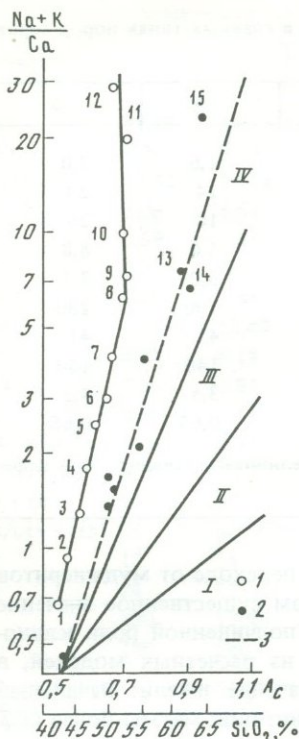


Рис. 37. Тренд дифференциации базанит-фонолитовой серии о-ва Росс

1, 2 — серии: 1 — базанит-фонолитовая; 2 — щелочно-трахитовая; номера точек соответствуют номерам в табл. 32

возрастание щелочности происходит не при увеличении, а при уменьшении кремнекислотности. Этим обусловлен перелом тренда, меняющего направление на субвертикальное.

Общей повышенной щелочностью всего ряда дифференциатов определяется положение базанит-фонолитового тренда в левой части диаграммы, значительно левой щелочнобазальтового тренда. С последним на диаграмме совпадает положение фигуративных точек другой магматической серии — щелочно-базальтовой — щелочно-трахитовой о-ва Росс. Эта серия близка рассмотренным ранее щелочно-базальтовым сериям островов Атлантики. Ее конечные дифференциаты, включая наиболее калиевые (тристаниты) и наиболее агпайтовые нефелиннормативные трахиты (см. ан. 13—15, табл. 32), располагаются близ генерального щелочно-базальтового тренда или левее, но не далее трахифонолитового тренда повышено-калиевых щелочно-

базальтовых океанических и других серий. Таким образом, трахифонолитовый тренд целесообразно принять в качестве естественной границы щелочно-базальтового (IV) и собственно щелочного (V) полей диаграммы $(Na+K)/Ca-A_c$.

Щелочные серии Кенийской зоны (Восточный рифт, Африка)

Кенийская вулканогенная зона принадлежит к Восточному рифтовому поясу, являющемуся частью громадной тектонической зоны Великих Африканских рифтов. Широкомасштабное проявление щелочного магматизма в миоценовую и плиоцен-плейстоценовую эпохи сопутствует сильному воздыманию Кенийского свода, образованию осевого грабена и сопряженных с ним зон тектонических нарушений. Хотя значительная часть вулканитов, связанных с массовыми трещинными излияниями и вулканическими извержениями, локализуется непосредственно в рифтовой зоне, ряд наиболее крупных вулканов, полицентрических вулканических плато и хребтов находится вне главной рифтовой долины, на расстоянии до 150—200 км.

Не только для зоны в целом, но и для многих длительно развивающихся вулканических центров характерны совместное нахождение и нередко параллельное развитие различных в петрологическом отношении щелочных

пород: от высокощелочных нефелинитов и карбонатитов до фонолитов и трахитов или умеренно-щелочных базальтов и риолитов. На основании обычных геолого-петрографических критериев Е. Саггерсоном, Л. Вильямсом, П. Бейкером и другими исследователями для разнообразных щелочных серий были намечены главные ассоциации — до восьми-десяти ассоциаций. При таком подходе фонолиты были включены в различные ассоциации. Таковы, например, фонолит-трахитовая, базальт-трахит-фонолитовая, нефелинит-фонолитовая и др. вплоть до кварцево-трахит-фонолитовой. На основе подобных ассоциаций весьма сложно решить вопрос о выделении исходных магм и путей их дифференциации. Для различных магматических серий в качестве родоначальных предполагались как единая щелочная оливин-базальтовая магма, так и независимые от нее нефелинитовые и карбонатитовые мантийные расплавы, а для платофонолитов — особая верхнемантийная фонолитовая магма.

В современных работах, среди которых особо следует выделить детальные петрологические и геохимические исследования В.И. Герасимовского, А.И. Полякова и Н.А. Логачева [20, 48], убедительно обоснованы представления о двух главных типах родоначальных магм для натриевых щелочных ассоциаций: умеренно-щелочной базальтовой и щелочно-ультрасосновой (меланефелинитовой-базанитовой). Для первой из них предполагается [20, 48], что за счет отсадки субликвидусных минералов — оливина и клинопироксена — можно получить все другие составы пород умеренно-щелочной натриевой серии: от меланократовых пикрито-базальтов до остаточных фонолитов. Приходится, однако, отметить, что выводы о генетической связи фонолитов с щелочно-базальтовыми магмами недостаточно аргументированы и опираются большей частью на общие петрологические представления и экспериментальные данные по упрощенным остаточным системам, чем на конкретные примеры дифференцированных серий. Между тем, как уже было отмечено ранее [12], средние составы фонолитов Восточно-Африканской рифтовой зоны находятся вне общего петрохимического тренда щелочно-базальтовых серий. Одним из наиболее достоверных примеров магматической дифференциации для подобных серий может служить вулканогенная серия в южной части рифта Грегори, Кения. По данным петролого-геохимического моделирования, выполненного Б. Бейкером, Г. Голесом и др., фракционирование плагиоклаза, клинопироксена и оливина приводит к появлению бенморейтов. Переход к трахитам обусловлен фракционированием щелочного полевого шпата.

Не менее сложным является и вопрос о причинах генетической связи фонолитов и нефелинитов, несмотря на нередкое сонахождение этих пород. Как отмечает А.И. Поляков, из среднего состава оливинового меланефелинита, представляющего исходную щелочную магму, при последующей дифференциации можно получить составы нефелинитов, но не остаточные фонолитовые расплавы. Возникновение их путем осаждения только оливина и клинопироксена, как в случае щелочно-базальтовых магм, невозможно, поскольку исходный расплав весьма недосыщен кремнеземом. Проще связывать фонолитовые остатки с кристаллизацией базанитовых расплавов, однако меланократовые базанитовые составы редки.

Таким образом, представляется целесообразным привести сначала данные по типичной конкретной магматической серии, непосредственно пред-

ставляющей фонолитовый тренд магматической дифференциации, а затем сопоставить с этим трендом данные по средним составам фонолитов и нефелинитов из натриевых щелочных ассоциаций Восточного рифтового пояса. В качестве такого конкретного примера ниже будет рассмотрена плиоцен-четвертичная щелочная серия вулканического хр. Ньямбени (Восточно-Кенийское плато). Петрография и геохимия этой серии подробно описана П. Бротзу и др. [83].

В составе серии выделяются образования (формации) двух вулканических циклов: раннего — нижняя, преимущественно базанит-тефритовая формация и более позднего — верхняя формация, сложенная полнодифференцированной серией пород базанит-фонолитового ряда. Ареал развития этих пород непосредственно примыкает к одному из крупнейших в регионе вулканов — Маунт-Кении и находится в экваториальной зоне, примерно в 150 км к востоку от главной рифтовой долины Восточного рифта.

Базаниты, преобладающие в составе верхней эффузивной формации, сложены порфиридовидными разностями с вкрапленниками оливина, клинопироксена и шпинели, а также микровкрапленниками плагиоклаза в основной неполнокристаллической массе. Она состоит из авгита, рудных, в меньшей степени оливина, основного плагиоклаза и выделений стекла. Тефриты близки по составу к базанитам, но отличаются от них большим количеством плагиоклаза (An_{60-70}) и пониженным содержанием оливина в основной массе.

Фонолиты преимущественно представлены слабо порфиридовидными лавами, в которых довольно часто присутствуют вкрапленники нефелина, значительно реже — щелочного полевого шпата. Наблюдаются также клинопироксен, рудные минералы и роговая обманка. Основная масса сложена темно-зеленым клинопироксеном, нефелином, щелочным полевым шпатом, энigmatитом, реже присутствует биотит. Фонолиты связаны с тефритами через промежуточные разности (фонолит-тефриты). Среди фонолит-тефритов выделяют два типа: с оливином и без него. В качестве вкрапленников присутствуют плагиоклаз (An_{60-50}), клинопироксен и опациitized роговая обманка, в основной массе наряду с ними содержатся щелочной полевой шпат и нефелин. Химический состав типичных пород приведен в табл. 34.

Как было показано П. Бротзу и др., в соответствии с петрографической непрерывностью в пределах ряда базанит-фонолит наблюдается столь же постепенное изменение химического состава пород: возрастание щелочности и содержания кремнезема при одновременном понижении содержания кальция, магния и железа. Параллельно увеличивается концентрация остаточных литофильных элементов Rb, La, Ce и Zr и падает содержание сидерофильных элементов Sr и Ni. Эти особенности химизма серии, характеризующие общий эволюционный тренд, свидетельствуют о том, что формирование серии контролировалось процессом фракционной дифференциации. Исходя из состава парагенезиса фенокристов в главных типах пород, очевидно, что на начальном этапе дифференциации изменение состава остаточных тефритовых фракций определялось преимущественным фракционированием оливина и клинопироксена. В дальнейшем при переходе к фонолитовым магмам существенную роль играло также отделение титаномагнетита, спо-

Таблица 34. Химический состав серин Ньямбени и эффузивов Восточного рифта

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	43,93	45,06	45,77	46,64	49,45	50,28	52,59	53,71	53,73
TiO ₂	2,19	2,06	2,46	1,98	1,56	1,09	0,94	0,53	0,63
Al ₂ O ₃	15,50	15,94	17,71	17,24	18,52	18,85	19,35	19,71	19,95
Fe ₂ O ₃	3,84	3,53	3,66	3,69	3,25	4,43	3,57	3,86	4,27
FeO	9,50	8,90	8,76	8,84	8,00	6,27	5,16	3,45	3,25
MnO	0,23	0,23	0,22	0,23	0,21	0,27	0,28	0,31	0,32
MgO	7,65	6,33	4,98	4,69	2,33	1,84	1,51	0,81	0,88
CaO	11,03	10,25	9,19	8,80	7,46	6,61	4,72	3,90	3,50
Na ₂ O	4,41	5,75	4,90	5,61	7,29	8,18	8,03	9,07	6,61
K ₂ O	1,71	1,94	2,35	2,28	2,61	3,08	3,69	5,69	4,41
A _c	0,50	0,51	0,55	0,56	0,61	0,61	0,64	0,65	0,65
(Na + K)/Ca	0,91	1,24	1,27	1,46	2,0	2,5	4,1	5,5	6,2
K/(K + Na)	0,20	0,18	0,24	0,21	0,21	0,22	0,23	0,32	0,24
An/(An + Ab)	89	77	66	56	39	31	16	4	2
Ab + Or	12	15	24	25	35	39	48	54	55
Ol	11	8	8	7	4	1	1	—	—
He	19	24	17	19	19	22	23	25	26
Rb	46	58	60	52	49	78	96	132	118
Sr	828	919	965	1107	1072	1195	820	1516	812
La	38	35	37	35	41	64	75	73	82
Zr	171	162	183	174	183	245	321	277	398

Компонент	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	56,83	55,78	56,61	42,41	42,48	43,62	46,86	53,21	56,47
TiO ₂	0,16	0,17	0,07	2,59	2,81	2,69	1,63	0,99	0,70
Al ₂ O ₃	21,38	21,80	21,49	9,41	12,15	12,81	18,32	19,89	20,15
Fe ₂ O ₃	2,09	3,18	3,70	6,00	6,79	7,90	6,06	4,01	2,70
FeO	2,01	1,46	0,97	6,77	5,80	5,90	3,50	2,46	3,30
MnO	0,21	0,22	0,28	0,20	0,26	0,25	0,22	0,23	0,29
MgO	0,09	0,12	0,04	13,89	6,22	7,72	2,35	1,08	1,17
CaO	2,04	1,67	1,25	13,79	14,97	13,06	7,38	4,25	2,05
Na ₂ O	9,85	10,29	10,29	3,48	5,87	3,92	9,45	9,18	7,49
K ₂ O	5,33	5,30	5,31	1,45	2,64	2,13	4,24	4,69	5,69
A _c	0,68	0,66	0,68	0,45	0,44	0,51	0,50	0,63	0,73
(Na + K)/Ca	11,8	14,9	20,0	0,58	0,92	0,74	3,0	5,2	9,9
K/(K + Na)	0,26	0,25	0,25	0,22	0,23	0,26	0,23	0,25	0,33
An/(An + Ab)	—	—	—	100	—	84	—	—	—
Ab + Or	58	55	57	—	—	14	16	50	64
Ol	—	—	—	11	—	—	—	—	2
He	30	34	33	16	25	17	38	29	16
Rb	141	141	170	—	—	—	—	—	—
Sr	779	426	121	—	—	—	—	—	—
La	106	81	75	—	—	—	—	—	—
Zr	387	361	546	—	—	—	—	—	—

1–12 – серия Ньямбени; 13–18 – средние составы щелочных эффузивов Восточного рифта [20]:
 13 – оливиновые меланефелиниты, 14 – меланефелиниты, 15 – базальты, 16 – нефелиниты, 17 –
 фиолиты, 18 – платофиолиты.

способствовавшее увеличению щелочности и кремнекислотности магмы. На заключительном этапе в число фракционируемых фаз входил щелочной полевой шпат, что препятствовало дальнейшему возрастанию кремнекислотности (переход от фонолитов к агапитовым фонолитам). Допускается также, что на поведение редких элементов, особенно на распределение р.з.э., влияло фракционирование апатита.

Эти положения наглядно иллюстрируются на графиках соотношения петрохимических параметров и концентраций редких элементов в зависимости от параметра A_c как показателя дифференциации (рис. 38). При сохранении общей преемственности состава всех пород серии, определяющейся последовательным возрастанием содержания щелочного полевого шпата, переход к собственно фонолитовому отрезку тренда фиксируется переломом на графике содержания нормативного нефелина. Этому соответствует и повышение градиентов концентраций типичных остаточных (некогерентных) редких элементов — рубидия и циркония; напротив, для стронция переход к фонолитам связан с понижением концентрации, что определяется фракционированием на заключительном этапе щелочного полевого шпата и апатита, отличающихся высокими значениями коэффициентов распределения стронция между минералами и расплавом.

Отмеченные особенности дифференциации определяют характер общего петрохимического тренда на диаграмме $(Na + K)/Ca - A_c$ (рис. 39), с резким возрастанием щелочности после $A_c = 0,6$, т.е. на заключительном отрезке дифференциации при переходе от фонолит-тефритов к собственно фонолитам. С намеченным для рассматриваемой серии трендом совпадает положение фигуративных точек средних составов пород высокощелочной натриевой серии для Восточного рифта по В.И. Герасимовскому и А.И. Полякову; базанита (ан. 15, см. табл. 34) и фонолита (ан. 17, см. табл. 34).

Для нефелинитов, включенных этими исследователями в состав натриевой щелочной серии, несомненно, может быть намечен другой тренд, независимый от дифференциации базанит-фонолитовой линии. Также иным, менее щелочным трендом, практически совпадающим с главным щелочно-базальтовым трендом многих щелочных провинций, характеризуется дифференциация умеренно-щелочных базальтовых магм, продукты которых представляют наиболее массовый магматизм провинции Восточного рифта и других рифтогенных сиалических областей.

При сравнении рассматриваемого тренда с базанит-фонолитовым трендом предыдущей серии — серии о-ва Росс (см. рис. 37) — видно их сходство. При этом кенийская серия в связи с несколько большей щелочностью исходной магмы отличается более четко выраженным фонолитовым трендом. В целом базанит-фонолитовый тренд, занимающий промежуточное положение между щелочно-базальтовым и нефелинитовым трендами, как бы состоит из двух частей: начального отрезка, параллельного щелочному базальт-трахитовому тренду (преимущественная концентрация щелочного полевого шпата при отделении оливин-пироксен-плаггиоклазовых котектических составов), и собственно фонолитового, параллельного другому, нефелинитовому тренду, поскольку характерной чертой этих двух трендов является последовательное накопление нефелина, хотя и при разной кислотности магм.

Наличие этих двух независимых трендов в естественных магматических

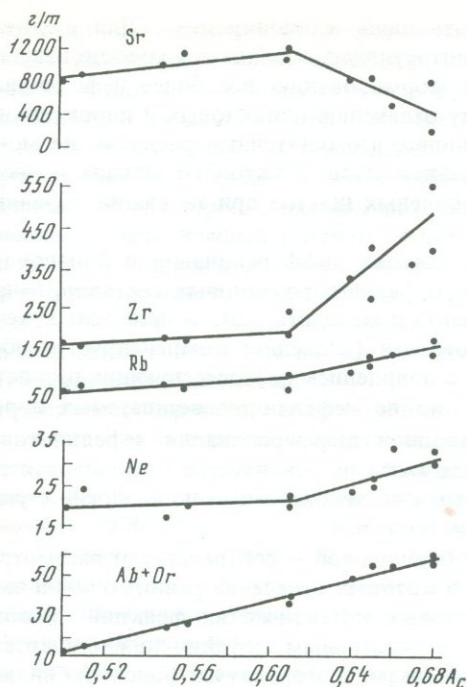


Рис. 38. Зависимость содержаний редких элементов и петрохимических параметров от A_c для серии Ньямбене

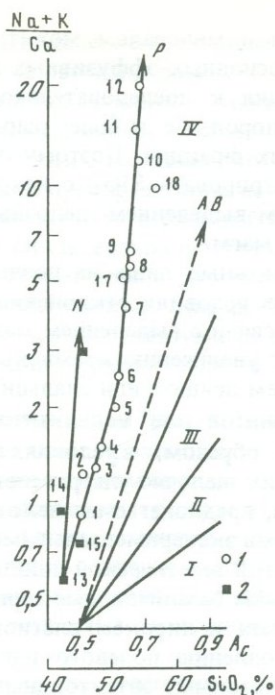


Рис. 39. Типичные тренды рифтогенных серий Восточного рифта

1 – породы базанит-фонолитовой серии Ньямбене; 2 – нефелиниты

P – базанит-фонолитовый, N – нефелинитовый, AB – щелочно-базальтовый (умеренно-щелочной); номера точек на трендах соответствуют номерам в табл. 34

сериях определяет ряд важных петрологических следствий, существенных и для понимания происхождения фонолитов, и для интерпретации сложных генетических взаимоотношений в интрузивных щелочных комплексах. Так, очевидно, что при возможных однотипных мантийных источниках (оливиновые меланефелиниты, щелочные пикриты) различия в условиях их последующей магматической дифференциации приводит к возникновению двух принципиально разных генетических линий. Одна из них (нефелинитовая) определяется условиями дифференциации наиболее глубинных первичных магм состава меланефелинитов и щелочных пикритовых порфиритов. Из-за обычной для этих пород ассоциации с карбонатами и постоянного присутствия карбонатов в составе пикритовых порфиритов (кимберлитов) вероятно участие углекислоты в процессах мантийного магнаобразования. Судя по экспериментальным данным [69], в этом случае предполагается фракционирование ортопироксена, что приводит к обеднению расплава кремнеземом, препятствуя накоплению полевошпатового минала. При последующей дифференциации меланефелинитовой магмы и фракционировании оливина остаточные магматические фракции имеют нефелин-пироксеновый нормативный состав, для которого наиболее крем-

некислым минералом может быть лишь клинопироксен. Для щелочно-ультраосновных эффузивных и интрузивных ассоциаций хорошо известна тенденция к последовательному формированию все более нефелиновых типов пород, т.е. к более раннему отделению оливиновых и пироксен-оливиновых фракций. Поэтому очевидно, что остаточные расплавы не могут концентрировать SiO_2 с накоплением полевошпатового минерала и последующим выделением щелочных полевых шпатов при эволюции нефелиновых магм.

Возможные лишь на поздних стадиях дифференциации в близкповерхностных условиях отклонения от нефелин-пироксеновых составов, например в связи с выделением магнетита и мелилита, хотя и приводит к некоторому увеличению кремнекислотности (последнее компенсируется образованием лейцита или анальцима с появлением соответствующих разностей нефелинитов или мелилититов), но не нефелин-полевошпатовых пород. Таким образом, в условиях природной дифференциации нефелинитовых и других щелочно-ультраосновных магм не реализуется фонолитовая тенденция, предполагаемая некоторыми исследователями по аналогии с упрощенными экспериментальными системами.

Другой генетической линии — базанитовой — соответствуют рассмотренные выше базанитоидные серии, в которых отделение ранних оливин-пироксеновых и пироксен-плаггиоклазовых котектических фракций приводит к накоплению полевого шпата и остаточным нефелин-полевошпатовым (фонолитовым) эвтектоидным составам. В этом случае фонолиты являются естественными членами дифференцированных базанитоидных серий — продуктов дифференциации базальтоидных магм.

Хотя эти серии, как видно на примере рассмотренной выше серии Балконес, и могут иметь сходные с нефелинитовыми сериями магматические источники, их дифференциация с самого начала идет по другой, базанитоидной линии. Поэтому нефелинитовые и базанитовые магмы выступают как независимые первичные магмы, родоначальные по отношению к нефелинитовым или базанит-фонолитовым сериям.

Для интрузивных плутонических и вулканоплутонических щелочных комплексов также могут быть определены представители указанных выше генетических линий. К настоящему времени детально изучены многочисленные щелочно-ультраосновные и карбонатитовые комплексы, для которых многие исследователи предполагают в качестве исходных близкие к меланефелинитам глубинные магмы. В типичных для этих комплексов интрузивных массивах в зависимости от глубины эрозионного среза и других геологических факторов можно встретить различные сочетания существенно оливиновых (оливиниты—перидотиты), пироксеновых (пироксениты) и нефелин-пироксеновых пород переменного состава (ийолиты—мельтейгиты). Они нередко связаны друг с другом постепенными переходами и образуют последовательно формирующиеся серии. Хотя происхождение подобных серий трактуется по-разному, объективной закономерностью является единый порядок формирования серий: от ранних оливинитов и пироксенитов, образующих ядра массивов, к якупирангитам, ийолитам и мельтейгитам с последовательным увеличением общей щелочности и количества нефелина в нефелин-пироксеновых породах.

Переход к наиболее нефелиновым типам (ийолит-уртиты) в щелочно-

ультраосновных массивах не сопровождается появлением полевого шпата и последующим переходом к нефелин-полевошпатовым породам. Таким образом, и для интрузивных серий не приходится говорить о проявлении "фонолитовой тенденции" при дифференциации щелочно-ультраосновной магмы. В то же время наблюдающиеся во многих массивах этого типа широкомасштабные процессы метасоматических преобразований на магматическом этапе, подробно охарактеризованные автором в ряде работ, обусловлены нефелинизацией ("ийолитизацией") пироксенитов и других более ранних по отношению к магматическим ийолитам пород. Это свидетельствует о накоплении в процессе глубинной магматической дифференциации существенно нефелиновых остаточных фракций и сопутствующих щелочных эманаций, с которыми связаны фенитизация, нефелинизация и другие метасоматические процессы.

Проявление другого, базанитоидного направления дифференциации характерно для многих континентальных щелочных провинций, но не щелочно-ультраосновных и карбонатитовых, а щелочно-габброидных. В последних интрузивными аналогами базанитов являются тералиты и другие щелочные габброиды, в совокупности образующие сложный комплекс пород переменного состава. Как и в рифтогенных эффузивных провинциях, здесь также обычны представители главного щелочно-базальтового — щелочно-трахитового тренда (эссекситы—шонкиниты), сопровождаемые щелочными сиенитами.

В качестве типичных щелочных провинций, где, возможно, развиты интрузивные аналоги базанит-фонолитового тренда, можно привести Кузнецкий Алатау, Монтриджийскую провинцию (Канада), Трансвааль на юге Африки, Мончик (Португалия) и др. [26]. Типизация интрузивных серий в этих провинциях требует специального рассмотрения, поскольку интрузивные щелочные комплексы обычно объединены в общие щелочно-габброидные формации. Для их генетического расчленения также целесообразно основываться на противопоставлении трендов, заканчивающихся либо нефелиновыми, либо щелочными сиенитами.

Щелочные серии и формации Центральной Европы

Щелочные вулканогенные формации Центральной Европы приурочены к областям проявления интенсивного третичного и четвертичного вулканизма, сопровождавшего альпийский орогенез и формирование внутриконтинентальной Западно-Европейской рифтовой системы. Основная часть континентальных грабенов и глубинных разломов этой системы возникла в результате активизации более древних тектонических линеаментов и находится вне области альпийских складчатых сооружений, к северу и западу от фронта альпид. Это, прежде всего, Рейнский грабен, расположенный между возвышенностями Вогез и Шварцвальда — выступами герцинского фундамента, грабены Лимани и Фореза в Центральном Французском массиве, а также Чешско-Силезский линеамент, являющийся, по Л. Копецкому, частью Центрально-Европейского рифта и захватывающий северную и северо-западные части докембрийского Чешского (Богемского) срединного массива [26].

Как и в случае других рифтогенных областей, основные массы вулкани-

тов локализируются не непосредственно в грабенах и депрессиях, а на прилегающих к ним поднятиях, на пересечении главных рифтовых линейментов поперечными разломами. Выделяются три главные внеальпийские вулканические области, объединяемые нами в общую Центрально-Европейскую щелочную провинцию: 1) Северо-Рейнская — в месте схождения Рейнского (Верхнерейнского), Гессенского, Центрально-Нидерландского и Нижнерейнского грабенов, 2) Чешско-Силезская и 3) Центральный Французский массив [141]. В пределах этих областей могут быть намечены вулканические дуги и отдельные вулканические центры, где длительное время действовали крупные стратовулканы — Фогельсберг, Дуповские горы, Мон-Дор, Канталь и др.

Характерной петрологической особенностью подобных вулканических центров является тесное сонахождение различных по составу эффузивных пород: от насыщенных и перенасыщенных кремнеземом известково-щелочных, известковых (толеитовых) до щелочных и щелочно-ультраосновных вулканитов, включая феолиты и щелочные трахиты, меланефелиниты, тефриты и др. Очевидно, что не является рациональным объединять столь различные по химизму породы в рамки общих вулканогенных формаций, если выделять их по сонахождению и обычному парагенетическому формационному принципу. Использование петрологических, в первую очередь петрохимических, критериев позволяет разграничить и наглядно противопоставить такие наиболее контрастные линии магматизма, собственно щелочную (нефелинитовую или трахит-феолитовую) и кремнекислую (толеитовую). Однако более дробная генетическая типизация вулканитов для выделения типовых магматических серий в пределах комплексных щелочных и других формаций зачастую не может быть признана достаточно обоснованной, пригодной для объективного сопоставления и сравнительной характеристики разных щелочных провинций.

Возникающие при этом затруднения отражают также недостатки существующих принципов выделения и систематики щелочных пород. Так, например, в работах разных исследователей нечетко разграничены базаниты и анкармиты, щелочные лейкотрахиты и феолиты. Даже в сравнительно недавних публикациях (например, в путеводителе по щелочному вулканизму для петрографических экскурсий XVI МГК [84]) приводятся в качестве феолитов породы не только с низким содержанием нефелина, но даже и с нормативным кварцем, которые правильнее считать щелочными трахитами. Особенно пестрой является терминология средних пород щелочных серий из-за архаичных и узколокальных названий, например орданшиты, долериты, сансеиты, которые сопоставляются с муджиеритами, гавайитами, бенморейтами и др.

Поэтому целесообразно на примерах нескольких типовых европейских районов щелочного магматизма показать дополнительные возможности генетической типизации щелочных формаций на основе используемого нами метода петрохимического анализа. С этой целью рассмотрим особенности состава дифференцированных щелочных серий (табл. 35) в сравнении с намеченными в предыдущих разделах типовыми петрохимическими трендами — базанит-феолитовым, трахифеолитовым и щелочно-базальтовым—щелочно-трахитовым. В качестве примеров комплексных щелочных формаций будут использованы данные по Чешскому срединному массиву,

Таблица 35. Химический состав щелочных серий Центральной Европы

Компонент	I. Чешский массив					
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	41,50	51,70	55,95	59,50	56,69	55,38
TiO ₂	3,43	1,66	0,69	0,56	0,43	0,27
Al ₂ O ₃	12,90	17,92	19,60	18,69	19,70	21,14
Fe ₂ O ₃	5,13	3,39	2,87	2,24	1,74	1,60
FeO	7,28	3,48	1,24	1,55	2,40	1,88
MnO	0,21	0,22	0,23	0,19	0,27	0,31
MgO	8,94	2,29	0,58	0,48	0,47	0,23
CaO	11,64	6,78	3,54	2,15	2,59	1,34
Na ₂ O	2,93	4,67	6,12	6,00	7,14	9,29
K ₂ O	1,22	3,66	5,28	5,58	5,32	5,49
A _c	0,52	0,73	0,80	0,90	0,78	0,69
(Na+K)/Ca	0,58	1,89	4,90	8,1	7,4	17,4

Компонент	II. Центральный Французский массив						
	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	45,65	50,57	54,41	60,55	62,99	47,51	48,76
TiO ₂	2,81	0,38	1,74	0,42	0,50	2,26	2,17
Al ₂ O ₃	14,55	18,34	19,62	16,38	20,11	15,94	16,65
Fe ₂ O ₃	5,11	9,21	4,15	5,05	2,20	12,15	11,92
FeO	6,88	0,94	2,56	0,61	0,79	0,00	0,00
MnO	0,18	0,06	0,15	0,07	0,11	0,17	0,18
MgO	8,84	3,88	2,72	0,02	0,30	6,66	5,31
CaO	11,18	10,09	6,25	5,31	2,27	9,91	9,26
Na ₂ O	3,17	4,79	5,48	6,39	5,96	3,72	3,94
K ₂ O	1,62	1,74	2,82	5,20	4,77	1,69	1,81
A _c	0,56	0,68	0,76	0,87	0,99	0,65	0,69
(Na+K)/Ca	0,69	1,06	2,12	3,3	7,3	0,88	1,00

Компонент	II. Центральный Французский массив							
	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	52,56	53,03	58,02	61,80	65,65	51,70	59,60	59,76
TiO ₂	1,82	1,49	1,14	0,85	0,41	2,20	0,20	0,80
Al ₂ O ₃	17,02	17,54	18,18	18,38	18,48	20,20	20,53	19,08
Fe ₂ O ₃	9,91	11,71	6,94	4,81	1,70	2,92	1,71	2,25
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	1,56	4,27	0,66	1,35
MnO	0,20	0,20	0,19	0,23	0,22	—	0,11	—
MgO	3,92	2,47	1,97	1,10	0,25	2,23	0,25	0,59
CaO	7,60	5,87	4,60	3,18	2,26	7,20	1,10	3,16
Na ₂ O	4,48	4,98	5,51	5,73	5,58	5,85	6,91	5,69
K ₂ O	2,49	2,70	3,45	3,92	3,89	3,15	6,00	5,01
A _c	0,76	0,80	0,88	0,99	1,12	—	0,86	0,91
(Na+K)/Ca	0,41	2,1	3,0	4,7	6,5	—	17,9	5,1

I. Чешский массив: 1 — оливиновые мелабазальты, 2 — трахибазальты, 3, 4 — трахиты, 5 — содалитовый трахит, 6 — фонолит; II. Центральный Французский массив: 7—11 — Кангаль: 7 — щелочной базальт, 8, 9 — орданшит, 10, 11 — фонолиты; 12—18 — Шен-де-Пюи: 12 — щелочной базальт; 13, 14 — муджерит, 15 — бенморит, 16—18 — трахиты (домиты); 19—21 — Мон-Дор: 19 — орданшит, 20 — фонолит, 21 — трахит.

Эйфельскому вулканическому полю, вулканам Канталь и Шен-де-Пюи в Центральном Французском массиве (работы Р. Вимменауэра, Р. Брусса и др.)¹.

Чешский (Богемский) массив. В пределах области развития третичных щелочных магматитов Чешского срединного массива выделяются два главных вулканических центра: Чешское Среднегорье на северо-востоке и Дуповские горы на юго-западе. В первом из них преобладающим распространением пользуются щелочные оливиновые базальты, трахибазальты и трахиты при подчиненном развитии фонолитов. Для второго вулканического центра — крупного стратовулкана Дуповских гор — типичны наиболее основные разновидности щелочных базальтоидов и щелочно-ультраосновных пород — различные меланефелиниты, лейцититы и нефелиниты, образующие общую серию с щелочными трахитами и щелочными базальтами [128, 129].

На диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ все щелочные вулканы составляют единое непрерывное поле составов — от наименее кремнекислых нефелинитов в нижней левой части диаграммы до наиболее кремнекислых и щелочных трахитов в верхнем правом ее углу. При этом очевидно преимущественное нахождение характерных для Дуповских гор пород нефелинитовой серии в поле нефелинитов. При сравнении состава пород этой серии с трендом основной массы щелочных эффузивов Чешского Среднегорья по их средним составам [129] можно прийти к следующим выводам.

Главное направление магматической дифференциации и эволюции вулканизма в Чешском массиве подчинено, как и в большинстве других континентальных щелочных провинций, умеренно-щелочному — щелочно-базальтовому — щелочно-трахитовому трендам. Для части вулкаников (см. табл. 35) может быть намечен и более щелочной, трахифонолитовый тренд. Эти два тренда ограничивают поле составов вулкаников Чешского Среднегорья на диаграмме $(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca} - A_c$ (рис. 40, а). И с тем и с другим трендом может быть связано появление фонолитов. Тем не менее очевидно, что этот процесс на конечных стадиях дифференциации не является простым продолжением трахитового тренда и идет параллельно с отделением наиболее лейкократовых трахитовых фракций от предшествующей менее щелочной трахибазальтовой и трахитовой магм. Существенная роль летучих в дифференциации щелочно-трахитовой магмы по дополнительному тренду подчеркивается постоянным присутствием в составе трахифонолитов и фонолитов содалита и анальцима вплоть до полного вытеснения ими модалного нефелина.

В отличие от главной части вулкаников Чешского Среднегорья преимущественно меланефелинитовая-тефритовая-трахибазальтовая серия Дуповских гор находится на диаграмме $(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca} - A_c$ в поле повышенной щелочности, ограниченном слева базанит-фонолитовым трендом. Несомненно аналогия между серией Дуповских гор и меланефелинит-базанит-фонолитовой серией провинции Балконес, штат Техас. Примечательно, что и в серии Дуповских гор не реализуется собственно нефелинитовый тренд дифференциации, т.е. постепенный переход от меланефелинитов к наиболее

¹ Геолого-петрографические и аналитические данные, а также основная библиография приведены в нашей монографии [26] и обзоре Р. Вимменауэра [141].

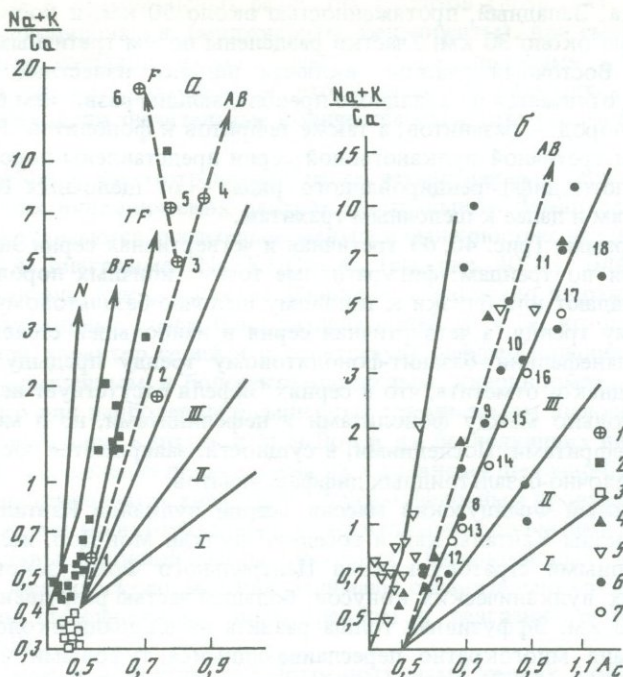


Рис. 40. Тренды щелочных серий Центральной Европы

a — Чешский срединный массив (1–3); *б* — Эйфель (4, 5) и Центральный Французский массив (6, 7)

1 — мелабазальт-фонолитовая; 2 — нефелинитовая, Дуповские горы; 3 — щелочно-ультраосновных кумулатов; 4 — третичная; 5 — четвертичная; 6 — Канталь; 7 — Шен-де-Пюи; номера точек соответствуют номерам в табл. 35; тренды: *N* — нефелинитовый, *BF* — базанит-фонолитовый, *TF* — трахит-фонолитовый; *F* — фонолитовый

лейкократовым, безоливиновым нефелинитам, что имеет место в нефелинитовых сериях Восточно-Африканского рифтового пояса.

Наконец, на основе диаграммы можно оценить место особой группы пород, также относимой Шребеным и Махачеком к нефелинитам [129]. От других нефелинитов эти породы отличаются отсутствием модалного оливина, несмотря на наиболее меланократовый состав (до 60–65% темноцветных минералов), а также необычно высокие содержания TiO_2 (до 6%) и суммы окисного железа (до 16%). Как видно из диаграммы, фигуративные точки этих пород (рудных меланефелинитов) находятся ниже схождения трендов дифференциации, что позволяет интерпретировать эту группу пород как специфическую кумулативную субвулканическую рудную фацию, образование которой связано с метасоматическими преобразованиями под воздействием флюидной фазы. Об этом свидетельствует появление в составе пород в качестве главных минералов биотита и граната, отсутствующих в других типах нефелинитов.

Эйфель (Северо-Рейнская вулканическая дуга). Серия четвертичных вулканитов этой области по преобладанию в ее составе нефелинитов и лейцититов близка к предыдущей. Выделяются два главных вулканичес-

ких участка: Западный, протяженностью около 50 км, и Восточный, протяженностью около 30 км. Участки разделены полем третичных щелочных базальтов. Восточный участок, включая широко известные вулканиты Лаахер-зее, отличается от Западного преобладающим развитием более кремнекислых пород — базанитов, а также тефритов и фонолитов. В предшествующей им третичной вулканогенной серии представлены породы практически полного дифференцированного ряда — от щелочных базальтов к муджиеритам и далее к щелочным трахитам.

На диаграмме (рис. 40, б) третичная и четвертичная серии Эйфеля четко различаются по трендам: фигуративные точки типичных пород третичной серии совпадают или близки к типовому щелочно-базальтовому—щелочно-трахитовому тренду, а четвертичная серия в наибольшей степени соответствует меланефелинит-базанит-фонолитовому тренду предыдущих серий. Следует, однако, отметить, что в сериях Эйфеля отсутствует непрерывный тренд не только между фонолитами и нефелинитами, но и между фонолитами и тефритами. Последними, в сущности, завершается последовательный ряд щелочно-базальтоидных дифференциатов.

Центральный Французский массив (серии вулканов Канталь и Шен-де-Пюи). Вулканы Канталь, как и соседний вулкан Мон-Дор, являются наиболее крупными стратовулканами Центрального Французского массива. Диаметр их вулканических конусов, большей частью разрушенных, достигает 25—30 км. Эффузивная толща развита на площади около 5000 км² и образована многократно переслаивающимися туфовыми и лавовыми породами. Состав этих пород широко варьирует и соответствует в основном двум главным сериям: субщелочной — базальт-андезит-трахиандезит-трахириолитовой и недосыщенной — базанит-орданшит-фонолитовой. Орданшиты — существенно андезиновые породы (42—54%), содержащие также санидин (10—12%), авгит (11—18%), роговую обманку, гаюин и анальцим. Среди фонолитов выделяются как миаскитовые, так и агпаитовые разновидности.

В отличие от вулкана Канталь в районе Шен-де-Пюи на участке 3 × 30 км расположено множество (около 100) мелких, хорошо сохранившихся вулканических конусов. Самый крупный из них вулкан Пюи-де-Дом возвышается примерно на 500 м над породами основания. Среди вулканитов преобладают субщелочные и щелочные базальты (свыше 90%), включая также калиевые разновидности гавайитов и муджиеритов, остальное приходится на трахиандезиты (калиевые бенморейты) и кварцнормативные трахиты (домиты). В число конечных дифференциатов этого ряда включают также наиболее кремнекислые, содержащие тридимит и кристобалит разновидности трахитов. Химический состав пород вулканов Канталь и Шен-де-Пюи показан в табл. 35 (ан. 7—18).

Согласно расчетной петрологической модели, формирование пород дифференцированной серии Шен-де-Пюи может быть объяснено как результат последовательного отделения от исходного щелочно-базальтового (базанитового) расплава пироксен-амфибол-плаггиоклазовых фракций при постепенном увеличении количества выделяющегося плаггиоклаза (от 9 до 15—33%) и уменьшении количества пироксена (от 10—15 до 1%). Этому соответствует последовательное снижение содержания нормативного нефелина от 6—10 до 0% в трахитах, а затем появление нормативного квар-

да до 3—15% в кремнекислых разностях трахитов (домитов). На среднем этапе фракционирования (муджиериты—бенморейты), при смене нефелин-нормативных составов насыщенными и пересыщенными кремнеземом кварцнормативными допускается, что в число выделявшихся кристаллических фаз входили значительные количества магнетита (более 6%) и амфибола (9%).

В сравнении с рассмотренными ранее четвертичными сериями Эйфеля породы обоих вулканических центров Центрального Французского массива в целом отличаются значительно меньшей щелочностью, что находит свое отражение на диаграмме $(\text{Na}+\text{K})/\text{Ca}-A_c$ (см. рис. 40, б). Для серии как вулкана Канталь, так и вулкана Шен-де-Пюи наглядно выражена группировка фигуративных точек близ раздела полей III и IV, что подчеркивает субщелочной характер серий и соответствует дифференциации по направлению к насыщенным и более кремнекислым, кварцнормативным составам. Однако для наиболее недосыщенных кремнеземом щелочно-базальтовых магм вулканов Канталь и Мон-Дор и их последующих дифференциатов вполне определена принадлежность к главному щелочно-базальтовому тренду, завершающемуся аналогично другим щелочным провинциям щелочными трахитами (лейкотрахитами, миаскитовыми фонолитами). Таким образом, составы основной массы щелочных базальтоидных серий Центрального Французского массива занимают сравнительно узкое поле между главным щелочно-базальтовым трендом и разграничительной линией полей III и IV.

Так же как и в других рассмотренных нами сериях, собственно фонолиты находятся вне этого поля, близ базанит-фонолитового тренда. И в этом случае очевидна решающая роль летучих в появлении отклоняющихся от главного тренда составов, что приводит к постоянному присутствию фельдшпатоидов — содалита, гаюина и анальцима — в числе породообразующихся минералов. Вне рассматриваемых полей и трендов находятся также и породы кремнекислых серий вулканов Мон-Дор и Канталь, заканчивающихся риолитами. Для объяснения присутствия риолитов совместно с щелочными сериями в составе общих вулканогенных формаций были высказаны различные предположения, допускающие ассимиляцию сиалического корового материала исходными базальтоидными магмами, выплавление анатектических расплавов и их последующее смешение с базальтовыми магмами и др.

К сравнительной петрологии вулканогенных серий и интрузивных массивов щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов

Примеры эффузивных серий различной щелочности показывают, что появление дифференцированных рядов субщелочных, щелочных и щелочно-ультраосновных пород подчинено общим петрологическим закономерностям, единым для разных районов земного шара. Петрохимическим выражением этих закономерностей является подчинение направлений магматической дифференциации ограниченному числу трендов на диаграмме $(\text{Na}+\text{K})/\text{Ca}-A_c$, включающему следующие типы: 1) щелочно-базальтовый—щелочно-трахитовый, выступающий в качестве главного тренда для боль-

шей части эффузивных серий из щелочных континентальных и океанических провинций; 2) трахифонолитовый и фонолитовый — более частные тренды некоторых щелочно-базальтовых серий; 3) базанитоидный, точнее, меланефелинит-базанит-фонолитовый, также нередкий для рифтогенных и других щелочных провинций и 4) нефелинитовый, точнее, меланефелинит-нефелинитовый, характерный для континентальных рифтогенных и некоторых океанических серий. Нефелинитовому тренду магматической дифференциации, скорее всего, подчинены гибридные эффузивные нефелинит-фонолитовые серии, известные во многих карбонатитовых провинциях (этот вопрос заслуживает специального петрологического анализа).

Важным петрологическим следствием изложенных выше результатов петрохимического анализа можно полагать, что по трендам щелочности и другим петрохимическим показателям различные типы базальтоидных серий составляют общую группу (ей соответствует единый трендовый пучок, см. далее, гл. 6). Это позволяет считать, что образование серий связано с общими, петрохимически близкими мантийными источниками.

Базальтоидным трендам могут быть противопоставлены базанитоидный (базанит-фонолитовый) и нефелинитовый, для которых необходимо допускать иные первичные магмы и иные мантийные источники повышенной щелочности типа щелочных пикритов или меланефелинитов. Выполненные в последние годы экспериментальные исследования по системам, моделирующим плавление перидотитовой (пиролитовой) мантии и дифференциацию мантийных магм в условиях повышенных давлений, показывают, что щелочно-ультраосновные магмы по сравнению с щелочно-базальтовыми и известково-щелочными должны генерироваться в результате значительно более селективного плавления в условиях больших глубин. Поэтому сонахождение щелочно-ультраосновных нефелинитов и базанитов совместно с субщелочными и щелочно-базальтовыми дифференциатами в комплексных вулканогенных ассоциациях отражает сложные условия их формирования, совмещение процессов дифференциации первичных магм разной глубинности.

Поскольку вопрос об исходных мантийных источниках и самих первичных мантийных выплавках типа пикритовых и др. остается для многих регионов в значительной степени дискуссионным, для реальной магматической геологии большее значение приобретают последующие — родоначальные (в масштабах отдельных провинций), в той или иной степени дифференцированные магмы¹. Для намеченных выше трендов повышенной щелочности можно выделить в качестве родоначальных магм щелочно-базальтовую, базанитоидную и щелочно-ультраосновную (меланефелинитовую). От этих родоначальных магм и соответствующих им типов пород начинаются генетически независимые ряды дифференциатов со своими петрохимическими трендами.

Принимая во внимание эти ряды, можно оценить применимость некоторых моделей экспериментальной петрологии к интерпретации реальных

¹ Необходимость разделения понятий "первичных" (primary) и "родоначальных" региональных (или материнских — parental) магм была подчеркнута в известной монографии Я. Кармайкла с соавторами [90] и в настоящее время поддержана многими исследователями.

магматических систем путей их эволюции при становлении главных типов щелочных магматических серий. Конечно, следует иметь в виду, что объектом экспериментальных исследований являются упрощенные системы. Поэтому основанные на них модели магматизма не обязательно должны служить тем главным эталоном, по которому только и следует оценивать достоверность тех или иных петрологических концепций, основанных на реально наблюдаемых фактах. В первую очередь это относится к соотношению щелочных и кислых пород в аспекте экспериментальной системы так называемых петрогенетических остатков или термальной долины (трога) по Н. Боуэну.

В этой системе, как хорошо известно, между риолитовым и фonoлитовым минимумами находится разделяющая их узкая область относительного максимума (полевошпатовый "горб", или барьер). Поэтому следовало бы ожидать, что небольшое отклонение реальных магматических составов от идеального стехиометрического состава полевого шпата, что обычно и наблюдается, будет смещать магматические (сиенитовые или трахитовые) расплавы либо к риолитовым, либо к фonoлитовым составам и их плутоническим эквивалентам (граниты и нефелиновые сиениты). Иначе говоря, с позиций экспериментальной петрологии должно казаться странным, что трахиты и сиениты вообще существуют в природе, тем более как распространенные породы¹.

Однако для природных базальтоидных серий, как видно из сопоставления трендов дифференциации, большей частью нет необходимости в совместном рассмотрении трахитов и риолитов: они являются независимыми конечными продуктами эволюции разных магм. При этом существенное отличие природных парагенезисов от экспериментальных заключается не только в более сложном составе, который не может быть сведен к предельно простой лейкократовой остаточной системе. Не менее принципиальным фактором является и реальный состав породообразующих минералов, в частности полевых шпатов и пироксенов, представляющих собой сложные твердые растворы, в той или иной степени пересыщенные кремнеземом и другими компонентами.

Также и соотношение продуктов дифференциации щелочно-базальтовых и щелочно-ультраосновных магм не может быть достаточно полно выражено через нормативные составы в так называемом расширенном базальтовом тетраэдре или дополняющих его модельных системах (нефелин—диопсид—санидин, эгирин—гематит—нефелин и др.). Поэтому не могут быть безоговорочно приняты и основанные на результатах изучения подобных систем выводы о последовательности кристаллизации и составах остаточных жидкостей в природных магматических расплавах. Так, например, одним из принципиальных условий порядка кристаллизации и фракционирования в модельной системе диопсид—нефелин—санидин является реализация реакции десиликации полевого шпата мелилитом. Однако для природных условий предполагаемая возможность такой реакции маловероятна, поскольку в щелочных полевошпатовых породах мелилит не

¹ По образному выражению С. Морзе, который отмечает данное обстоятельство в своем известном руководстве по фазовым диаграммам [122. С. 279], "сиенитовая проблема сидит, как заноза, в теле магматической петрологии".

встречается. Также и при любых известных типах фракционирования в процессе дифференциации мелилититовых, меланефелинитовых и других мантийных щелочно-ультраосновных магм не происходит накопления потенциальной санидиновой молекулы, необходимой для упомянутой реакции.

Таким образом, предполагаемая по данным изучения системы диопсид—нефелин—санидин так называемая фонолитовая тенденция не может считаться приложимой к процессам дифференциации чистой магматической линии — скорее, она пригодна при интерпретации гибридного магматизма.

Нередко встречающаяся в эффузивных формациях из карбонатитовых провинций ассоциация нефелинитов и фонолитов, включая и "фонолитовые нефелиниты", отражает лишь специфические субвулканические процессы фенитизации, реоморфизма и анатектического выплавления полевошпатовых и нефелин-полевошпатовых фракций под воздействием карбонатитовых и нефелинитовых магм. В этих условиях, особенно в прижерловых фациях, возможно и появление "фонолитовых нефелинитов" и силикатно-карбонатных пород как продуктов гибридизма первичных карбонатитовых, щелочных и анатектических расплавов. Так, например, внедрение карбонатитов и нефелинитов, выполняющих вулканические жерла в комплексе Чилва (Малави), сопровождалось реоморфизмом перекристаллизованных полевошпатовых фенитовых брекчий, их расплавлением и внедрением в виде крупнозернистых (алькортозиты) и трахитовых фаций. Параллельно этому процессу происходили образование гибридных силикатно-карбонатных пород и появление в дайковой фации различных нефелинитов, фонолитов, микрофойитов, ийолитов и других пород.

Возникновение пород, промежуточных между фонолитами и нефелинитами или (в глубинной фации) между нефелиновыми сиенитами и мельтейгитами возможно в обратном порядке за счет преобразования меланократовых полевошпатовых фенитов в полевошпатовые мельтейгиты и последующей генерации специфических нефелинитов. Так, внедрению натриево-карбонатной лавы в карбонатитовом вулкане Ол-Доиньо-Ленгаи (Танзания) в породы кристаллического фундамента сопутствовало образование оторочки метасоматических фенитов, колеблющихся по составу от гранитов через сиениты к мельтейгитам. Последующее их расплавление приводило к образованию фонолитов и нефелинитов, переслаивающихся с брекчированным и пирокластическим фенитовым материалом. При большей степени десиликации, по мнению изучавшего этот вулкан Дж. Доусона, возникают меланефелиниты.

Также требуют определенных корректив и общие петрогенетические схемы, предложенные на основе экспериментальных данных Д. Грина, Л. Рингвуда, Х. Йодера, П. Уайли и др. Сохраняя наиболее принципиальные положения этих схем, суммирующие важнейшие данные экспериментальной петрологии по мантийному петрогенезису, целесообразно учесть и реальные петрогенетические эволюционные тренды (рис. 41).

В связи с вышеизложенным остановимся подробнее на приложении некоторых модельных результатов экспериментальной петрологии и приведенных выше данных по эффузивным щелочно-базальтовым и щелочно-ультраосновным сериям к генезису комплексных интрузивных массивов ультрабазитов, щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов.

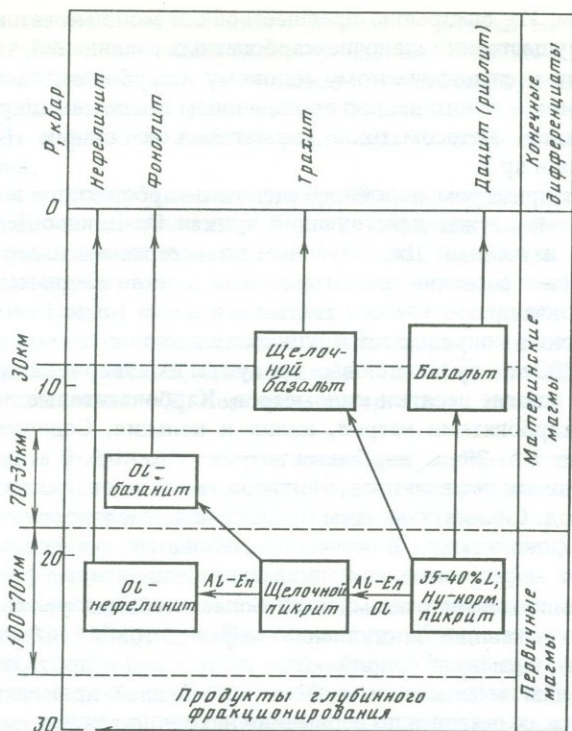


Рис. 41. Схема эволюционных трендов мантийного магматизма

Как было показано автором в результате детального петрологического изучения наиболее представительных комплексных массивов из Карело-Кольской и Маймеча-Котуйской карбонатитовых провинций (Вуориярви, Африканда, Лесная, Гули, Одихинча и др.), эти массивы следует считать полиформационными образованиями. В их составе выделяются центральные ядра дунитов—оливинитов—пироксенитов и окружающие их кольцевые и неполнокольцевые зоны щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов. В геологическом отношении подобные массивы, обычно наиболее крупные из них, сопоставимы с другими полиформационными платформенными массивами, где ядра древних дунитов—оливинитов также окружены поздними породами самого разнообразного состава — от различных габброидов до нефелиновых сиенитов и гранитоидов (например, массивы Кондер, Чад, Инагли в Алданской петрографической провинции).

В более мелких массивах наряду с оливинитами или без них могут быть развиты пироксениты, частично магматические, частично продукты пироксенизации оливинитов под воздействием более поздних пород.

Ядра дунитов—оливинитов—пироксенитов, наблюдаемые на различных эрозионных срезах, представляют собой сечения ультрамафитовых штоков и других, идущих на глубину субвертикальных тел, первоначально интродуцировавших древние метаморфические породы (гранито-гнейсы и др.). Позднее вдоль контактов этих штоков и вмещающих пород проникали поступающие с глубины щелочно-ультраосновные и карбонатитовые ман-

тийные магмы. Их внедрению предшествовали мощные газово-флюидные потоки преимущественно щелочно-карбонатных соединений, что приводило на поверхности к специфическому содовому и карбонатитовому вулканизму, а на глубине — к интенсивно проявленным процессам широкомасштабного щелочного метасоматоза магматической стадии (фенитизация, нефелинизация и др.).

Наглядным примером подобного щелочно-карбонатного и карбонатитового вулканизма служат действующий вулкан Ол-Доиньо-Ленгаи в Танзании, детально изученный Дж. Доусоном по материалам извержений 1961—1967 гг., а также соседний плейстоценовый вулкан Керимаси в Танзании, на южном окончании Восточного рифтового пояса (рифт Грегори). Высота пирокластических конусов этих крупных вулканов достигает соответственно 2 000 и 1 300 м, а туфопепловые продукты их извержений распространены вокруг на многие десятки километров. Карбонатитовые лавы сложены в основном карбонатами натрия, калия и кальция. Содержание фтора в них составляет 1,5—2%, а карбоната натрия — до 40%. В агломератах присутствуют обломки нефелинитов, ийолитов, фонолитов, различных фенитов и других пород. Силикатные лавы представлены меланефелинитами, нефелинитами и фонолитами. В качестве гибридных продуктов встречены переходные от нефелинитов к фонолитам нефелинитовые фонолиты.

Под вулканическими очагами и на более глубоких уровнях щелочные растворы, опережавшие поступление нефелинитовой (ийолит-мельтейгитовой) магмы, вызывали сопряженные во времени и пространстве процессы: фенитизацию вмещающих гнейсов во внешней приконтактной зоне субвулканических очагов и по периферии находящихся под ними оливинит-пироксенитовых штоков, а во внутренней зоне этих штоков при инфильтрации растворов в глубь ультрамафитовых тел — нефелинизацию и ослюденение (флогопитизацию). Таким образом, в связи с контрастностью химического состава ультрамафитов и окружающих их гранито-гнейсов одновременно формировались две серии метасоматических пород: экзоконтактная — внешних фенитов по гранито-гнейсам и эндоконтактная — внутренних зон нефелин-пироксен-слюдяных пород по оливинитам и пироксенитам. В совокупности они слагают серии кольцевых и неполнокольцевых зон, окружающих центральные ядра ультрамафитов.

Не останавливаясь специально на характеристике фенитов, детально охарактеризованных во многих публикациях советских и зарубежных авторов, отметим только некоторые принципиальные моменты. Прежде всего, необходимо подчеркнуть, что фениты являются образованиями магматической стадии, завершающейся явлениями реоморфизма и выплавления нефелин-сиенитовых и других щелочных магм *in situ*. Их состав зависит как от состава подвергающихся анатексису пород, так и от действующей на них, преимущественно либо нефелинитовой (ийолитовой), либо карбонатитовой магмы. В последнем случае могут возникать не только силикатные, но и гибридные силикатно-карбонатные магмы, кристаллизующиеся в виде специфических холлаитов и козенитов. В зависимости от состава фенитов — лейкократового (полевошпатового, сиенитового), меланократового (существенно пироксенового) или промежуточного — конечными продуктами фенитизации могут быть реоморфические магматические нефелиновые сиениты, нефелин-пироксеновые породы

(ийолиты—мельтейгиты) или промежуточные — ювиты, малиньиты и др. (петрографии этих пород посвящены детальные, ставшие классическими монографии В. Бреггера и Г. Эккермана). Эту важнейшую черту процесса фенитизации следует иметь в виду, поскольку некоторые исследователи иногда относят к фенитам также и различные метасоматиты послемагматической стадии.

По площади и объему развития фениты обычно значительно превышают объем собственно интрузивных порций нефелинитовой (ийолитовой) магмы. Как показывают балансовые подсчеты, например выполненные А.С. Сергеевым совместно с группой исследователей карело-кольских комплексных массивов (А.А. Кухаренко, М.П. Орлова, А.Г. Булах и др.), в ходе фенитизации происходила интенсивная миграция химических компонентов. Количества окислов, привносимых в зоны фенитизации и выносимых из них, по данным А.С. Сергеева, измеряются сотнями килограммов на 1 м³ породы.

Параллельно в столь же крупных масштабах происходили метасоматические процессы и во внутренних частях комплексных массивов при замещении пироксенитов и оливинитов. В некоторых, наиболее крупных массивах наблюдаются все стадии замещения вплоть до почти полного преобразования этих пород, сохранившихся среди щелочных метасоматитов лишь в виде мелких реликтовых участков или отдельных, неправильных блоков, например в Ковдоре, Одихинче и др. Интересно отметить, что в щелочно-ультраосновных массивах Маймеча-Котуйской провинции Б.В. Гусевым по данным измерения остаточной намагниченности была выявлена единообразная ориентировка подобных, изолированных друг от друга блоков и участков; иным типом магнитной ориентировки характеризуются окружающие их ийолиты, что свидетельствует о формировании щелочных пород в другую, более позднюю эпоху палеомагнетизма.

Очевидно, что при таких крупных масштабах фенитизации и нефелинизации и подчиненной роли собственно магматических фаций образование щелочных пород далеко выходит за пределы обычного околоконтактового метасоматоза вокруг магматических интрузий. Поэтому формирование комплексных серий и ассоциаций щелочно-ультраосновных пород, фенитов и карбонатитов можно рассматривать как реальный пример инфильтрации потока или колонны мантийных щелочных флюидов (сквозьмагматических растворов). Этот процесс, начинающийся на глубине в участках щелочного метасоматоза мантийных пород и выплавления щелочно-ультраосновных магм, завершается вулканами, насаженными на комплексные массивы карбонатитов и щелочных пород.

Кульминацией процесса нефелинизации пироксенитов и оливинитов, как и при фенитизации, является выплавление анатектических, но не нефелин-сиенитовых, а ийолитовых расплавов, замещающих предшествующие нефелин-пироксеновые породы (ийолитизация). Магматические ийолиты заметно отличаются от их метасоматических аналогов отсутствием коррозионных гранобластовых и пойкилобластовых структур, отсутствием такситовых обособлений и зональных агрегатов гранита и флогопита, развивающихся на месте реликтов пироксенитов, и другими особенностями (сравнительная петрография тех и других пород была подробно рассмотрена автором ранее [8]).

Если не принимать во внимание, по мнению различных исследователей, явно метасоматических, существенно флогопитовых, гранат-флогопитовых, мелилит-форстеритовых, флогопит-диопсидовых, роговообманково-апатит-пироксеновых и других пород, переходных от пироксенитов и оливинитов к ийолитам, то можно констатировать, что собственно магматические щелочные и ультраосновные породы в совокупности не образуют закономерного петрохимического ряда. Наряду с отмеченными геолого-петрографическими особенностями это также указывает на отсутствие комагматичности, что следовало бы ожидать в случае генерации всего рассматриваемого комплекса пород в процессе последовательной кристаллизационной дифференциации и фракционирования меланократовых составов из общей исходной щелочно-ультраосновной магмы типа оливиновых мельтейгитов или нефелинитов. Это положение можно наглядно иллюстрировать с помощью предложенной ранее автором петрохимической диаграммы на примере пород Карело-Кольской и Маймеча-Котуйской провинций.

При том же способе проектирования, что и проектирование по методу Заварицкого, полный химический состав пород выражен несколько иными параметрами — A , Si , Ca и F , пересчитываемыми также на 100%. Из них Ca и Si соответствуют атомным количествам этих элементов, рассчитываемым по данным химического анализа, величина A эквивалентна количеству щелочных металлов и алюминия, заключенных преимущественно в нефелине, а параметр F равен сумме фемических компонентов и титана. Исключение плагиоклазового параметра " c " А.Н. Заварицкого обусловлено отсутствием плагиоклаза во всех породах щелочно-ультраосновных массивов. Таким образом, предлагаемая диаграмма в большей степени отражает особенности реального состава сравниваемых пород.

Как следует из соотношения параметров Si , F , Ca и A (рис. 42), фигуративные точки группируются в виде нескольких автономных роев, соответствующих главным группам щелочных и ультраосновных пород. Хотя для каждого из таких роев можно наметить определенные тренды, между собой они связаны последовательными переходами в порядке возрастной последовательности их формирования (оливиниты—пироксениты—ийолиты и мелилитовые породы). В значительной степени это обусловлено обычным отсутствием перидотитов в составе оливинит-перидотитовых ядер, т.е. пород оливин-пироксенового состава, переходных от оливинитов к пироксенитам. Таким образом, при формировании комплексных щелочно-ультраосновных массивов и переходе от ядер дунитов—оливинитов к окружающим их мономинеральным пироксенитовым зонам, а затем к нефелин-пироксеновым мельтейгитам и ийолитам не происходило постепенного закономерного изменения состава главных типов пород.

Это также не позволяет отождествлять ультрамафиты из комплексных массивов с кумулятивными фракциями дифференциации щелочно-ультраосновной магмы. Как было показано, в любых типах щелочных серий при магматической дифференциации фракционирование оливина большей частью идет совместно с пироксеном при самых различных количественных соотношениях между ними в кумулятивных оливин-пироксеновых фракциях, отделяющихся от остаточных щелочных расплавов. Поэтому преобладающими типами пород в щелочно-ультраосновных интрузивных комплексах должны были бы быть перидотиты, а не пироксениты. К этому

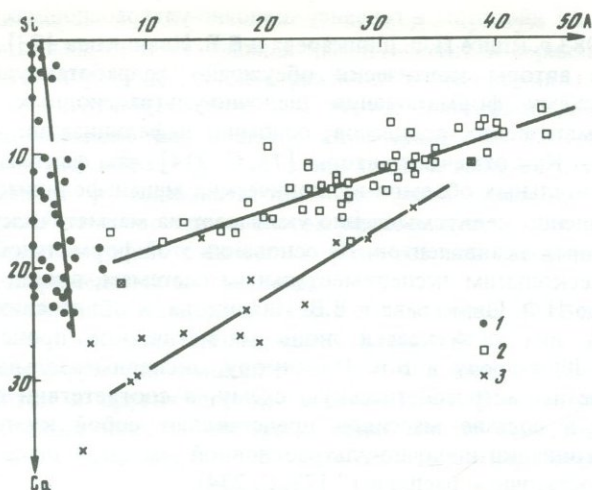


Рис. 42. Петрохимическая диаграмма A-Si-Ca ультраосновных и щелочных пород
 1 — ультрамафиты; 2 — ийолиты и другие щелочно-ультраосновные породы; 3 — меллитовые щелочные породы

добавим, что в участках мельтейгитов-ийолитов никогда не встречаются равновесные кумулятивные обособления (нодулы, шпирьы и т.п.) оливин-пироксенового состава. Обычны лишь реликты флогопитизированных и гранатизированных пироксенитов.

Переходя непосредственно к щелочно-ультраосновным нефелин-пироксеновым породам (ийолиты-мельтейгиты), отметим, что среди них в составе щелочных серий из комплексных массивов необходимо различать несколько генетических типов: 1) магматические интрузивные; 2) реоморфические ийолиты (ийолит-фениты); 3) продукты магматического замещения — ийолитизации щелочных метасоматитов; 4) метасоматические нефелин-пироксеновые с гранатом и биотитом, образующиеся в результате нефелинизации пироксенитов и других пород.

Хотя перечисленные типы ийолитов могут быть связаны друг с другом постепенными переходами, особенности их генезиса, несмотря на близость валового химического состава, приводят к существенным различиям не только в структурно-текстурном отношении, но и по парагенезисам совместных с нефелином и пироксеном других породообразующих минералов. Поэтому очевидно, что наличие в составе эффузивных ассоциаций существенно нефелин-пироксеновых лав (нефелиниты и др.) само по себе не может служить решающим доказательством магматического происхождения любых, близких к ним по общему химизму ийолитов из глубинных комплексных массивов.

Данное обстоятельство подчеркивает известный исследователь щелочных пород Д. Бейли. В обзорной работе, специально посвященной сравнению нефелинитов и ийолитов, он пишет, "что любое обобщение по химизму ийолитов, не учитывающее особенностей реального состава этих пород, просто может ввести в заблуждение" [80. С. 54]. В этом отношении пока-

зателен раздел по ийолитам и генезису щелочно-ультраосновных массивов в изданной в 1983 г. книге Н.Ф. Шинкарева и В.В. Иваникова [73].

Цитируемые авторы критически обсуждают разработанную нами в 50—60-х гг. схему формирования щелочно-ультраосновных массивов и роль метасоматических процессов, особенно нефелинизации, в образовании ийолитов. Как отмечают авторы [73. С. 214], сам факт нахождения в природе значительных объемов вулканических меланефелинитов и нефелинитов совершенно недвусмысленно указывает на магматическую природу их интрузивных эквивалентов. На основании этой формальной аналогии и данных по нескольким экспериментальным системам, вполне применимых, по мнению Н.Ф. Шинкарева и В.В. Иваникова, к объяснению генезиса ийолитов, для них допускается лишь магматическое происхождение. Согласно Н.Ф. Шинкареву и В.В. Иваникову, экспериментальные данные позволяют наметить петрогенетическую схему, в соответствии с которой "ультрабазиты в составе массивов представляют собой кумулятивную серию дифференциации щелочно-ультраосновной магмы, а щелочные дифференциаты — остаточные расплавы" [73. С. 234].

Однако из имеющихся геолого-петрографических данных, кратко рассмотренных выше, очевидно, что дуниты, оливиниты и пироксениты в составе центральных ядер или отдельных реликтовых блоков не могут быть приняты за кумулятивные фации по отношению к более поздним ийолитам и другим породам. Необходимо отметить, что наиболее полно полиформационная природа комплексных щелочно-ультраосновных массивов и возрастная разобщенность ультрамафитов и ийолитов могли быть ранее изучены только на отечественных примерах, поскольку в зарубежных провинциях подобные массивы редки. Лишь сравнительно недавно в щелочных провинциях Южной Америки также были выявлены многочисленные комплексные массивы, где дуниты и пироксениты ассоциируют с генетически разными породами — щелочными сиенитами, гранитами и карбонатами, а ийолиты могут отсутствовать.

В этом случае особенно четко выступает генетическая независимость дунитов и более поздних щелочно-карбонатитовых комплексов, поскольку невозможно представить дуниты как комплементарную кумулятивную фацию по отношению к сиенитам или гранитам, объединяя все эти породы в комагматическую серию. Тем не менее некоторые исследователи Карело-Кольской и Алданской провинций подобным путем формального объединения дунитов и оливинитов с разными щелочными породами и карбонатитами (среднее по провинции) даже предлагали оценивать состав исходной мантийной магмы.

Переходя к правомерности сопоставления экспериментальных и геологических данных, можно заметить, что модельные системы А. Шерера и Х. Йодера, Д. Бейли и А. Шерера и некоторые другие, несомненно, заслуживают внимания при объяснении ряда особенностей кристаллизации первичных щелочно-ультраосновных магм. Это в первую очередь относится к относительно простым меланефелинитовым или меллитит-нефелинитовым породам и исходным магмам, участвующим в образовании вулканогенных серий. Однако к интерпретации генезиса основной массы ийолитов—мельтейгитов из глубинных интрузивно-метасоматических комплексов они непосредственно не применимы.

Н.Ф. Шинкарев и В.В. Иваников, проводя прямую аналогию между экспериментальными и реальными магматическими сериями, фактически упускают из виду существенные различия в минеральном составе серий. Известно, что неотъемлемой частью экспериментальных систем является парагенезис нефелина не только с пироксеном, но в первую очередь с меллитом и оливином. Однако в ийолитах и мельтейгитах из щелочно-ультраосновных и карбонатитовых массивов оливин, как правило, отсутствует. В то же время их типоморфными породообразующими минералами являются гранат и биотит, но как раз они отсутствуют в привлекаемых экспериментальных системах.

Также и меллит не может быть взят в качестве обычного породообразующего минерала ийолитов-мельтейгитов; он входит в состав хотя и ассоциирующих с ийолитами, но геологически обособленных от них турьяитов и других пород, встречающихся в отдельных массивах. Их генезис также является дискуссионным, многие исследователи считают турьяиты метасоматическими и даже постмагматическими (А.А. Кухаренко, М.П. Орлова, А.Г. Булах и др.).

Имея в виду гипотезы происхождения щелочно-ультраосновных пород и магм, основанные на экспериментальных данных, Д.К. Бейли в уже цитированном обзоре далее пишет: "Одно из основных допущений во всех рассмотренных выше гипотезах (имеются в виду гипотезы, основанные на интерпретации экспериментальных данных А. Шерера и Х. Йодера, К. Онума и К. Яги, О'Хара и др. — Л.Б.) заключается в том, что плавление и кристаллизация происходят в закрытой системе при постоянном валовом составе. Но если принять во внимание высокие содержания летучих в нефелинитовой ассоциации, это допущение становится весьма сомнительным или даже совершенно неприемлемым" [80, с. 74].

Тем более неприемлема для анализа коррозионных взаимоотношений нефелина и реликтовых пироксеновых агрегатов ("неоднородностей", по Н.Ф. Шинкареву и В.В. Иваникову [73]) система $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ при 1 атм, по Д.К. Бейли и А. Шереру, с характерным для нее парагенезисом нефелина, гематита и эгирина. Не только гематит, но и самостоятельные выделения эгирина в ийолитах-мельтейгитах отсутствуют. Появление эгириновой составляющей обусловлено процессом метасоматической эгиринизации слабощелочного диопсида-титанавгита (по трещинам в кристаллах и в виде неравномерных каемок). Примечательно, что сам Д.К. Бейли в упоминавшемся обзоре ссылается на данную систему в связи с существенно эгириновыми малиньитами и полевошпатовыми (альбитовыми) мельтейгитами, но не ийолитами.

Не обсуждая других дискуссионных допущений Н.Ф. Шинкарева и В.В. Иваникова, отмечу, что привлечение современных экспериментальных данных имело бы гораздо больший смысл применительно к нефелин-меллитовым породам (турьяиты и др.). По возможности сравнения магматических интрузивных и метасоматических фаций и по положению в общей генетической последовательности формирования щелочно-ультраосновных массивов эти породы близки к ийолитам. Наряду с этим они принципиально отличаются от ийолитов-мельтейгитов присутствием оливина и меллита в качестве главных породообразующих минералов. Эта особенность состава выдвигает их в качестве более реального объекта для сравнитель-

ного петрологического анализа с использованием данных по модельным экспериментальным системам, близким к мелилитовым нефелинитам и другим, действительно магматическим породам [15].

В общем петрохимическом аспекте сравнение магматических, в первую очередь эффузивных, щелочных серий и преимущественно метасоматических (ийолит-мельтейгитовых) позволяет наглядно оттенить одну из наиболее принципиальных сторон магматической дифференциации, относящуюся к поведению щелочных металлов — калия и натрия. В различных базальтоидных дифференцированных сериях, как следует из рассмотренных нами примеров, накопление калия и натрия в процессе кристаллизационной дифференциации длительное время не приводит к появлению их собственных минеральных фаз. Лишь к концу дифференциации, при заметном повышении концентрации обоих металлов и переходе к остаточным трахитовым или феолизитовым фракциям наряду с плагиоклазом, аккумуляровавшим до этого основную массу щелочных металлов, начинает выделяться щелочной полевои шпат в качестве самостоятельной фазы.

Однако и в этом случае калий подчинен более распространенному натрию и не представлен собственной минеральной фазой. Так, в анортоклазах из щелочно-базальтовых и базанитоидных серий количество K_2O может достигать 4—5%, что соответствует соотношению ортоклазового и альбитового минералов как 30:(60—70). Лишь в результате фракционирования кислого плагиоклаза, не концентрирующего калия, и анортоклаза, возможно такое значительное возрастание концентраций калия, которое приводит к появлению санидина. Аналогично ведут себя оба щелочных металла и в большинстве щелочно-ультраосновных серий, где основная масса калия захватывается нефелином.

Напротив, в нефелин-пироксеновых породах, составляющих основную массу тел ийолитов—мельтейгитов в комплексных массивах и формирующихся в результате взаимодействия щелочных растворов с пироксенитами и оливинитами, отсутствует прямая зависимость между валовым содержанием калия и натрия в породе и появлением их самостоятельных минералов. Поэтому такие минералы, как нефелин и флогопит (биотит), могут появляться даже при низком общем содержании щелочей, образуя тем не менее крупные одиночные выделения (метакристы) в массе реликтовых пироксенитовых агрегатов. При этом наряду с коррозионными соотношениями этих минералов, столь типичными для нефелин-пироксеновых пород, не менее характерны и мономинеральные флогопитовые и гранат-флогопитовые оторочки вокруг реликтов пироксенитов, каемки эгиринизации, сопровождающие метасоматические жилки или цепочки метакристаллов нефелина и т.д.

По мере прогрессирующей нефелинизации (ийолитизации) и вытеснения "мельтейгитов" "ийолитами" с обычным для нефелинизации значительным преобладанием натрия над калием происходит и замещение коррозионных гранобластовых гранатовых и гранат-флогопитовых агрегатов нефелин-пироксеновыми. При этом на месте реликтового пироксена — титанавгита, авгит-салита первичных пироксенитов — образуется более щелочной пироксен (эгирин-диопсид). Подобные резко неравновесные, реакционные взаимоотношения реликтовых и новообразованных минералов не имеют ничего общего с неоднородностями состава магматических ийолитов—мельтей-

гитов, связанными лишь с различными количественными соотношениями нефелина и пироксена в равновесных кристаллизационных парагенезисах этих минералов. В то же время смена мономинеральных и биминеральных флогопитовых, гранатовых, гранат-мелилитовых, гранат-флогопитовых и других метасоматических парагенезисов устойчивыми двух- и трехминеральными фациями магматического типа соответствует и общей геологической метасоматической кольцевой зональности, проявленной в масштабе того или иного массива в целом: от центральных участков ослюденелых и гранатизированных пироксенитов к периферическим приконтактовым нефелин-пироксеновым породам.

Таким образом, в качестве характерной черты метасоматических процессов при формировании близких по составу к ийолитам фаций в рассматриваемых комплексных массивах можно указать активную минералообразующую роль щелочных металлов при их вполне подвижном поведении. В первую очередь этот вывод относится к калию, так как собственно калиевый минерал флогопит является типоморфным минералом метасоматических ийолитов. Исходя из этого, на основе известного метода парагенетического анализа Д.С. Коржинского автором были сопоставлены биотит-, и гранатсодержащие парагенезисы ийолитов и турьяитов с парагенезисом мелилит-оливиновых щелочных базальтоидов в зависимости от изменения химических потенциалов щелочей (рис. 43). В качестве виртуальных инертных компонентов взяты Са, Mg и Al. Таким образом, диаграмма позволяет одновременно учитывать концентрационные соотношения пяти виртуальных компонентов. Условия построения диаграммы приведены были автором в предыдущих работах, поэтому здесь будет дана лишь общая характеристика этой диаграммы.

Диаграмма объединяет три пучка: $[Gr]$, $[Ol]$ и $[Ne]$. Первый из них характеризует парагенезисы магматических щелочно-ультраосновных пород, преимущественно в эффузивных и дайковых фациях, второй пучок $[Ol]$ представляет совокупность парагенезисов, характерных для различных фаций нефелин-пироксеновых пород, как собственно магматических ийолитов—мельтейгитов, так и нефелин-пироксеновых метасоматитов типа ийолитов. Наконец, третий пучок $[Ne]$ объединяет преимущественно метасоматические парагенезисы распространенных беспироксеновых фаций (без участия нефелина в реакциях фациальных переходов).

Основная часть диаграммы пироксенсодержащих парагенезисов (выше линии $Pi \rightleftharpoons Gr(Per) + Ol$) линией реакции $Ne + Ol \rightleftharpoons Bi$ делится на два главных поля: верхнее поле щелочно-ультраосновных магматических пород (щелочных базальтоидов, по старой терминологии) — меланефелинитов, оливиновых нефелинитов, нефелинитов и мелилититов; нижнее поле ийолитов и турьяитов. Реакция $Ne + Ol \rightleftharpoons Bi$ имеет широкое значение, поскольку характеризует не только обсуждающуюся выше смену метасоматических фаций в процессе нефелинизации, но и кристаллизацию щелочно-ультраосновных магматических расплавов на конечных этапах кристаллизационной дифференциации в условиях повышенной активности калия и летучих (вода, фтор). Очевидно, что эти условия большей частью не выполняются для вулканических фаций, поскольку при извержении магматические расплавы теряют значительную часть летучих компонентов и "остаточного" калия.

Для верхнего безбиотитового (эффузивного) поля диаграммы четко видна смена парагенезисов по мере увеличения общей щелочности: $Me + Py + Ol$ и $Me + Ol + Ne \rightarrow Ne + Me + Py \rightarrow Ne + Py + Ol$ и $Ne + Py$ или оливиновый мелилитит, оливин-нефелиновый мелилитит, нефелиновый мелилитит, мела-нефелинит, нефелинит. С такой последовательностью согласуется наблюдаемая последовательность дифференциации в эффузивных нефелинитовых сериях, равно как и схема фракционирования, устанавливаемая по мере понижения температуры при кристаллизации в упоминавшихся выше модельных экспериментальных системах А. Шерера, Х. Иодера и др.

Из диаграммы видно, что мелилит, особенно в парагенезисе с оливином, устойчив лишь при условии пониженной общей и калиевой щелочности. Следовательно, данный фактор наряду с недосыщенностью расплавов кремнеземом и определяет стабильность мелилита. Поэтому нет необходимости рассматривать возможность его нахождения в щелочно-ультраосновных породах в зависимости от содержания фактически отсутствующего в них санидинового компонента. Очевидно, что "санидиновая" система А. Эдгара и Р. Платта, скорее, пригодна для интерпретации гибридных нефелинит-фонолитовых серий, распространенных в субвулканических фациях, где широко проявлено сонахождение самых различных магматических и реоморфических продуктов. Таким образом, можно прийти к общему заключению, что предлагаемая нами петрохимическая диаграмма по сравнению с частными диаграммами экспериментальных систем имеет более универсальный характер и удобна для генетической интерпретации всей ассоциации щелочно-ультраосновных эффузивных, интрузивных и метасоматических серий.

Глава 5

ИЗВЕСТКОВЫЕ И ТОЛЕИТОВЫЕ СЕРИИ

Рассмотренные в предыдущих главах магматические серии в совокупности характеризуют основную массу вулканитов орогенных и рифтогенных провинций — континентальных и океанических (островных и островодужных). В петрологическом плане эти серии интересны прежде всего тем, что представляемые ими дифференцированные ряды магматитов охватывают широкий спектр пород, весьма различных в петрохимическом отношении. Петрохимические различия в наибольшей степени проявлены у конечных магматических дифференциатов, как при их сравнении с исходными базальтами, так и между собой, при сопоставлении рядов магматитов из разных полей щелочности. Эти различия наглядно выражены в минеральном составе изверженных пород и особенно ярки для контрастных по кислотности и щелочности дифференцированных серий, кварцсодержащих или фельдшпатоидных, нормально-щелочных или агпаитовых.

Наибольшей контрастности главных петрохимических параметров обычно соответствует и геохимическая контрастность, поскольку особенности распределения редких и малых элементов-примесей тесно сопряжены с поведением главных петрогенных элементов в процессе кристаллизационной магматической дифференциации. Эта сопряженность, названная

нами в предыдущих работах геохимической когерентностью, наиболее явно обнаруживается в параллельной концентрации щелочей и остаточных литофильных элементов — Nb, Ta, Zr, р.з.э. и др., что ведет к появлению их высоких, вплоть до промышленных концентраций в остаточных щелочных магмах. Одновременно, еще при переходе от исходных базальтов к андезито-базальтам и андезитам, резко падает содержание хрома, никеля и некоторых других элементов с большими величинами коэффициентов распределения между выделяющимися минералами и остаточными расплавами.

Кристаллизация остаточных высокощелочных расплавов, также обогащенных и летучими компонентами, особенно в агпаитовых сериях, приводит к образованию ряда позднемагматических рудных формаций: от пегматитовых и грейзеновых до апогранитовых и альбититовых, агпаитовых нефелин-сиенитовых и карбонатитовых. С ними тесно связано проявление интенсивного щелочного и кислотного позднемагматического метасоматоза. Все это подчеркивает значение параметров щелочности и кислотности как показателей петрохимической и геохимической дифференцированности серий, их эволюционного пути, пройденного от состава исходных базальтовых магм.

Из этого следует, что любые наименее щелочные и кремнекислые базальтоиды можно было бы отнести к наименее дифференцированным магматитам. Однако подобный вывод справедлив не в полной мере, так как наряду с рассмотренным генеральным направлением магматической эволюции — боуэновским эволюционным трендом известен и другой, замкнутый в относительно узком диапазоне низких содержаний щелочей и кремнезема. Этот тренд — толеитовый или феннеровский — ограничен вариациями составов преимущественно в пределах ряда ультрабазитов—базитов. Соответственно для его характеристики считаются предпочтительными не степень щелочности, а иные петрохимические параметры — степень магнетизальности или соотношение железа и магния (фемический параметр), а также различия в содержании титана для некоторых групп пород.

Магматические серии, ограниченные толеитовым трендом дифференциации в его первичном, наиболее явном выражении — возрастании абсолютного содержания железа при сохранении более или менее постоянного содержания кремнезема, принадлежат к другому крупному подразделению магматитов по сравнению с рассмотренным в предыдущих главах. В эффузивных проявлениях этот класс магматитов составляют громадные объемы океанических и континентальных толеитов (траппов), а в субвулканических и плутонических фациях — редкие массивы расслоенных базитовых интрузий и силлов (Скергаард, Бушвельд и др.). Это область иных петрологических и геохимических закономерностей, отражающих по сравнению с известково-щелочными сериями существенно иные физико-химические условия магматической дифференциации (длительное термостатирование и сохранение высокой температуры, безводность и низкая активность кислорода).

Разнообразие состава пород в формирующихся при этих условиях сериях обусловлено либо процессами непосредственно мантийного magmaобразования (различные степени фракционного плавления и смешения выплавляющихся на разных уровнях мантийных расплавов и кумулатов), либо

комбинированным проявлением ликвации и кристаллизационной дифференциации. Последнее приводит к накоплению высокотемпературных минералов — основного плагиоклаза, оливина, магнетита, ильменита, сульфидов — и их выделению в виде силикатных или рудных пород, не характерных для магматических серий первого (боуэновского) типа. Принципиально отличны для них и эманационные процессы позднемагматической стадии, где ведущая роль принадлежит сере и отчасти хлору, но не фтору и калию, как в поздних щелочных и гранитоидных дифференциатах. Поэтому в толеитовых магматических сериях в качестве остаточных концентрируются малые элементы сидерофильной и сульфидной группы — платиноиды, никель, титан, ванадий и др., но не редкие литофильные элементы.

В связи со спецификой петрологии типичных толеитовых серий, завершающихся формированием фемических, а не салических дифференциатов, детальное рассмотрение их петрохимических особенностей является специальной задачей и выходит за рамки данной книги. Вместе с тем нельзя не отметить того обстоятельства, что термин "толеиты" в современной геологической литературе многими исследователями фактически применяется как "размытое понятие" при характеристике любых низкощелочных, например низкокальциевых базальтоидов, независимо от того, идет ли их дифференциация по фемическому (феннеровскому) типу — с накоплением железа или нет. При этом часто петрологический критерий абсолютной железистости подменяется относительным — соотношением относительной концентрации железа и магния на диаграмме *AFM*. Это маскирует разницу между принципиальными петрологическими особенностями боуэновского и феннеровского эволюционных трендов.

На недостаточной пригодности диаграммы *AFM* для общего петрологического анализа дифференцированных магматических серий мы уже останавливались в предыдущих главах. Дополнительно необходимо отметить, что толеитовый тренд на диаграмме *AFM* и использование отношения $\Sigma \text{Fe}/\text{Mg}$ в качестве показателя степени дифференциации не позволяют четко противопоставлять известково-щелочные серии наиболее пониженной щелочности (известковое поле I на диаграмме $(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca}-A_c$) и специфические "полутолеитовые" серии. В последних на начальном этапе дифференциации действительно следует толеитовому тренду, но в дальнейшем, как и в известково-щелочных сериях, концентрация железа неуклонно уменьшается, а содержание кремнезема значительно возрастает уже при выделении средних типов пород (андезит-базальты и андезиты). Это принципиально отличает данные породы от типичных толеитов, несмотря на сходство трендов на диаграмме *AFM*. При этом не учитывается то обстоятельство, что в эталонной скергаардской толеитовой серии к тренду возрастающей железистости (параллельно стороне *MF*), согласно Л. Уэйджеру и Г. Брауну принадлежит фактически весь объем интрузии (точнее, 97% ее объема) а состав пород не выходит за пределы типичных габброидов (45–49% SiO_2); перегибу тренда к отрезку *FA* соответствует резкий переход от габбро к поздним гранофирам без промежуточных между ними пород [85].

Эти и другие обстоятельства, относящиеся к обоснованию скергаардского тренда, подробно разбираются в монографии Я. Кармайкла с соавторами [90]. Авторы приходят к выводу о недостаточно доказанном генети-

ческом соответствии этого тренда реальной истории становления скергаардской интрузии. В случае других толеитовых эталонов, у которых контрастность основных и конечных дифференциатов проявлена в меньшей степени, нетрудно видеть, что собственно толеитовый тренд отвечает, в сущности, лишь базальтовой части общей дифференцированной серии. Поэтому подобные серии (типа Тингмули) не следует отождествлять с теми низкощелочными сериями, которые вообще не дифференцируются по толеитовому тренду, хотя и не выходят за пределы низкощелочного, наиболее известкового поля диаграммы $(Na + K)/Ca - A_c$. В этих сериях при сохранении общей относительно низкой щелочности по мере дифференциации от базальтов к риолитам железистость уменьшается, а кремнекислотность и щелочность возрастают, как и в других сериях.

Имея в виду эти принципиальные различия, целесообразно привести примеры тех и других серий. Как будет видно из этих примеров, понятие "толеитовый" вовсе не равнозначно понятиям "низкощелочной" или "известковый", поскольку серии, начинающиеся как толеитовые, могут в главной своей части принадлежать к обычному известково-щелочному полю и даже находиться на границе с субщелочным полем. Напротив, весь ряд собственно известковых, хотя и не толеитовых дифференциатов в некоторых не толеитовых сериях не выходит за пределы низкощелочного поля I. Поэтому расширительное использование понятия "толеиты" в общем контексте петрохимического сопоставления с известково-щелочными и щелочными группами базальтоидов и других магматитов может быть причиной недоразумений и путаницы¹. Между тем во многих случаях "толеит" как раз и означает лишь указание на низкокалиевый или низкощелочной состав базальта, хотя для него не доказана принадлежность к общей комагматической группе пород с очевидным трендом возрастания валовой железистости. Конечно, в подобных случаях данный термин лучше не применять.

В качестве примеров известковых серий — наиболее низкощелочных представителей боуэновского эволюционного тренда — далее будут приведены островодужные серии Малых Антильских островов, а в качестве толеитовых — серий островов Тонга и Галапагос. Последние две серии, а также эталонная для толеитов серия Тингмули в совокупности демонстрируют разные степени щелочности вплоть до нахождения большей части дифференциатов за пределами низкощелочного известкового поля.

Вулканические серии Малой Антильской островной дуги

В пределах этой дуги, протягивающейся на юго-восток от Пуэрто-Рико к побережью Венесуэлы почти на 700 км, выделяются две тектонические зоны — внешняя, восточная и внутренняя, западная. К внутренней, миоцен-плиоценовой зоне приурочены 15 крупных вулканических островов, сформированных на коре океанического типа. Предполагается, что актив-

¹ Этому способствует и нечеткость классификационной основы типизации базальтов, когда используются совместно неоднозначные минералогические и химические критерии, например при противопоставлении "пиконитовых" и "высокоглиноземистых" серий как низкощелочных и нормальнощелочных.

ная послемииоценовая вулканическая деятельность здесь является следствием магматизма, вызванного плавлением субдущированного клина океанической коры при ее пододвигании под Карибскую плиту. При этом частично плавился и вышележащий мантийный материал. Поэтому состав магматических расплавов, исходных для различных вулканических серий, может отражать не только неоднородности мантийных и коровых источников, но и процессы смешения различных глубинных магм.

В первом приближении вулканы могут быть разбиты на две главные группы: базальт-андезитовые (Сент-Китс, Сент-Винсент, Гренада) и андезит-дацитовые (Доминика, Мартиника и др.). При общем для них преобладании известково-щелочных пород достаточно определенно выражена тенденция к повышению щелочности с севера на юг. В вулканической формации крайнего южного о-ва Гренада наряду с известково-щелочными вулканиками встречаются и щелочные базанитоиды. Самые северные островные серии (Сент-Китс) нередко определялись как толеитовые. Общая характеристика вулканизма дуги и библиография основных работ приведены в работе [85].

В целом для дуги, по данным Г. Брауна, Дж. Холланда и др., очевидно значительное преобладание андезитов и андезитобазальтов (42%), а также дацитов (39%) над собственно базальтами (13%) и риодацитами (2%). Среди них типичны порфиновые разности с фенокристами оливина, плагиоклаза, авгита и роговой обманки. Для многих вулканических толщ также характерны включения блоков плутонических кумулятивных пород, сложенных преимущественно анортитом (до 60%), роговой обманкой (35%) и магнетитом (5%), а также оливином и пироксеном.

Несмотря на исключительно большой объем аналитических данных (свыше 1500 проб, охарактеризованных полными химическими анализами и данными по содержанию редких элементов), имеющиеся в литературе выводы о петрохимической типизации Малых Антил противоречивы. По мнению Г. Брауна и др., четко вырисовывается последовательное изменение состава вдоль дуги: от толеитов северного острова Сент-Китс через известково-щелочные серии в центре дуги к крайней южной щелочно-базальтовой серии о-ва Гренада. В доказательство ими приведены обычные для современного петрохимического анализа диаграммы соотношения щелочей, железа, магния и кремнезема [85].

Как следует из модельных расчетов, отделение около 50% анортит-роговообманкового кумулата от состава предполагаемого исходного толеитового базальта на первой стадии дифференциации приведет к генерации андезит-базальтовой магмы. В результате последующего фракционирования иных количеств тех же минералов, но уже в субвулканических условиях образуется андезитовая магма. При понижении температуры она дифференцируется до риодацитов. Источником для первичных оливин-базальтовых толеитовых магм, как полагают, могла служить субдущированная океаническая, в той или иной степени деплетированная кора. Для южной части дуги, где наряду с обычными присутствуют щелочные базальты, допускается в качестве главного источника исходной магмы плавление мантийных гранатовых лерцолитов. В этом случае на первой стадии дифференциации отделялись оливин и авгит (щелочные и субщелочные базальты), а затем плагиоклаз и роговая обманка (остаточные андезит-да-

цитовые серии). Высказывались и иные представления. Так, по представлениям группы исследователей — Б. Ганна, Дж. Рообола, А. Смита — петрохимическая разница между сериями отдельных островов дуги не существенна — все они принадлежат к известково-щелочному типу без заметного обогащения железом [131].

В связи с обсуждаемыми вопросами рассмотрим на основании данных по химическому составу типичных пород (табл. 36) соотношение наиболее контрастных типов серий на диаграммах $(Na + K)/Ca - A_c$ и Fe (общее) $- A_c$. В первую очередь целесообразно сравнить наиболее щелочную серию о-ва Гренада и серию о-ва Сент-Китс, принимаемую Г. Брауном и др. в качестве толеитовой. На трендовой диаграмме (рис. 44) четко видна специфика сравниваемых серий: о-ва Гренада отличается несколько повышенной щелочностью и находится в известково-щелочном поле, а серии островов Доминика и Сент-Китс — в низкощелочном известковом. Конечно, если отождествлять понятия "толеитовый" и "низкощелочной", то можно было бы допустить отнесение серий о-ва Доминика и о-ва Сент-Китс к толеитовым. Но из соотношения суммарного железа с A_c как показателем дифференциации (рис. 45) определенно вытекает, что и в "щелочной" серии о-ва Гренада и в "толеитовой" о-ва Сент-Китс не происходит возрастания железистости по мере дифференциации. Иначе говоря, обе серии следуют боуэнсовскому тренду, и в этом смысле обе они известково-щелочные, хотя и различной степени щелочности.

Таким образом, среди вулканитов Малой Антильской дуги нет толеитов, как впрочем и нет собственно щелочно-базальтовых дифференцированных серий (мы не рассматриваем здесь особой группы слабодифференцированных щелочных базальтов и базанитоидов о-ва Гренада, содержащих по данным Р. Аракулуса до 5–8% нормативного нефелина. Эта группа пород фактически не представлена среди наиболее массовых, типичных для серии о-ва Гренада составов, рассчитанных Г. Брауном и др.).

Тем не менее нельзя полностью согласиться с представлениями А. Смита и др. о петрохимическом сходстве всех вулканических серий Малых Антиль. Дело не только в том, что они принадлежат к разным полям нашей классификационной диаграммы и должны быть противопоставлены друг другу как собственно известково-щелочные (о-в Гренада) и известковые (острова Доминика и Сент-Китс). Хотя разница в щелочности—известковистости между ними не очень велика, трендовая диаграмма подчеркивает более принципиальное между ними различие, отражающее их петрологическую специфику. Остановимся на этом различии несколько подробнее.

Как видно из диаграммы (см. рис. 44), близкий к линейному тренд серии о-ва Гренады принадлежит к главному трендовому пучку базальтоидных серий, для которых следует предполагать петрохимически однотипные мантийные источники или первичные протобазальтовые магмы. Известковые серии о-ва Сент-Китс и о-ва Доминика характеризуются иными, не линейными трендами, не относящимися к главному трендовому пучку базальтоидных серий, и, следовательно, должны быть связаны с иными менее щелочными первичными магматическими источниками и иным типом дифференциации. Этот петрологический вывод согласуется с кратко изложенными выше выводами исследователей вулканизма Малой Антильской дуги о двух принципиально разных типах магматических источ-

Таблица 36. Химический состав типовых серий Малой Антильской дуги

Компонент	о-в Гренада						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	45,58	47,42	49,29	51,49	53,63	55,52	57,35
TiO ₂	0,93	0,91	0,93	0,87	0,92	0,83	0,75
Al ₂ O ₃	16,49	17,17	17,39	17,89	18,66	18,65	17,25
Fe ₂ O ₃	2,52	2,52	2,54	2,26	2,41	2,13	1,87
FeO	6,98	7,01	7,03	6,28	6,69	5,90	5,20
MnO	0,17	0,18	0,18	0,16	0,19	0,17	0,15
MgO	11,86	9,31	7,32	6,29	5,22	4,54	4,13
CaO	12,23	12,12	11,88	10,54	8,58	8,05	8,58
Na ₂ O	2,53	2,52	2,69	3,27	2,90	3,28	3,49
K ₂ O	0,72	0,83	0,76	0,95	0,81	0,93	1,23
A _c	0,54	0,59	0,65	0,70	0,80	0,85	0,88
(Na + K)/Ca	0,44	0,46	0,49	0,67	0,72	0,87	0,91
Ba	350	294	302	398	378	338	466
Nb	8	5	6	6	7	7	8
Zr	94	81	86	96	114	117	143
Y	21	22	23	23	25	24	26
Sr	785	867	838	738	652	530	726
Rb	16	15	14	23	25	24	36
Ni	360	234	152	129	142	104	104
Cr	822	557	346	285	289	238	254
V	245	245	249	215	195	187	156

Компонент	о-в Гренада				о-в Сент-Китс		
	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	59,27	61,57	63,29	65,62	48,01	51,55	53,56
TiO ₂	0,65	0,59	0,54	0,50	1,01	0,99	1,01
Al ₂ O ₃	17,67	17,39	17,11	17,33	20,21	19,93	19,71
Fe ₂ O ₃	1,71	1,56	1,33	1,14	2,59	2,34	2,26
FeO	4,74	4,33	3,69	3,15	7,19	6,48	6,26
MnO	0,14	0,13	0,11	0,07	0,17	0,18	0,18
MgO	2,96	2,64	2,28	1,52	6,18	3,95	3,13
CaO	7,44	6,63	6,22	4,93	12,31	11,18	10,10
Na ₂ O	3,88	3,66	3,76	3,82	2,11	3,02	3,31
K ₂ O	1,52	1,50	1,66	1,93	0,21	0,36	0,48
A _c	0,94	1,04	1,10	1,22	0,65	0,74	0,80
(Na+K)/Ca	1,19	1,27	1,41	1,87	0,33	0,53	0,65
Ba	546	582	640	753	76	126	146
Nb	10	11	11	13	1	2	1
Zr	169	176	170	209	45	65	77
Y	28	28	21	22	16	22	25
Sr	877	752	780	827	277	290	297
Rb	43	51	61	83	4	5	9
Ni	66	66	53	45	19	11	4
Cr	152	148	122	112	32	17	5
V	140	127	92	88	277	235	205

Таблица 36 (окончание)

Компоненты	о-в Сент-Китс						Средние составы	
	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	55,34	57,28	59,62	61,42	63,09	65,30	58,26	57,39
TiO ₂	0,89	0,78	0,71	0,64	0,59	0,47	0,77	0,71
Al ₂ O ₃	19,05	17,95	17,71	17,28	16,82	16,24	18,28	17,32
Fe ₂ O ₃	2,18	2,07	1,93	1,82	1,63	1,49	2,02	1,92
FeO	6,03	5,72	5,34	5,06	4,52	4,13	5,58	5,31
MnO	0,17	0,19	0,18	0,18	0,15	0,16	0,17	0,16
MgO	3,06	3,05	2,62	2,22	2,04	1,48	2,90	3,91
CaO	9,46	9,04	7,72	7,34	7,04	6,35	8,11	8,49
Na ₂ O	3,28	3,37	3,55	3,41	3,35	3,62	3,33	3,10
K ₂ O	0,53	0,56	0,62	0,61	0,76	0,75	0,57	0,95
A _c	0,85	0,91	1,00	1,08	1,15	1,24	0,96	0,92
(Na + K)/Ca	0,70	0,75	0,93	0,94	0,99	1,17	0,83	0,79
Ba	146	165	174	177	218	196	162	245
Nb	1	1	1	1	2	1	1	4
Zr	81	88	96	96	97	107	87	107
Y	24	26	25	25	22	23	24	26
Sr	301	309	284	275	292	296	290	340
Rb	10	11	13	13	14	16	11	36
Ni	4	2	3	4	3	3	5	50
Cr	6	6	17	7	13	7	11	2
V	168	123	110	97	97	58	140	—

1—5; 12—14 — базальты; 6, 7, 14—16 — андезито-базальты; 8—10, 17—19 — андезиты; 11, 15 — дациты; 21 — Сент-Китс; 22 — вулканиты всей дуги.

ников — мантийном перидотитовом (неистощенном) для вулканитов типа о-ва Гренада и базальтовом, океаническом толеитовом — за счет плавления субдуцированной истощенной (деплетированной) океанической коры в случае генерации большей части вулканитов дуги, в том числе и для серий о-ва Сент-Китс и о-ва Доминика. Таким образом, по сравнению с предыдущими исследованиями предлагаемый нами метод петрохимического анализа, в сущности, является методом петрологической интерпретации главных генетических различий между рассматриваемыми сериями.

С выводами, вытекающими из интерпретации геолого-петрографических и петрохимических данных, согласуются и результаты геохимического анализа. Обширная геохимическая информация, накопленная в результате детальных исследований Малых Антилл включает данные о распределении в вулканитах как литофильных (Nb, Zr, Y, Sr, Rb, TR), так и сидерофильных элементов (Ni, Cr, V). Эти данные, особенно различия в составе легких и тяжелых лантаноидов, а также и по изотопии стронция и неодимия, были использованы для выяснения роли мантийных и коровых источников при обосновании предыдущими исследователями упоминавшихся выше петрогенетических моделей и выяснения связей и пе-

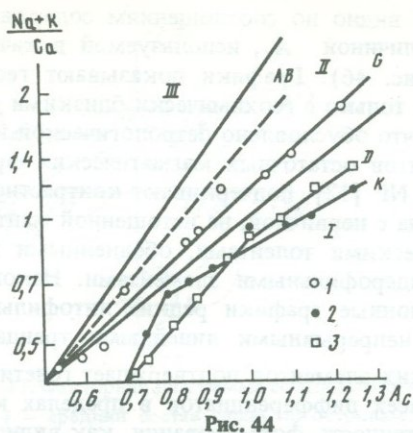


Рис. 44

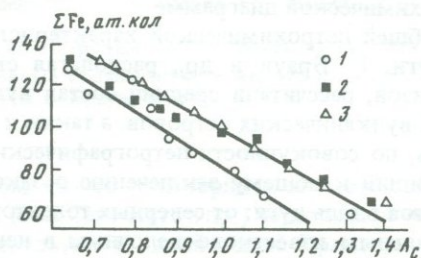


Рис. 45

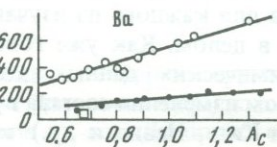
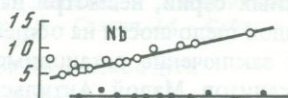
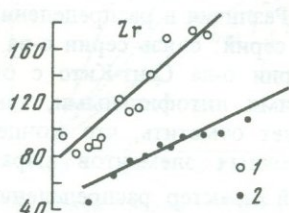
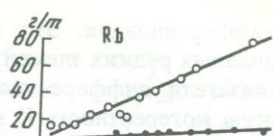


Рис. 46

Рис. 44. Тренды дифференциации вулканогенных серий Малой Антильской дуги
1 — о-в Гренада (G); 2 — о-в Сент-Китс (K); 3 — о-в Доминика (D)

Рис. 45. Зависимость общей железистости от A_c для серий разной щелочности
1 — о-в Гренада; 2 — о-в Сент-Китс; 3 — о-в Доминика

Рис. 46. Зависимость содержаний литофильных редких элементов от A_c в вулканах Малой Антильской дуги
1 — о-в Гренада; 2 — о-в Сент-Китс

реходов от одних типов островных вулканических серий к другим. Как было показано К. Хоуксвортом и М. Пауэллом, сопоставление данных по редким элементам и комбинированным изотопным соотношениям $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ хорошо согласуется с моделями образования основной массы андезитов и дацитов в процессе фракционной кристаллизации базальтовой магмы, а также с разным составом мантийных источников для серии о-ва Гренада по сравнению с остальными островами. Не разбирая более подробно эти и другие геохимические положения, остановимся дополнительно на некоторых выводах выполненного автором ранее сравнительного геохимического анализа наиболее контрастных петрологических серий [12].

Различия в щелочности и редкоэлементном составе исходных магматических источников для серии о-ва Гренада и о-ва Сент-Китс не только сохраняются, но и усиливаются в процессе последующей магматической

кой дифференциации. Это хорошо видно по соотношениям содержаний литофильных редких элементов с величиной A_c , используемой в качестве показателя дифференциации (рис. 46). Графики показывают геохимическую когерентность K и Na не только с геохимическими близкими элементами (Ba, Rb), но и с Nb и Zr, что обусловлено петрологической корреляцией тех и других как элементов остаточных магматических фракций. Различия в распределении Sr и Ni [12] подчеркивают контрастность этих серий: связь серии о-ва Гренада с первичной, не истощенной мантией и серии о-ва Сент-Китс с океаническими толеитами, обедненными как редкими литофильными, так и сидерофильными элементами. Наконец, следует отметить, что концентрационные графики редких литофильных остаточных элементов выражены непрерывными линейными трендами. Такой характер распределения редких элементов подтверждает генетическое единство — комагматичность всех дифференциатов в пределах конкретных серий, несмотря на двухэтапность формирования, как видно из трендов щелочности на общей петрохимической диаграмме.

В заключение остановимся на общей петрохимической характеристике вулканитов Малой Антильской дуги. Г. Браун и др., располагая столь большим числом химических анализов, рассчитали средний состав вулканитов для каждого из изучавшихся вулканических островов, а также и для дуги в целом. Как уже говорилось, по совокупности петрографических и геохимических данных авторы пришли к общему заключению о закономерном изменении состава вулканитов вдоль дуги: от северных толеитовых (Сент-Китс, Невис и др.) к нормальным известково-щелочным в центре дуги (Доминика, Мартиника и др.) и к наиболее щелочным в южной части дуги (Гренада, Карриаку, Бекия и др.). Это заключение критиковалось другими исследователями как петрологически не обоснованное.

Для большего подтверждения общих генетических выводов Г. Браун и др. обратились к факторному анализу, учитывающему вариации и корреляционные связи всех петрогенных и редких элементов. Как выяснилось, 94% всех вариаций могут быть сведены к семи факторам, собственные величины которых превышают 0,5. Поскольку не было полной уверенности, что эти факторы объективно отражают геохимические связи, то они были трансформированы в два главных фактора (Φ_1 и Φ_2). Значение $\Phi_1 = +1$ отражает максимальную кремнекислотность (она же и показатель дифференциации), а отрицательная величина Φ_1 — одновременное обогащение пород Ca, Mg (пироксеновые компоненты). Величина $\Phi_2 = +1$ соответствует максимальной калиевости, а отрицательное значение Φ_2 — натрию или натриевому полевоому шпату. С этими двумя факторами и были сопоставлены оценки средних составов всех островов (рис. 47).

Как видно из факторной диаграммы, выявившиеся таким путем группировки островных серий не поддаются рациональному истолкованию, непосредственно согласующемуся с их геолого-петрографическими характеристиками. Впрочем, как и во многих других случаях применения формальных статистических методов, либо они приводят к тривиальным выводам, либо требуют дополнительной петрологической интерпретации на основе обычных петрохимических параметров. Поэтому авторы, как они и сами отмечают, произвольно сгруппировали фигуративные точки,

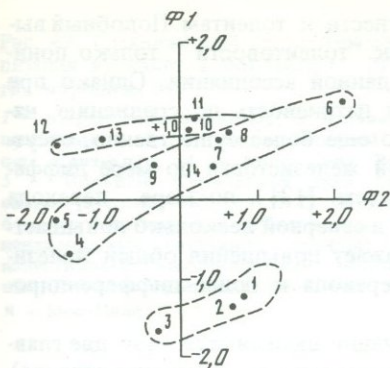


Рис. 47. Факторная диаграмма соотношения вулканитов Малой Антильской дуги
1-14 — средний состав серий по островам: 1 — Гренада, 2 — Карриаку, 3 — Кануан, 4 — Бекия, 5 — Сент-Винсент, 6 — Сент-Люсия, 7 — Доминика, 8 — Мартиника, 9 — Гваделупа, 10 — Монсерра, 11 — Невис, 12 — Сент-Китс, 13 — Статия, 14 — Саба

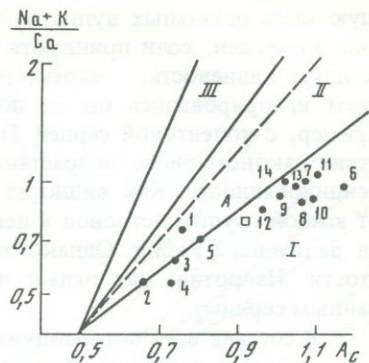


Рис. 48. Петрохимическая типизация вулканитов Малой Антильской дуги

Условные обозначения те же, что и на рис. 47; A — средний состав вулканитов всей дуги по Г. Брауну и др.

чтобы как-то подтвердить возможность перехода от северной группы серии (о-ва Сент-Китс и др.) через центральную (о-в Доминика и др.) к южной. В результате в одной общей "факторной" группе с о-вом Доминика оказались Сент-Винсент и Бекия, принадлежащие к южной группе Гренадин. Наряду с ними и северный о-в Саба, ближайший к о-ву Сент-Китс, попал в ту же группу.

Поскольку величина A_c скоррелирована с кремнекислотностью и является наиболее рациональным показателем магматической дифференциации, она может быть сопоставлена с указанным выше фактором Ф1. Соответственно показатель щелочности—известковистости можно использовать для сопоставления с фактором Ф2. Это позволяет для обсуждения рассматриваемого вопроса обратиться к диаграмме $(Na + K)/Ca - A_c$, на которой показано положение фигуративных точек средних составов всех главных островов Малой Антильской дуги (рис. 48). На основании петрохимической диаграммы можно сделать следующие выводы.

1. Не подтверждается заключение о последовательном изменении состава вулканитов вдоль дуги, начиная от о-ва Сент-Китс и далее на юг, поскольку этот остров занимает на диаграмме не крайнее, а срединное положение. С этим согласуется и близость его среднего состава к составу дуги в целом. Также и остальные острова северной и центральной группы не образуют последовательного ряда по изменению главных петрохимических параметров. Очевидно общее петрологическое значение этого вывода, так как после работы Г. Брауна и др. [85] многие авторы приводят изменение состава вулканитов Малой Антильской дуги как типовой пример проявления магматической зональности вдоль дуги.

2. За исключением о-ва Гренада (известково-щелочное поле), все острова принадлежат к пониженно-щелочной, известковой ассоциации.

Если принять серию о-ва Сент-Китс за толеитовую, то придется и боль-

шую часть остальных вулканитов дуги отнести к толеитам. Подобный вывод возможен, если принимать за признак "толеитовости" только пониженную калиевоcть, характерную для данной ассоциации. Однако при этом игнорировались бы ее повышенная натриевоcть по сравнению, например, с толеитовой серией Тонга и, что еще более существенно, отсутствие закономерного возрастания валовой железнocти по мере дифференцированности. Как видно из графиков (см. [12]), по мере перехода от южной группы островов к центральной и северной несколько повышается величина $\Sigma Fe/Mg$. Однако это не отражает повышения общей железнocти. Напротив, она падает по мере перехода к более дифференцированным сериям.

3. В составе всей островодужной ассоциации выделяются лишь две главные группы: с пониженной щелочностью и кислотностью (южные острова) и с повышенными значениями этих параметров (все остальные острова). Поэтому более дробные группировки неизбежно будут противоречить главным петрохимическим характеристикам. Так, например, в группе южных островов (точки 2–5 на рис. 48) закономерно возрастают кислотность и щелочность вулканитов. Поэтому петрологически не обосновано как разбивать данную группу и противопоставлять острова Сент-Винсент и Бекию (точки 4 и 5) островам Кануан и Карриаку (точки 2 и 3) на факторной диаграмме (см. рис. 47), так и объединять их с островами Доминика и Мартиника (точки 7 и 8 на рис. 47). Очевидно, что привлечение факторного анализа не способствует объективной петрологической интерпретации фактических данных.

Известковая серия Мон-Пеле (остров Мартиника)

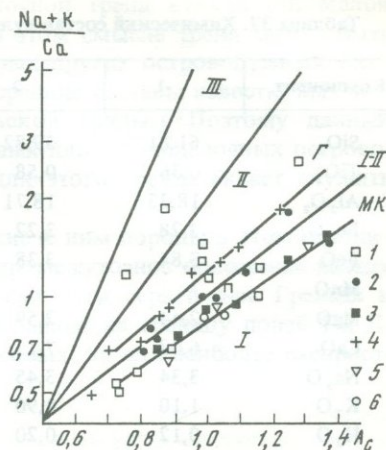
На основе эталонных магматических серий, характеризующих новейший вулканизм Тихоокеанской области земного шара, А.Н. Заварицким вслед за К. Бурри была выделена ассоциация Пеле–Лассен-Пик как пользующаяся наибольшим распространением среди тихоокеанских пород. Как следует из предыдущего, район Лассен-Пик относится к континентальной орогенной известково-щелочной провинции Каскадных гор. Вулканиты о-ва Мартиника принадлежат к островодужной низкощелочной серии. Поэтому в свете современных знаний объединение столь различных в петрологическом отношении вулканогенных провинций вряд ли рационально.

Нами было уже показано, что о-в Мартиника по среднему составу вулканитов близок к другим островам центральной и северной частей Малой Антильской дуги, представляющим наименее щелочные известковые серии. Поскольку общая петрохимическая характеристика этих серий уже приведена, то здесь остановимся дополнительно на краткой петрохимической характеристике пород Мон-Пеле – типового вулкана ассоциации Пеле–Лассен-Пик (табл. 37). Напомним, что наряду с вулканом Мон-Пеле в группу соседних молодых вулканов входят также вулканы Питон-дю-Карбе и Морн-Жакоб. Все три вулканических центра сосредоточены в северной части острова. В южной части острова также известны проявления молодого вулканизма, но значительным развитием пользуются и более древние, третичные вулканиты.

Ввиду пространственной близости и общего петрографического сход-

Рис. 49. Сравнительная петрохимическая типизация вулканитов Мон-Пеле (1, 2) и других островных дуг

1 — высокоглиноземистые; 2 — известково-щелочные; 3 — низкокалиевой серии о-ва Сент-Китс; 4 — серии о-ва Гренада; 5 — Большой Курильской дуги (средний состав вулканитов) по Б.П. Пискунову; 6 — о-в Мартиника и дуги в целом (средневзвешенные составы); тренды: МК — известковый низкокалиевый островодужный, Г — известково-щелочной о-ва Гренада, п — Мон-Пеле



ства вулканических центров в основу типизации вулканитов о-ва Мартиника различными исследователями были положены главным образом петрохимические различия. Поскольку имеющиеся в настоящее время петрохимические критерии разделения базальтоидов, как уже приходилось отмечать, недостаточно совершенны, то и при типизации вулканитов о-ва Мартиника не удалось избежать явных противоречий. Так, в одной из последних работ по петрографии о-ва Мартиника [138] были выделены и противопоставлены друг другу в качестве типовых две главные серии: высокоглиноземистых базальтов и известково-щелочная (слабо калиевая). Очевидна нечеткость такой типизации, с самого начала связанной с несоблюдением правил логической классификации, поскольку объекты сравниваются между собой по разным признакам (глиноземистости и щелочности — известковистости). Мон-Пеле и другие вулканы в северной части о-ва Мартиника отнесены к второй серии — известково-щелочной.

В серию высокоглиноземистых базальтов были включены преимущественно относительно древние эффузивы из юго-восточной части и других участков о-ва Мартиника, представленные высокоглиноземистыми базальтами, двупироксеновыми андезитами и тридимитовыми дацитами. По тренду железистости на диаграмме *AFM*, по преобладанию высокоглиноземистых базальтов и некоторой обедненности такими элементами, как р.з.э., никель и медь, эта серия, по мнению Д. Вестеркампа, близка как к пижонитовой, так и к высокоглиноземистой сериям по Х. Куно.

В известково-щелочную серию наряду с преимущественно гиперстеновыми андезитами вулканов Мон-Пеле и Питон-дю-Карбе были включены роговообманково-гиперстеновые андезиты вулкана Мон-Пеле, являющиеся продуктами извержения 1902 г., а также роговообманковые и биотитовые кварцсодержащие дациты вулкана Питон-дю-Карбе. Все эти породы представлены наземными лавовыми потоками, экструзивными куполами и пирокластическими отложениями. Общими особенностями для всех этих порфиритовых пород являются обогащенность их плагиоклазом, преобладание ортопироксена в основной массе и отсутствие повышения железистости на диаграмме *AFM*.

Таблица 37. Химический состав вулканитов Мон-Пеле

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	61,81	59,82	54,02	54,95	54,55
TiO ₂	0,36	0,58	0,77	0,23	0,22
Al ₂ O ₃	18,33	18,71	18,51	19,66	17,18
Fe ₂ O ₃	2,28	3,22	6,94	4,81	4,36
FeO	3,84	3,38	2,0	3,40	4,25
MnO	—	—	0,19	0,04	0,05
MgO	2,44	2,59	3,71	4,26	8,23
CaO	6,03	7,13	9,35	8,75	8,06
Na ₂ O	3,34	3,45	3,62	3,10	2,41
K ₂ O	1,10	0,90	0,77	0,84	0,94
H ₂ O	0,12	0,20	0,12	0,54	0,40
A _c	1,12	1,03	0,83	0,85	0,81
(Na+K)/Ca	1,22	1,02	0,80	0,76	0,68

1 — андезит Мон-Пеле (среднее из 29), по А. Лакруа; 2 — тоже (среднее из 9), по К. Грюневальду; 3—5 — андезито-базальты вулканов Мон-Пеле и Питон-дю-Карбе, по Д. Вестеркампу, Б. Ганну и др. [102].

Если сравнить рассматриваемые серии по главным петрохимическим параметрам — кислотности и щелочности—известковистости, то сразу обнаруживаются их петрохимическая неоднородность и неполное соответствие минералогических особенностей и валового химизма порфирировых пород. В первую, высокоглиноземистую, или пижонитовую, серию оказались включены не только низкощелочные базальтоиды (поле I), но и породы повышенной щелочности, попадающие в известково-щелочное поле II и субщелочное поле III (рис. 49). Наиболее высокоглиноземистый член этой серии — андезито-базальт с содержанием 22% Al₂O₃ одновременно и высокощелочной (5,1% Na₂O). Аналогичные типы пород из второй, известково-щелочной серии, включающей андезиты вулкана Мон-Пеле, имеют бóльшую петрохимическую однородность и находятся близ пограничной линии между полями I и II. Это характеризует данные породы как породы повышенной щелочности по сравнению с предыдущей высокоглиноземистой серией, хотя по смыслу исходных типовых определений этих серий, согласно Х. Куно, для них должно было бы быть обратное соотношение. О правильности типизации дацитов судить трудно, так как их составы не обнаруживают закономерной связи с трендами андезито-базальтов и андезитов. Так, например, биотитовые дациты пижонитовой серии попадают на продолжение тренда базальтов и андезито-базальтов высокоглиноземистой серии.

На тренд между этими дацитами и высокоглиноземистыми, хотя и низкощелочными базальтами и андезито-базальтами, также попадают фигуративные точки среднего состава всех вулканитов о-ва Мартиника и средневзвешенного состава Малой Антильской дуги в целом. К этому тренду близки также составы пород серии о-ва Сент-Китс — наиболее "толеитовой" из всех серий Малой Антильской дуги. Таким образом, рассматриваемый

тренд можно принять за наименее щелочной тренд вулканитов Малой Антильской дуги (рис. 49, тренд *МК*). В этом смысле тренд может быть достаточно представителен и для некоторых других островодужных ассоциаций. (Так, например, к нему близки средние составы известковых четвертичных эффузивов Большой Курильской гряды.) Поэтому данный тренд можно выделить как один из типовых для низкощелочных островодужных ассоциаций. Эталонной серией для этого тренда может служить серия о-ва Сент-Китс.

Андезиты Мон-Пеле (табл. 37) и близкие к ним породы в этом отношении менее представительны и занимают промежуточное положение между наиболее щелочной для Малой Антильской дуги серией о-ва Гренада и остальными сериями. Кроме того, они попадают на границу полей I и II, т.е. не типичны ни для собственно известковых, ни для наиболее распространенных известково-щелочных серий.

Толейтовая серия островов Тонга (юго-западная часть Тихого океана)

Вулканические острова Тонга составляют четвертичную островную дугу, входящую в общую островодужную систему Тонга-Кармадек—Новая Зеландия. Она протягивается почти на 3 000 км в юго-западной части Тихого океана от островов Самоа до Северного острова Новой Зеландии (активная вулканическая зона Таупо). Дуга расположена вдоль западного борта глубоководного желоба Тонга-Кармадек, глубина которого достигает 10 км. Вулканы островов Тонга и Кермадек представляют собой наиболее приподнятую часть подводного вулканического хр. Тонга-Кармадек, маркирующего расположенную под ним активную сейсмическую зону. Эта зона падает к западу под углом 40—60° в сторону Австралийской плиты. Активные вулканы о-вов Тонга находятся примерно в 100—150 км над зоной Бенюфа.

Дуга Тонга—Кармадек — типичная океаническая островная дуга, но ее южное продолжение, входящее в общую островодужную систему (зона Таупо), находится в области континентальной коры. Этому соответствует смена андезито-базальтового магматизма преимущественно дацитовым в зоне Таупо. Величина отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для лав Тонга-Кармадек составляет 0,7036—0,7043 и достигает 0,7061 в кислых лавах зоны Таупо. Эти и другие геохимические данные свидетельствуют о вероятной контаминации первичных базальт-андезито-базальтовых мантийных магм коровым материалом при переходе в область континентальной коры.

Петрология и геохимия вулканитов были детально изучены А. Эвартом, В. Брианом и Дж. Джиллом [95, 99], а общая характеристика магматизма всей островодужной системы рассмотрена Дж. Колем [92]. По данным этих исследователей первичная магма серий Тонга-Кармадек выплавлялась в начальный период формирования островной дуги в зоне Бенюфа в процессе субдукции океанической коры и имела андезито-базальтовый состав. Под воздействием этой магмы в дальнейшем происходило частичное плавление верхнемантийных перидотитов с образованием толейтовых базальтовых расплавов. В результате возникла серия первичных магм, последующая кристаллизационная дифференциация которых протекала в условиях вул-

канизма малых глубин и привела к образованию серии лав: от андезитов до дацитов.

На о-вах Тонга преобладают андезито-базальты, содержащие фенокристы основного плагиоклаза — битовнита (An_{80-87}), авгита и ортопироксена. В более кислых лавах встречаются также вкрапленники титаномагнетита, оливин большей частью отсутствует. Характерно отсутствие роговой обманки, что согласуется с представлениями цитируемых авторов о генерации магм и их дифференциации в высокотемпературных, практически безводных условиях. В состав основной массы входят средний плагиоклаз, пижонит, гиперстен, магнетит, а в состав кислых — калиевый полевой шпат и кварц.

По особенностям химического состава — повышенной железистости, известковистости и пониженной калиевой и общей щелочности лавы (табл. 38) о-ва Тонга рассматриваются как типичные представители островодужных толеитов, выделенных в 1970 г. П. Якишем и Дж. Джиллом. С этим вполне согласуются пониженные содержания в лавах литофильных редких элементов-примесей — Rb, Ba, Zr, Y, р.з.э. и др. Эти особенности, а также высокая величина K/Rb отношения заметно отличают их от известково-щелочных серий Новой Зеландии. На диаграмме *AFM* вся серия о-вов Тонга располагается выше эталонного толеитового тренда Тингмули, т.е. в поле большей железистости, лавы о-вов Кермадек располагаются близ этого тренда, а вулканы Новой Зеландии — значительно ниже. Характерны также и спектры р.з.э.: недифференцированные (хондритовые) в серии о-вов Тонга и дифференцированные, обогащенные легкими лантаноидами в андезитах Новой Зеландии.

Для оценки роли процесса кристаллизационной дифференциации в формировании всей серии пород А. Эвартом и др. были выполнены детальные минералогические и геохимические исследования по сопоставлению с валовым составом пород состава вкрапленников и матрицы (основной массы) во всех главных типах пород. Полученные данные убедительно показывают, что изменение содержаний как главных, так и редких элементов при переходе от основных членов серии к кислым вполне соответствует соотношению состава вкрапленников и состава матрицы, т.е. последовательному изменению остаточных магматических расплавов по мере фракционирования плагиоклаза, пироксена и других минералов. На петрохимических и геохимических трендах кремнекислые составы матрицы андезито-базальтов и андезитов образуют единую серию, совместно с валовыми составами андезитов и дацитов. Такое соответствие в пределах общего ряда магматических дифференциатов само по себе можно признать достаточным доказательством формирования наиболее кремнекислых членов серии — от андезитов до дацитов — путем последовательной кристаллизационной дифференциации.

Согласно расчетным петрологическим моделям [99], соотношение фракционируемых фаз и остаточных расплавов может быть выражено следующими данными (табл. 39).

Правильность расчетной модели была затем проверена путем подстановки данных по содержанию редких элементов в минералах-вкрапленниках. Полученные таким путем валовые содержания редких элементов вполне согласуются с их реальным распределением в породах, что подтверждает рас-

Таблица 38. Химический состав пород серии о-вов Тонга

Компонент	Субсерия о-ва Лейт					Субсерия о-ва Фонуалеи	
	1	2		3		4	
	а	а	б	а	б	а	б
SiO ₂	53,72	54,64	56,29	57,70	58,31	60,68	61,19
TiO ₂	0,51	0,56	0,83	0,80	0,91	0,65	0,64
Al ₂ O ₃	15,94	17,40	14,12	14,17	13,65	14,68	13,49
Fe ₂ O ₃	8,26	7,42	8,70	8,64	9,30	8,09	8,34
FeO	1,80	2,60	4,29	3,61	3,90	2,00	2,77
MnO	0,19	0,19	0,21	0,21	0,22	0,21	0,23
MgO	6,09	4,17	3,69	3,30	2,87	2,60	2,41
CaO	11,44	10,85	9,23	8,44	7,95	7,52	7,04
Na ₂ O	1,66	1,77	1,96	2,43	2,32	2,71	2,97
K ₂ O	0,38	0,39	0,69	0,70	0,58	0,85	0,93
A _c	0,85	0,91	0,99	1,03	1,09	1,15	1,17
(Na + K)/Ca	0,30	0,34	0,47	0,62	0,61	0,79	0,92
ИД	30	34	41	46	47	52	55
K/(Na + K)	0,13	0,13	0,19	0,16	0,14	0,17	0,17
FM	46	55	65	66	71	67	70
Fe	128	129	168	168	171	129	143
Q	14	17	21	21	24	24	25
KB	46	49	50	46	51	46	45
AOR	32	31	42	49	48	52	60

Компонент	Субсерия о-ва Фонуалеи					
	5		6		7	
	а	б	а	б	а	б
SiO ₂	65,06	71,01	65,69	73,30	65,60	67,32
TiO ₂	0,55	0,47	0,59	0,40	0,60	0,60
Al ₂ O ₃	14,54	13,42	14,05	11,79	14,18	13,44
Fe ₂ O ₃	6,09	3,67	6,09	4,28	6,79	6,30
FeO	1,92	1,65	2,07	1,00	1,06	1,55
MnO	0,16	0,11	0,19	0,19	0,13	0,19
MgO	1,46	0,79	1,44	0,67	1,55	1,24
CaO	6,06	4,58	5,72	3,82	5,89	5,18
Na ₂ O	3,04	3,16	3,03	3,18	3,07	2,99
K ₂ O	1,11	1,16	1,13	1,37	1,13	1,18
A _c	1,34	1,67	1,38	1,85	1,38	1,49
(Na + K)/Ca	1,13	1,55	1,19	1,93	1,17	1,31
ИД	62	72	63	76	63	66
K/(Na + K)	0,19	0,19	0,20	0,22	0,20	0,21
FM	74	78	75	80	72	77
Fe	103	68	105	68	100	100
Q	30	38	31	41	30	33
KB	48	53	49	54	48	51
AOR	58	63	60	72	60	62

1, 2 — андезито-базальты; 3, 4 — андезиты; 5-7 — дациты; а — валовый состав; б — состав матрицы (основной массы).

Таблица 39. Соотношение остаточных расплавов и минералов кумулатов в лавах серии о-вов Тонга

Порода	Содержание, %	Порода	Содержание, %
Андезито-базальт		Андезит	
плагноклаз	27	авгит	13
авгит	14	плагноклаз	12
магнетит	3	магнетит	5
гиперстен	3	гиперстен	1
андезит (остаточный расплав)	53	дацит (остаточный расплав)	69

четную модель последовательного формирования серии о-вов Тонга в процессе кристаллизационной дифференциации.

Геохимический анализ, выполненный нами ранее [12], показывает, что на основе данных А. Эварта и соавторов [99] могут быть вскрыты более тонкие генетические особенности формирования серии о-вов Тонга. Хотя распределение калия, рубидия, бария, циркония и других литофильных элементов подчинено единым для всей серии трендам концентрации, для сидерофильных элементов-примесей и для стронция эта закономерность не соблюдается. Исходя из трендов, в составе общей серии были выделены две автономные субсерии: андезито-базальтовая—андезитовая (о-в Лейт) и андезито-дацитовая (о-в Фонуалеи).

Поскольку при выделении субсерий автор еще не располагал общим петрохимическим методом типизации серий, представляет интерес теперь оценить петрологическую цельность серии о-вов Тонга с помощью используемых в данной работе петрохимических критериев.

Судя по общей диаграмме $(Na + K)/Ca - A_c$, тренды субсерий островов Лейт и Фонуалеи отклоняются от обычной линейной зависимости $\lg (Na + K)/Ca$ от A_c . Отступления от линейного тренда обусловлены меньшим градиентом щелочности на андезитовом этапе дифференциации. Поэтому для всей серии о-вов Тонга зависимость между указанными величинами показана линейным корреляционным графиком в нормальном масштабе (рис. 50).

Как видно из сопоставления графиков главных нормативных параметров, переход от субсерии о-ва Лейт к субсерии о-ва Фонуалеи в наибольшей степени выражен перегибом на графике $\Sigma Fe - A_c$, так как именно с этого момента происходит понижение валового содержания железа. Это означает, что собственно толеитами являются лишь породы субсерии о-ва Лейт, а в серии о-ва Фонуалеи дифференциация идет по обычному боуэновскому тренду.

Обратим также внимание на то, что, несмотря на переход от увеличения валовой железистости к ее понижению, величина Fe/Mg отношения продолжает возрастать. Поэтому очевиден недостаток этого отношения, как и диаграммы AFM , для оценки реального тренда концентрации Fe .

Из данных табл. 38 следует, что существенное понижение содержания железа при переходе от толеитового отрезка тренда к известково-щелочному может быть обусловлено фракционированием магнетита на андезит — да-

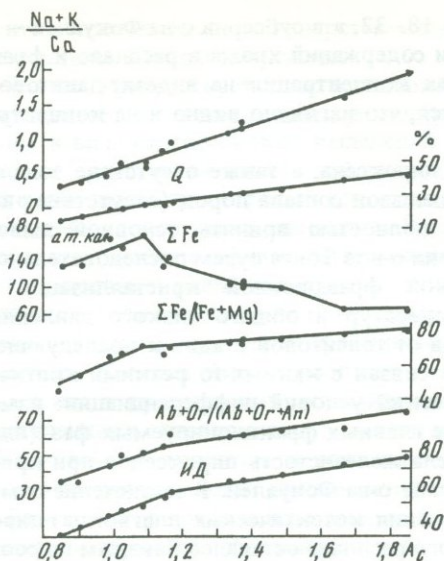


Рис. 50. Трендовая диаграмма главных петрохимических параметров серии Тонга

1 — порода в целом; 2 — состав матрицы

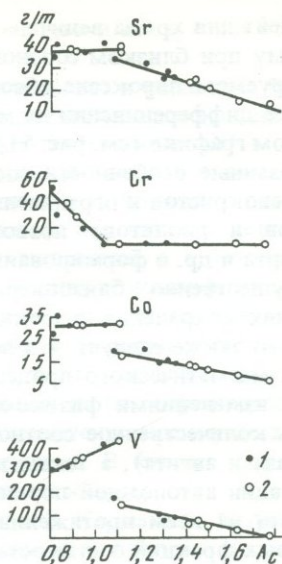


Рис. 51. Зависимость содержаний сидерофильных элементов-примесей от A_c для серии Тонга

цитовой стадии. Но низкая величина количества фракционируемых вкрапленников магнетита (3–5%) показывает, что необходим также какой-то другой фактор, регулирующий железистость. Таким фактором является состав пироксена.

Как следует из данных А. Эварта и др., валовое содержание оксида железа в субсерии о-ва Лейт составляет 8–13%, а в субсерии о-ва Фонуалеи — 13–15%. Для ортопироксена эти цифры равны соответственно 15–18% и 22–27%. Напротив, магнизиальность пироксенов заметно уменьшается при переходе от андезито-базальтов к андезитам и дацитам. К этому можно добавить, что переход от толеитов субсерии о-ва Лейт к известково-щелочным (фактически известковым) базальтоидам субсерии о-ва Фонуалеи не означает перехода от пижонитовой серии к гиперстеновой, так как пижонит не является типоморфным минералом пород серии о-вов Тонга. Это обстоятельство также подчеркивает недостаточную надежность критериев минералогической типизации толеитов.

Вывод о принципиальной роли фракционирования пироксена как регулятора петрохимической специфики сравниваемых субсерий хорошо подтверждается и характером распределения сидерофильных элементов-примесей. В субсерии о-ва Лейт значения коэффициентов распределения пироксен—расплав для ванадия, кобальта и скандия значительно ниже, чем для субсерии о-ва Фонуалеи. Поэтому в последней по мере фракционирования обогащенного этими примесными элементами пироксена их валовое содержание снижается в интервале значений $A_c = 1,1–1,7$ (рис. 51). Напротив, для хрома наблюдаются иные соотношения, так как в авгитах субсерии

о-ва Лейт для хрома величина $K_p = 18-32$, а в субсерии о-ва Фонуалеи — 1. Поэтому при близком соотношении содержаний хрома в расплаве и фракционируемом пироксене абсолютная концентрация на андезит-дацитовом отрезке дифференциации не меняется, что наглядно видно и на концентрационном графике (см. рис. 51).

Указанные особенности состава пироксена, а также отсутствие зональных фенокристов и ограниченный диапазон состава пород (отсутствие риодцитов и риолитов) позволяют полностью принять основной вывод А. Эварта и др. о формировании серии о-вов Тонга путем последовательной преимущественно близповерхностной фракционной кристаллизации в условиях сохранения высоких температур и общего низкого давления. Из этого также следует, что переход от толеитовой стадии к последующей стадии магматического процесса не связан с какими-то резкими критическими изменениями физико-химических условий дифференциации: изменилось количественное соотношение главных фракционируемых фаз (плагиоклаза и авгита), а также возросла железистость пироксенов при кристаллизации автономной порции магмы о-ва Фонуалеи. В заключение отметим, что на всем протяжении отделения котектических плагиоклаз-пироксеновых фракций состав остаточного расплава оставался близким по соотношению кварца и щелочного полевого шпата, равному 1 : 1.

Серии третичных платобазальтов и вулкана Тингмули (Восточная Исландия)

По современным представлениям вулканизм Исландии неразрывно связан с образованием рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта. По мере заложения и развития неовулканической рифтовой зоны последовательно формировались следующие главные комплексы вулканических пород: 1) третичные (миоценовые) платобазальты, 2) плиоцен-эоплейстоценовые платобазальты и 3) плейстоцен-голоценовые рифтогенные вулканы. Третичные лавы занимают более половины территории Исландии, образуя толщу мощностью 8—10 км. В составе лав преобладают низкощелочные базальты, содержание SiO_2 в которых обычно составляет 47—49%. Эти породы большая часть исследователей определяет как толеитовые базальты или толеиты. В подчиненном количестве по сравнению с ними присутствуют кислые породы (дациты, риолиты), которые составляют ~ 10% от объема эффузивов; гораздо менее распространены андезиты и другие породы среднего состава.

В наибольшей степени дифференциация исходных базальтовых магм проявилась в процессе формирования вулканов центрального типа, одним из типичных представителей которых является вулкан Тингмули. Петрологии этого вулкана посвящена известная работа Я. Кармайкла [89]. Согласно данным этого автора, в составе вулканической серии преобладают базальты (~ 60%); андезиты и риолиты развиты примерно поровну (по 20%). Эти породы связаны друг с другом постепенными переходами по составу и структурным особенностям. Преобладают тонкозернистые разности с редкими, неравномерно распределенными вкрапленниками плагиоклаза. Кроме плагиоклаза, встречаются пироксен, оливин и магнетит. Пироксен в матрице пород представлен авгитом и субкальциевым

авгитом (пижонитом) а гиперстен отсутствует, что и послужило основанием назвать породы толеитами.

Оливин присутствует лишь в наиболее магнезиальных разностях базальтов, исчезает в их железистых разностях и андезито-базальтах, появляясь вновь в виде спорадических выделений в андезитах (исландитах) и риолитах, где представлен железистой разновидностью. В качестве примечательной особенности петрографии толеитовых базальтов Я. Кармайкл отмечает постоянное присутствие магнетита. В оливиновых толеитах магнетит развит в виде ксеноморфных интерстициальных выделений, а в безоливиновых разностях — равномерно распределенных мелких идиоморфных вкрапленников, хотя можно было предполагать появление его скоплений, образовавшихся путем частичного фракционирования и оседания в толеитовом расплаве. В islandитах и риолитах основная часть магнетита заключена в матрице и представлена мельчайшими зернами, но не фенокристами. Вкрапленники плагиоклаза в толеитах представлены преимущественно битовнитом, в андезитах и риолитах — андезином. В кислых разностях в состав матрицы входят щелочной полевои шпат и кварц.

Геолого-петрографические данные, по мнению Я. Кармайкла, безусловно свидетельствуют об образовании всей серии пород в процессе последовательной кристаллизационной дифференциации исходной толеитовой базальтовой магмы. Для всех лав, составляющих данную серию (табл. 40), характерны повышенное содержание железа и титана и пониженные количества алюминия и щелочей по сравнению с их содержаниями в обычных орогенных сериях. Эта особенность химизма приводит к значительному преобладанию гиперстена над диопсидом в нормативном составе пород, что определяет и характер тренда на диаграмме *AFM* (рис. 52).

Диаграмма *AFM* с выделенными на ней Я. Кармайклом тремя эталонными трендами приобрела в последние годы особенно широкую популярность как наиболее наглядный метод типизации различных базальтоидных серий. Также распространено в литературе и мнение, что эталонные толеитовые тренды накопления железа в сериях Скергаарда и Тингмули вполне сопоставимы с экспериментальным трендом дифференциации расплавов для изученной А. Муаном и Е. Осборном системы $MgO-FeO-Fe_2O_3-SiO_2$ в условиях низкого, фиксированного давления кислорода. Однако в цитируемой работе Я. Кармайкл отмечает, что вряд ли возможна простая аналогия между экспериментальными и реальными трендами серии Тингмули и других базальтоидных серий. Так, этот автор указывает, что трудно представить, как в условиях эксплозивной вулканической обстановки вулкана Тингмули могла происходить изобарическая дифференциация базальтовой магмы, когда Fe/Mg отношение практически сохранялось постоянным. К тому же тренд серии Тингмули, если его оценивать по соотношению фемического и полевошпатового компонентов, лишь на начальном этапе сходен с трендом серии Скергаарда.

В период 70-х гг. вулканы Исландии были объектом детальных петролого-геохимических исследований, результаты которых отражены в ряде публикаций советских и зарубежных ученых (В.И. Герасимовский, А.И. Поляков, Д. Вуд, М. Флауер и др.). Как показало массовое опробование третичных базальтов Восточной Исландии, включая керн буровых скважин до глубины 1800 м, намеченные Я. Кармайклом главные типы пород сох-

Таблица 40. Химический состав эффузивных серий Тингмули и Восточной Исландии

Компонент	Вулкан Тингмули							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	48,30	48,22	49,65	50,06	50,32	51,78	54,92	57,06
TiO ₂	1,70	2,00	2,59	2,78	3,11	3,51	2,69	2,45
Al ₂ O ₃	15,26	14,94	13,17	12,94	12,57	12,91	12,83	13,85
Fe ₂ O ₃	4,19	5,41	5,65	3,92	6,06	3,15	5,35	3,99
FeO	7,38	6,99	9,64	11,53	9,70	11,61	8,19	7,72
MnO	0,17	0,20	0,23	0,24	0,25	0,25	0,23	0,25
MgO	8,74	7,84	5,35	5,16	5,00	4,27	3,67	2,97
CaO	11,77	11,40	10,45	10,00	9,47	8,33	7,46	6,60
Na ₂ O	2,29	2,64	3,00	2,91	2,99	3,30	3,47	3,77
K ₂ O	0,20	0,37	0,27	0,46	0,52	0,89	1,19	1,32
A _c	0,64	0,65	0,71	0,72	0,74	0,77	0,87	0,93
(Na + K)/Ca	0,37	0,46	0,55	0,58	0,64	0,84	1,03	1,27
FM	42	46	61	62	63	65	67	68
Fe	155	164	204	208	210	199	180	156
An%	61	56	46	46	43	39	35	35
KB (Ол)	(4)	(2)	10	7	16	11	22	23
AOR	49	47	55	57	60	65	69	70
Na + K	78	93	102	103	107	124	136	148
ИД	21	24	30	29	34	37	46	51
Fe + Mg	373	361	340	340	337	308	274	233

Компонент	Вулкан Тингмули				Третичные лавы Восточной Исландии			
	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	62,03	63,65	75,57	75,04	48,56	49,47	48,58	49,87
TiO ₂	1,28	0,84	0,23	0,24	1,78	2,09	2,34	2,11
Al ₂ O ₃	15,43	14,50	12,66	12,78	16,06	14,63	14,98	14,78
Fe ₂ O ₃	2,36	4,71	1,73	1,72	4,51	3,53	7,36	4,32
FeO	5,87	3,89	0,72	0,50	6,86	7,55	5,14	8,12
MnO	0,19	0,19	0,04	0,05	0,18	0,22	0,18	0,19
MgO	1,77	0,71	0,02	0,02	7,20	7,76	6,89	6,62
CaO	5,06	4,00	0,91	0,95	12,63	12,24	11,78	11,39
Na ₂ O	4,39	4,73	4,44	5,12	2,07	2,26	2,41	2,40
K ₂ O	1,63	2,76	3,68	3,58	0,13	0,25	0,35	0,19
A _c	1,07	1,13	1,72	1,61	0,67	0,67	0,68	0,70
(Na + K)/Ca	1,95	3,0	13,6	14,2	0,31	0,36	0,40	0,40
FM	72	86	98	98	46	44	49	50
Fe	111	113	32	28	152	149	164	167
An%	32	20	9	3	6	60	59	59
KB (Ол)	25	23	36	32	8	4	16	12
AOR	73	85	94	98	35	42	44	51
Na + K	175	211	221	241	70	78	85	101
ИД	62	73	93	95	20	21	27	28
Fe + Mg	157	133	33	30	333	345	337	340

Таблица 40 (окончание)

Компонент	Третичные лавы Восточной Исландии							
	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	49,31	48,98	53,45	57,20	61,49	65,13	72,99	74,64
TiO ₂	3,59	4,02	3,32	2,13	1,44	0,81	0,29	0,18
Al ₂ O ₃	13,58	13,51	13,98	13,72	14,18	13,80	13,22	13,16
Fe ₂ O ₃	4,73	6,26	5,07	4,57	4,74	5,11	1,02	0,78
FeO	9,96	9,40	7,09	7,09	5,13	3,40	2,81	1,64
MnO	0,20	0,25	0,29	0,27	0,29	0,21	0,10	0,04
MgO	5,27	4,56	3,90	2,84	1,69	0,82	0,31	0,18
CaO	9,85	9,16	8,29	6,50	5,07	3,78	1,14	1,13
Na ₂ O	2,81	3,11	3,49	3,84	3,93	4,45	4,67	4,60
K ₂ O	0,69	0,75	1,13	1,82	2,05	2,48	3,46	3,65
A _c	0,71	0,72	0,82	0,92	1,09	1,22	1,53	1,61
(Na + K)/Ca	0,60	0,71	0,92	1,40	1,89	2,90	11	11,2
FM	60	65	63	69	76	85	87	88
Fe	198	209	162	156	131	111	52	33
An%	49	43	39	31	31	22	11	10
KB (O _л)	10	12	19	20	28	29	32	34
AOR	55	60	65	74	75	83	92	93
Na + K	103	114	130	160	170	192	224	223
ИД	30	34	42	53	63	72	88	90
Fe + Mg	325	311	250	227	177	132	61	37

1, 2, 13–19 – толеитовые базальты (1, 2 – оливиновые толеиты); 7, 8 – андезито-базальты; 9, 10, 20–22 – исландиты; 11, 12, 23, 24 – риолиты

раняют свое эталонное значение для обоснования петрохимического тренда исходной низкощелочной (толеитовой) оливин-базальтовой магмы. Новые данные позволили Д Вуду и другим исследователям сопоставить петрохимические и геохимические тренды, основываясь преимущественно на афировых лавах как наиболее надежных представителях фракционной дифференциации с последовательным отделением остаточных жидких магматических фракций – от исландитов до риолитов [142].

По мнению Д. Вуда, нежелательно применять при классификации пород толеитовую номенклатуру, использованную ранее Я. Кармайклом, именно из-за неоднозначного толкования термина "толеит". В зависимости от величины параметра $FM = Fe/(Fe + Mg)$ (мас.%) Д. Вудом было предложено различать среди главных типов третичных эффузивов шесть главных типов: от высокомагнезиальных базальтов до исландитов и риолитов. Исходя из группировки лав в зависимости от величины FM , была рассчитана модель пятиступенчатой фракционной кристаллизации, где главными фракционируемыми фазами являются плагиоклаз, оливин и клинопироксен, а на поздних стадиях и магнетит [142].

Как следует из расчетных данных (см. табл. 40), в процессе постепенного перехода от основных высокомагнезиальных базальтов к кремнекис-

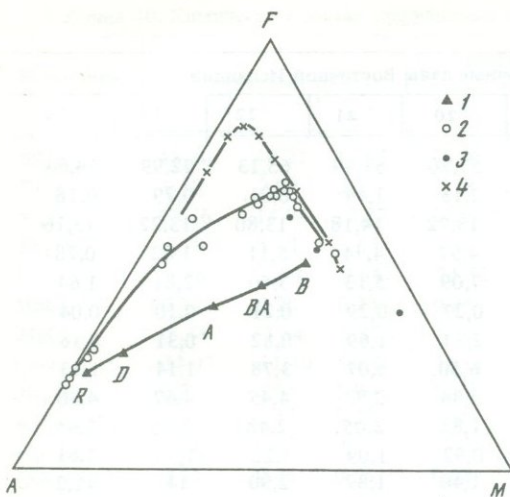


Рис. 52. Трендовая диаграмма эталонных серий

1 — Каскадные горы: B — базальт, BA — андезито-базальт, A — андезит, D — дацит, R — риолит; 2, 3 — Тингмули, 4 — Скергард

нее регулярны изменения в соотношении других петрогенных компонентов, включая кремний и кальций, а также и соотношения общего количества отделяемых кристаллических фаз и остаточных расплавов (от 69 до 50%). Расчетное количество исландитовых и риолитовых остаточных расплавов составляет соответственно 12 и 7% от исходной базальтовой магмы. С расчетной моделью согласуются и вариации содержаний редких элементов-примесей.

Одно из основных возражений против модели последовательной фракционной дифференциации, предложенной для объяснения образования серии третичных лав Исландии, как и для ряда других районов, основано на факте бимодального состава лав (преимущественное развитие базальтов и крайних кислых, а не промежуточных членов дифференцированного ряда). Судя по расчетной модели, этап генерации андезитов (исландитов) по сравнению с этапом генерации базальтов занимает небольшой интервал в общем процессе дифференциации. Если учесть ограниченную подвижность андезитовых и более кислых магм, то, по мнению Д. Вуда, этот интервал мог быть пройден еще до того, как расплавы подобного состава могли достигнуть поверхности.

Д. Вудом и другими исследователями при построении трендовых графиков в качестве основного параметра магматической дифференциации толеитовых серий принималась только величина FM . Между тем еще в работе Я. Кармайкла [89] было показано, что величина железистости возрастает неравномерно: с высоким градиентом лишь до 50% SiO_2 — при переходе от магнезиальных базальтов к железистым, а затем постепенно, аналогично тренду Каскадных гор. Если оценивать изменение FM относительно A_c как общего параметра дифференциации (рис. 53), то выявляется ступенчатый характер изменения железистости, что отражает специфику дифференциации исходных магнезиальных базальтов: во-первых, резкое возрастание валового содержания железа на начальной стадии, когда выделяется преимущественно оливин; во-вторых, сохранение примерно постоянной величины железистости, определяющееся параллельной кристаллизацией оливина и пироксена; в-третьих, возрастание величины железис-

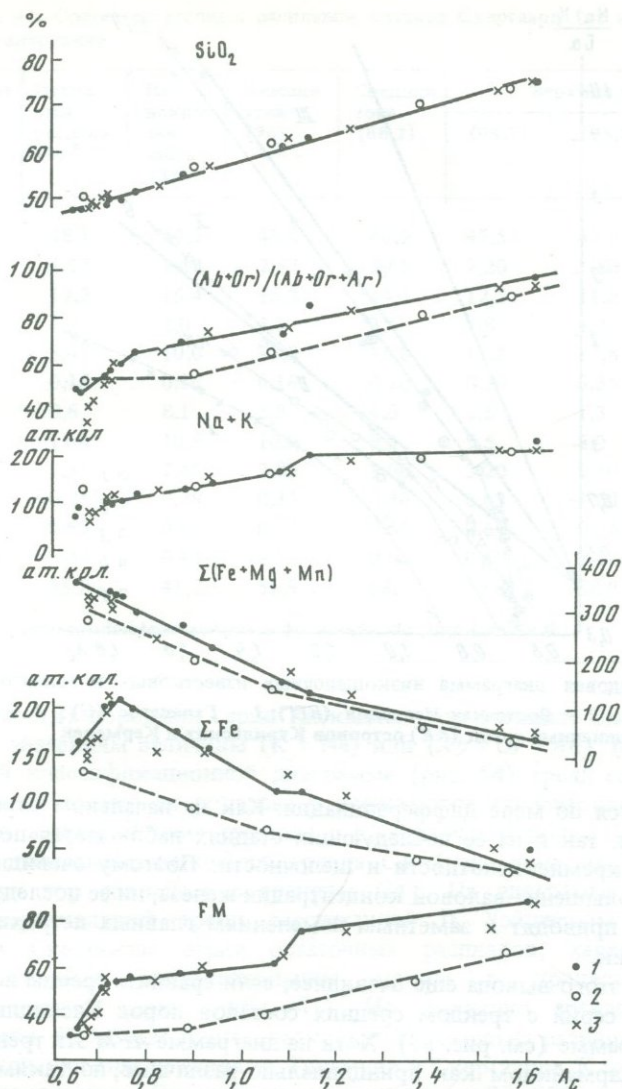


Рис. 53. Соотношение петрохимических параметров и A_c эталонных серий
 1 — Тингмули; 2, 3 — третичные толиты: 2 — Восточной Исландии, 3 — Каскадных гор

тости на небольшом отрезке при переходе от андезито-базальтов к исландитам, когда появляются фенокристы магнетита и, наконец, небольшое повышение железистости на заключительном этапе дифференциации.

Насколько принципиальны эти изменения градиента железистости, и как они коррелируются с изменением других петрохимических характеристик? Как видно из диаграммы (см. рис. 53), увеличение величины FM (за исключением самого начального момента дифференциации) является относительным, так как валовая концентрация железа, как и магния, не возрастает,

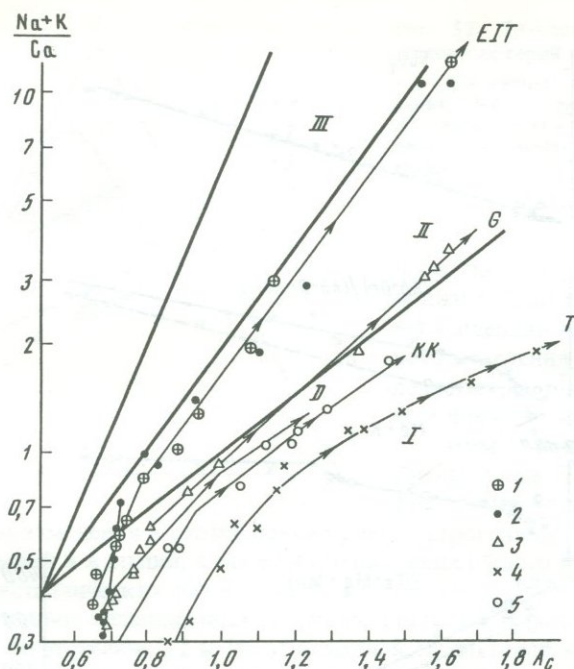


Рис. 54. Трендовая диаграмма низкощелочных известковых и толеитовых серий 1 — Тингмули; 2 — Восточная Исландия (EIT); 3 — Галапагос (G); 4 — о-ва Тонга (T); 5 — объединенный тренд (KK) островов Курильских и Кермадек

а уменьшается по мере дифференциации. Как на начальном отрезке дифференциации, так и на ее последующих стадиях наблюдается постепенное повышение кремнекислотности и щелочности. Поэтому очевидно, что ни начальное повышение валовой концентрации железа, ни ее последующее понижение не приводят к заметным изменениям главных петрохимических характеристик.

Значение этого вывода еще очевиднее, если сравнить тренды исландских толеитовых серий с трендом средних составов пород Каскадных гор на общей диаграмме (см. рис. 53). Хотя на диаграмме AFM эти тренды оцениваются Я. Кармайклом как принципиально различные, по таким главным параметрам, как валовая щелочность, кремнекислотность, фемический параметр, сравниваемые серии близки. Другими словами, поведение железа и особенности фракционирования магнетита существенно не влияют на главную направленность магматической дифференциации после перехода от базальтов к последующим типам средних и кремнекислых пород. При этом изначально повышенная железистость базальтов исландских серий сохраняется и в составе всех последующих дифференциатов, что отличает их от аналогов в серии Каскадных гор.

Однако повышенная железистость, или толеитовость, всего ряда пород серии вулкана Тингмули — от железистых базальтов до исландитов и риолитов — сама по себе не означает, что все эти породы являются породами пониженной щелочности. Напротив, при сравнении с аналогичными (по крем-

Таблица 41. Состав остаточных расплавов массива Скергаард (по вертикальному разрезу интрузии)

Компонент	Исходный расплав (0)*	Не-вскрытая часть (35)	Нижняя зона (76)	Средняя зона (88,2)	Верхняя зона		
					(95,7)	(98,2)	(99,3)
SiO ₂	48,1	47,3	46,8	46,9	47,5	49,8	55,0
TiO ₂	1,17	1,42	2,37	2,65	2,20	1,80	1,05
Al ₂ O ₃	17,2	16,4	15,2	14,1	12,5	11,8	11,8
Fe ₂ O ₃	1,3	2,0	3,3	3,6	3,8	4,3	4,5
FeO	8,4	10,0	13,0	15,0	17,3	17,8	14,5
MnO	0,16	0,16	0,16	0,20	0,28	0,35	0,25
MgO	8,6	8,1	5,8	4,0	2,5	1,3	0,8
CaO	11,4	10,9	10,0	9,5	9,5	8,0	7,0
Na ₂ O	2,37	2,45	2,80	3,00	3,20	3,40	3,65
K ₂ O	0,25	0,29	0,33	0,40	0,65	1,00	1,40
A _c	0,63	0,62	0,63	0,66	0,67	0,74	0,88
(Na + K)/Ca	0,40	0,44	0,54	0,62	0,69	0,92	1,18
FM	35,8	41,2	55,9	68,1	79,6	88,8	91,2

* В скобках дано количество закристаллизованного расплава (в %).

некислотности) породами серии Каскадных гор очевидно сходство обеих серий по значениям величины (K + Na) или (Ab + Or + An) (см. рис. 53). На общей классификационной диаграмме (рис. 54) тренд серии вулкана Тингмули не только не попадает в известковое (толеитовое) поле I, но находится в поле II близ границы с субщелочным полем III, т.е. выше главного известково-щелочного тренда CA (напомним, что тренд серии Каскадных гор совпадает с трендом CA). На диаграмме слева показан субвертикальный тренд рассчитанной Л. Уэйджером и Г. Брауном для Скергаарда серии остаточных расплавов, характеризующих последовательную дифференциацию магмы в процессе образования расслоенной серии (табл. 41). Из сравнения трендов с учетом данных табл. 41 можно судить, насколько значительна разница в масштабе дифференциации между сериями Тингмули и Скергаарда. К моменту почти полной консолидации Скергаардского массива (на 98–99%) его остаточный расплав был близок по составу лишь к низкомагнезиальным толеитам и ферробазальтам – аналогам родоначальных для исландских серий магм. Поэтому необходима дальнейшая дифференциация, которая в случае Тингмули и лав Восточной Исландии могла дать до 20–30% кислых и средних пород. На диаграмме (Na + K)/Ca–A_c тренд серии Скергаарда завершается в нижней части известково-щелочного поля, в котором далее продолжают тренды серий Каскадных гор и вулкана Тингмули. Таким образом, обе эталонных толеитовых серии – Скергаарда и Тингмули – не являются низкощелочными и их тренды находятся вне поля I низкокалиевых известковых островодужных толеитов типа Тонга-Кермадек или Малой Антильской дуги.

Абиссальная толеитовая серия Галапагосского спредингового центра

Галапагосский спрединговый центр (ГСЦ) — тектоническая зона в районе архипелага Галапагос, приуроченного к месту тройного сочленения разломов, которые пересекают подводные хребты Кокос и Карнеги (восточная часть Тихоокеанской впадины). По геофизическим данным в этом районе оконтурена необычно крупная магнитная аномалия в форме линзообразного участка, центр которого приходится на архипелаг Галапагос. По мобилистским представлениям эта зона является областью спрединга на стыке плит Кокос и Наска. Предполагается, что ГСЦ расположен над мантийным астеносферным вздутием или "горячей точкой", под действием которой возник магматический очаг, где генерировалась типичная океаническая толеитовая магма. Последующая близповерхностная дифференциация привела к появлению широко развитых в этом районе ферробазальтов, наличие которых и послужило причиной возникновения магнитной аномалии. С этими базальтами связаны менее распространенные андезиты и риодациты. Поэтому данную серию можно выделить как особый тип внутрикоровой (вневулканической) дифференциации океанической базальтовой магмы. Результаты петрологического изучения ГСЦ изложены в ряде публикаций Г. Байерли с соавторами [86, 87], в которых проводится прямая аналогия между образованием ГСЦ и образованием толеитовых серий района Исландии (хр. Рейкьянес) как сходными проявлениями взаимодействия мантийной горячей точки с вышележащей океанической литосферной плитой.

Породы, составляющие толеитовую серию ГСЦ, представлены экстрезивными телами подводных подушечных лав. Их петрографическая характеристика основана на изучении образцов, отобранных при драгировании по профилю вдоль оси спрединговой зоны, из краевых участков подушечных обособлений на дне океана. Все образцы исключительно свежие, их возраст оценивается не свыше 1 млн лет. Химический состав пород серии охарактеризован преимущественно по образцам стекловатых лав, непосредственно отвечающих магматическим расплавам.

Базальты сложены практически неизменным стекловатым материалом с редкими вкрапленниками оливина и плагиоклаза (An_{65-55}), иногда образующими гломеропорфировые сростки до 5 мм в диаметре. В стекловатом базисе присутствуют также единичные микровкрапленники авгита и пижонита. По химическому составу выделяют несколько типов базальтов, различающихся соотношением железа и магния: от обычных магнетизальных океанических базальтов типа MORB до высокожелезистых (15–18% FeO) и высокотитанистых (3–3,7% TiO_2) разновидностей (табл. 42).

Андезиты — стекловатые или тонкозернистые порфировые породы с вкрапленниками плагиоклаза и авгита, количество которых достигает 10%. Риодациты — также порфировые породы, содержащие вкрапленники плагиоклаза, авгита и пижонита. Наблюдаются отдельные фенокристы титаномагнетита. В риодацитах также встречаются отдельные мелкие включения (до 3–5 мм в диаметре), образованные сростками кварца (50%), плагиоклаза (32%), пироксена (3%) и кремнекислого стекла (15%). Предполагается, что такие включения являются продуктами локального сме-

Таблица 42. Химический состав пород серии Галапагосского спрединггового центра

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	50,17	51,75	56,78	67,21	50,72	50,71	51,88
TiO ₂	1,67	2,38	1,64	2,37	1,04	1,62	1,92
Al ₂ O ₃	14,87	13,47	13,33	12,81	16,52	14,52	13,27
Fe ₂ O ₃	2,03	3,48	2,13	1,18	1,70	2,42	2,81
FeO	9,83	11,13	9,99	5,34	6,81	9,34	11,02
MnO	0,22	0,24	0,21	0,20	—	—	—
MgO	7,57	5,09	4,25	1,58	8,55	7,86	5,90
CaO	11,22	9,50	8,04	4,29	12,36	11,11	10,49
Na ₂ O	2,23	2,52	3,04	3,83	2,24	2,29	2,56
K ₂ O	0,20	0,45	0,60	1,20	0,04	0,13	0,14
A _c	0,69	0,77	0,90	1,36	0,68	0,70	0,75
(Na + K)/Ca	0,38	0,53	0,77	1,95	0,33	0,39	0,46
FM	43	55	60	68	34	43	52
Fe	162	198	165	89	116	160	188
An	61	53	45	30	65	60	53
KB	1,45	20	27	41	—	6,4	17
AOR	40	50	58	73	35	41	48
Na + K	76	91	111	149	73	76	86
Mg + Fe	374	358	294	161	341	375	359

Компонент	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	52,53	58,65	50,33	51,99	71,41	71,98	72,69
TiO ₂	2,50	1,83	3,32	3,40	0,57	0,63	0,65
Al ₂ O ₃	12,56	13,47	11,89	12,00	12,47	12,82	12,85
Fe ₂ O ₃	3,21	2,45	3,41	3,47	1,24	1,03	0,93
FeO	12,56	9,73	13,71	13,63	4,95	4,24	3,77
MnO	—	—	—	—	—	—	—
MgO	4,39	2,71	5,01	3,61	0,46	0,41	0,25
CaO	9,19	7,25	9,74	8,81	3,08	2,94	2,73
Na ₂ O	2,77	3,39	2,43	2,86	4,41	4,43	4,46
K ₂ O	0,28	0,52	0,17	0,23	1,41	1,52	1,67
A _c	0,80	0,99	0,75	0,80	1,54	1,57	1,61
(Na + K)/Ca	0,58	0,93	0,47	0,62	3,13	3,33	3,69
FM	60	65	58	64	82	80	82
Fe	215	166	233	233	84	72	64
An	47	41	51	44	21	22	21
KB	22	32	20	24	40	40	41
AOR	54	61	51	57	82	81	82
Na + K	95	120	82	97	172	175	179
Mg + Fe	354	256	399	365	103	90	78

1, 2, 5-7, 10, 11 — базальты; 3, 8 — андезито-базальты; 9 — андезиты; 4 — дациты; 12-14 — риодациты.

шения и быстрой кристаллизации магматических расплавов, отделявшихся ликвационным путем.

Согласно Г. Байерли, основным механизмом генерации всей серии толеитовых дифференциатов была кристаллизационная дифференциация. По расчетной петрологической модели из исходной базальтовой магмы (см. табл. 42, ан. 1) после кристаллизации 70–75% расплава и отделения плагиоклаза, пироксена и оливина в соотношении 5:3:1 в остаточном расплаве концентрируется железо. Это приводит к появлению ферробазальтов. Последующая дифференциация отличается существенной ролью титаномагнетита, заменяющего оливин в составе осаждающейся кристаллической фракции (соотношение плагиоклаза, авгита и титаномагнетита 2:2:1). При 40%-ном фракционировании остаточный расплав имеет состав андезита, при 69%-ном – риодацита. Относительно исходного состава базальтовой магмы количество остаточного андезитового расплава составляет 21%, а риодацитового – 13%. Проверка модели смешения базальтовых и кремнекислых расплавов с учетом реальных составов вкрапленников и фенокристов не дала удовлетворительных результатов. Этим и обосновывается общий вывод о ведущем значении механизма фракционной кристаллизации в генерации всей дифференцированной серии ГСЦ.

На общей петрохимической диаграмме (см. рис. 54) тренд серии Галапагос подобно трендам рассмотренных серий вулкана Тингмули и о-вов Тонга также выделяется по характерному излому, фиксирующему понижение градиента щелочности при переходе от железистых базальтов к андезитам. Наряду с этим можно констатировать, что по степени щелочности серия Галапагос занимает промежуточное положение по отношению к указанным сериям, тяготея к границе полей I и II. При сопоставлении с этой диаграммой графиков изменения величин нормативных и других петрохимических характеристик (рис. 55) можно видеть, что перегиб графика четко соответствует переходу от увеличения концентрации железа к ее понижению при переходе от ферробазальтов к андезитам. Как и в предыдущих сериях, несмотря на понижение валового содержания железа, фемический параметр $FM = Fe / (Mg + Fe)$ продолжает возрастать, хотя и в меньшей степени. Аналогично и изменение величин $Q / (Q + Or + Ab)$ и полевошпатового параметра $(Ab + Or) / (Ab + Or + An)$, а также показателя валовой щелочности $(Na + K)$ (в ат. кол.). Таким образом, и в данном случае можно считать, что толеитовый тип дифференциации характеризует лишь изменение состава базальтов, но не влияет на характер последующих дифференциатов. Поэтому можно говорить о толеитовой тенденции как о предыстории магматической дифференциации и формирования серий.

В заключение рассмотрим соотношение типичных серий пониженной щелочности на диаграмме $(Na + K) / Ca - A_c$, где параметр щелочности оценивается в нормальном, а не логарифмическом масштабе (рис. 56). Так нагляднее оценить соотношение подобных серий в ряду повышающейся щелочности: от наименее щелочных серий типа о-вов Тонга до серии Тингмули, в которой большая часть дифференцированного ряда, начинающегося в известковом поле I, принадлежит к известково-щелочному полю II. Как видно из диаграммы (см. рис. 56), повышению градиента возрастания величины $(Na + K) / Ca$ соответствует последовательная серия "толеитовых"

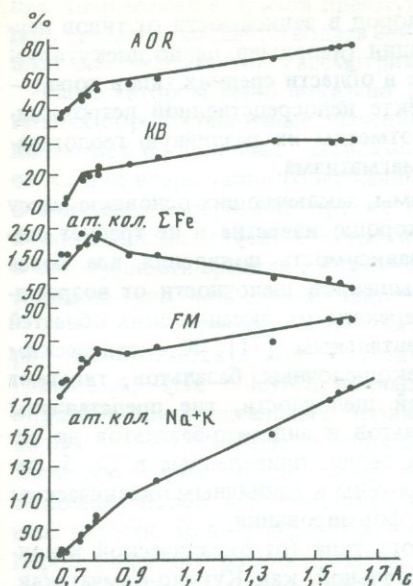


Рис. 55

кривых типа $y = (a - bx)$ и $y = (axb + c)$, переходных от графиков линейной функции (серия о-вов Тонга) к обычной логарифмической зависимости параметра щелочности от A_c . Таким образом, специфика толеитовых серий состоит не только в том, что они занимают переходное положение от наименее щелочных известковых серий к известково-щелочным и субщелочным, но и в первую очередь в том, что они не входят в общий пучок логнормальных графиков известково-щелочных и щелочно-базальтовых серий.

Глава 6

ГЛАВНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ТРЕНДЫ И ПЕТРОХИМИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Главные петрохимические тренды магматических серий и формаций

Диаграмма $(Na + K)/Ca - A_c$, использованная нами как основа для общей петрохимической типизации различных магматических дифференцированных серий, соответствует всему спектру изменения их состава: от наименее щелочных (поле I) до субщелочных и щелочных (поля IV и V). Хотя для любой точки в пределах этих полей в широком диапазоне кислотности по A_c и SiO_2 (от 40–45 до 70% SiO_2 и выше) теоретически можно было бы ожидать нахождения соответствующей ей породы в составе определенных магматических серий, вероятность такого нахождения для разных типов пород и серий существенно различна. Не останавливаясь на обсуждении вопросов общей петрологической проблемы распространенности и

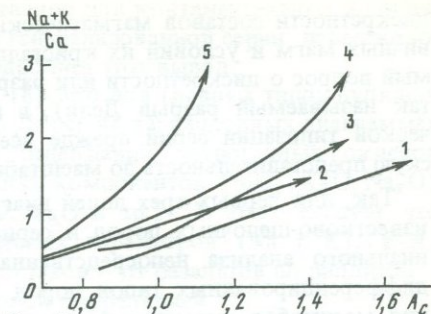


Рис. 56

Рис. 55. Соотношение нормативных петрохимических параметров и A_c для серии Галапагос

Рис. 56. Тренды дифференциации низкощелочных серий на диаграмме $(Na + K)/Ca - A_c$

1 — о-ва Тонга; 2 — острова Доминика и Сент-Китс; 3 — острова Курильские и Кермадек; 4 — Галапагос; 5 — Тингмули

дискретности составов магматических пород в зависимости от типов первичных магм и условий их кристаллизации (например, давно дискутируемый вопрос о дискретности или разрыве в области средних типов пород — так называемый разрыв Дели), в аспекте непосредственной петрохимической типизации серий прежде всего отметим их различную геологическую представительность по масштабам магматизма.

Так, для первых трех полей диаграммы, заключающих основную массу известково-щелочных пород и серий, хорошо известна и не требует специального анализа непосредственная зависимость появления все более дифференцированных типов пород повышенной щелочности от возрастания масштабов магматизма по мере перехода от океанических областей к островодужным и далее к континентальным [71]. К океаническим областям, кроме основной массы низкощелочных базальтов, тяготеют дифференцированные серии пониженной щелочности, где представлены преимущественно ряды пород от базальтов и андезито-базальтов до андезитов и дацитов. Примеры подобных серий, приведенные в гл. 5, немногочисленны, так как эти серии приурочены к единичным океаническим островным дугам на начальных этапах их формирования.

Островным дугам с корой переходного типа (от океанической к континентальной) или близкой к континентальной, как Курило-Камчатская, свойственны магматические серии переходного типа (в пограничной области полей I и II) или собственно известково-щелочные. Наибольшего распространения и степени дифференциации вплоть до появления собственно риолитовых формаций, известково-щелочной магматизм достигает в развитых (зрелых) островных дугах и орогенных зонах континентов. В этих обстановках, например в тыловых зонах орогенных вулканических поясов, появляются и известково-щелочные серии повышенной щелочности (переход от поля II к полю III) или субщелочные серии типа Силвер-Пик или Ринджани. Однако по масштабам магматизма, как и известковые (толеитовые) андезито-базальтовые—дацитовые серии, они значительно уступают известково-щелочным.

Таким образом, можно прийти к общему заключению об определенной петрологической комплементарности известкового низкокалиевого (толеитового) и субщелочного (трахибазальтового, латитового и т.п.) магматизма по отношению к наиболее распространенному известково-щелочному. Из этого заключения вытекают два петрохимически важных следствия.

1. При средневзвешенном опробовании вулканитов и других магматитов с учетом масштаба проявления различных типов магматизма (в простейшем варианте — по доле от общего числа химических анализов) общий средний состав региональных магматических формаций должен близко соответствовать известково-щелочному ряду пород. Правильностью такого вывода наглядно подтверждается близостью к главному известково-щелочному тренду точек средних составов пород, представляющих массовые орогенные ассоциации как из континентальных, так и из островодужных провинций. Примеры серий из таких ассоциаций были приведены нами в гл. 1.

2. Глобальные табличные составы наиболее распространенных типов магматитов, по Дели и другим авторам, полученные ранее путем усредне-

ния химических анализов преимущественно для континентальных ассоциаций, должны соответствовать единой генерализованной серии известково-щелочных магматитов. Рассмотрим подробнее этот вывод.

Ранее автором было показано [14, 18], что для главных типов вулканогенных пород (табличные значения по Дели) на вариационных диаграммах наблюдается линейная зависимость содержаний петрогенных окислов от A_c при возрастании содержаний одних компонентов (SiO_2 , K_2O , Na_2O) и снижения содержаний других (CaO , MgO и др.). Из этого следует, что и соотношение главных петрохимических параметров $(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca}-A_c$ в совокупности средних глобальных составов — от базальтов до риолитов — также должно быть связано закономерной корреляцией.

Поскольку совокупность составов главных типов вулканогенных пород располагается в поле II (известково-щелочном), к которому на диаграмме $A_c-(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca}$ принадлежат массовые эффузивные формации окраинно-континентальных провинций и зрелых островных дуг, то, очевидно, серия табличных средних составов может быть принята за генерализованную серию (формацию) наиболее распространенных известково-щелочных пород, а соответствующий ей петрохимический тренд — за главный известково-щелочной тренд магматической эволюции вулканогенных пород. Ранее автором на примере отдельных составов главных типов пород, по Дели, было показано, что их фигуративные точки располагаются вдоль линейного тренда, входящего в общий трендовый пучок на диаграмме $(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca}-A_c$ [17].

Для статистической проверки и оценки параметров этого тренда составлена представительная совокупность из 64 средних составов, включающая как табличные (глобальные) средние, так и составы пород ряда региональных орогенных известково-щелочных вулканогенных формаций. Эта совокупность, объединяющая свыше 15 тысяч химических анализов единичных проб, разделена на две группы: 1) "табличная", состоящая из 32 средних составов базальтов, андезитов, дацитов и риолитов из таблиц Дели, Р. Ле-Метра, А.А. Беуса, С. Нокколдса, А. Эварта, а также средних межрегиональных составов, рассчитанных С. Маальё и Т. Петерсеном по уравнениям регрессии для представительной выборки континентальных вулканитов в пределах 50–70% SiO_2 ; 2) "региональная", включающая средние составы известково-щелочных пород, представляющих отдельные региональные орогенные кайнозойские формации окраин континентов и островных дуг, по А. Эварту, а также известные эталонные составы, по П. Якишу и А. Уайту, и средние для эффузивных формаций некоторых регионов СССР (Камчатка, Охотско-Чукотский пояс), по Э. Эрлиху и И.Н. Котляру с соавторами [56, 41], всего 32 средних состава (табл. 43).

Для обеих групп были исследованы корреляционные связи между главными петрогенными окислами и показателем общей кислотности (A_c), величиной щелочности—известковистости, а также более частными петрохимическими параметрами (валовой щелочностью, железистостью и др.). Необходимые расчеты для оценки корреляционных связей и уравнения зависимости показателя щелочности—известковистости $(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca}$ от A_c были выполнены на ЭВМ В.С. Вороновым по программе "АПРОКС".

Как следует из простой визуальной оценки положения фигуративных точек обеих групп составов на основной петрохимической диаграмме в

Таблица 43. Петрохимическая характеристика средних составов вулканогенных формаций (главный известково-щелочной тренд)

Номер п/п	SiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	Na + K	Na + K	A _c	Местонахождение формации
					Ca		
1	50,04	3,01	0,81	114	0,63	0,68	Аляска, Алеутские острова, Каскадные горы
2	54,21	3,58	0,99	137	0,90	0,80	То же
3	59,06	3,93	1,49	158	1,30	0,94	"
4	65,44	4,27	1,91	178	2,16	1,19	"
5	72,48	4,56	3,39	219	7,02	1,50	"
6	49,15	2,71	1,01	109	0,58	0,67	Центральная Америка
7	54,16	3,44	1,40	141	0,94	0,79	То же
8	59,04	3,94	1,79	165	1,42	0,94	"
9	65,77	4,15	4,10	221	3,53	1,17	"
10	73,88	3,35	4,04	200	8,06	1,66	"
11	50,97	2,91	1,08	117	0,69	0,68	Островодужные серии Тихого океана
12	54,89	3,66	1,50	150	1,12	0,78	То же
13	59,74	3,84	1,28	151	1,18	0,99	"
14	59,98	4,42	2,05	186	1,76	0,94	"
15	59,82	3,72	2,73	178	1,75	0,95	"
16	67,37	5,01	1,94	203	3,56	1,25	"
17	52,34	3,19	1,28	130	0,85	0,76	Охотско-Чукотский пояс
18	56,71	3,55	1,54	147	1,16	0,89	То же
19	61,19	3,73	2,53	174	1,95	1,03	"
20	66,02	3,86	3,16	192	3,17	1,22	"
21	71,09	3,96	3,75	207	6,68	1,46	"
22	71,55	3,22	3,91	187	7,41	1,60	"
23	50,94	2,82	1,14	115	0,67	0,71	Четвертичные вулканогенные формации Камчатки
24	52,91	3,32	1,37	136	0,89	0,82	То же
25	60,07	3,71	1,76	157	1,38	1,00	"
26	65,51	3,98	2,27	177	2,24	1,22	"
27	71,06	3,98	3,07	194	4,58	1,48	"
28	52,25	3,18	1,42	133	0,81	0,73	Средние составы кайнозойских известково-щелочных вулканогенных серий
29	62,04	3,78	2,41	173	1,76	1,05	То же
30	67,59	3,10	3,01	196	3,21	1,29	"
31	73,26	4,06	3,65	208	6,61	1,57	"
32	59,34	3,58	1,64	150	1,24	0,97	"

1—10, 28—32 — по А. Эварту и Ф. Чейзу [51, 96, 97]; 11—16 — по П. Якишу и А. Уайту [108]; 17—22 — по И.Н. Котляру и др. [41]; 23—27 — по Э.Н. Эрлиху и др. [56].

координатах $\lg (Na + K)/Ca$ и A_c , они вполне могут быть аппроксимированы прямой линией регрессии, характеризующей зависимость величины $\lg (Na + K)/Ca$ от A_c . Формально, поскольку точный вид формулы функциональной зависимости заранее не известен, наиболее рациональным видом ее аналитического выражения, используемого в программе "АПРОКС", является многочлен вида $Y = A_0 + A_1X + A_2X^2 + \dots + A_{10}X^{10}$. Для отыскания параметров многочлена применялось разложение функции $Y = f(X)$, где $Y = \lg (Na + K)/Ca$ и $X = A_c$, по ортогональным многочленам Чебышева с вычислением коэффициентов степенного уравнения до $n = 10$. При этом правильность выбора оптимальной степени многочлена по методу наименьших квадратов контролировалась по стандартным отклонениям (остаточной дисперсии) положений точек исходных составов от вычисленных по многочлену.

Как показали расчеты, для обеих статистических групп средних составов, судя по близости стандартных отклонений для многочленов I степени и более высоких степеней, нет необходимости обращаться к нелинейным, — параболическим и другим более сложным зависимостям при аппроксимации корреляционной связи. Рассчитанные по программе "АПРОКС" коэффициенты уравнений I степени для совокупностей точек составов обеих групп близки к уравнению прямой линии: $Y = -0,94 + 1,14 A_c$, где $Y = \lg (Na + K)/Ca$. Соответствующая этому уравнению линия уже приводилась в качестве эталонного тренда для сравнения с ним трендов конкретных дифференцированных серий (см. гл. 1—3). В наших предшествующих публикациях этот тренд обозначался как главным известково-щелочной базальтоидный тренд (Calk-Alcaline trend — CA).

Линия этого тренда близка к медиане для поля II на диаграмме $(Na + K)/Ca - A_c$. На графике (рис. 57) показаны расчетные точки согласно приведенному уравнению, а также точки исходных составов. В базисную совокупность известково-щелочных региональных составов (см. табл. 43) входят породы в диапазоне содержаний SiO_2 от 49 до 73% — от базальтов до риолитов.

При статистической оценке параметров табличной совокупности (составы по Дели, Р. Ле-Метру и др.) расчеты по программе "АПРОКС" выполнялись в двух вариантах: 1) для полной совокупности, включая риолиты, и 2) для серии пород без риолитов, т.е. в диапазоне содержаний 49—70% SiO_2 , характерных для базальтоидных серий. Сопоставление полученных данных показывает, что расчетные значения большей части главных петрохимических параметров и линейные графики их корреляции с A_c в обеих группах практически совпадают или близки. Положение точек исходных составов табличной группы на графиках для некоторых параметров показано на рис. 58. Корреляционные матрицы для известково-щелочной группы даны в табл. 44, 45.

В качестве другого главного петрохимического тренда на общей классификационной диаграмме $(Na + K)/Ca - A_c$ целесообразно наметить тренд щелочно-базальтовых серий и ассоциаций из континентальных и океанических островных провинций (см. гл. 3 и 4). Для оценки параметров этого тренда также были выполнены расчеты по программе "АПРОКС" для представительной совокупности, включающей 50 типичных составов базальтоидов повышенной щелочности: от щелочных оливиновых базальтов

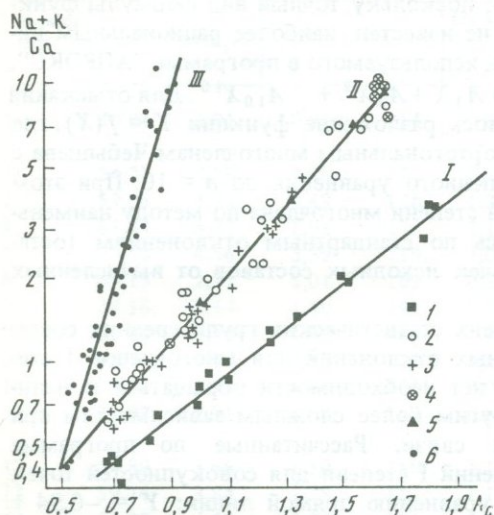


Рис. 57. Соотношение точек исходных составов пород и расчетных линейных графиков

I — океанические низкощелочные; 2 — известково-щелочные (региональные формации); 3 — известково-щелочные (по Дели, Р. Ле-Метру и др.); 4 — риолиты; 5 — расчетные точки по уравнению регрессии; 6 — континентальные щелочно-базальтовые

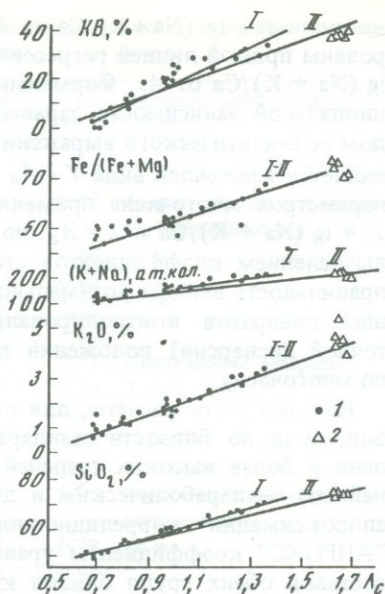


Рис. 58. Соотношение фигуративных точек петрохимических параметров известково-щелочных магматитов (исходные составы) и расчетных линейных графиков

I — группа средних составов по Дели, Р. Ле-Метру и др.; II — группа региональных формационных составов: I — базальты, андезиты, дациты, 2 — риолиты

до щелочных трахитов и фоновитов из ряда континентальных щелочных провинций СССР и зарубежных стран [26]. Наряду с ними в выборку были включены средние глобальные табличные составы трахибазальтов, муджиеритов, щелочных трахитов и трахифоновитов (по Р. Ле-Метру и В.С. Гладких) [27], при расчете которых было взято свыше 1000 химических анализов. Их общая петрохимическая характеристика дана в табл. 46, а корреляционная матрица главных параметров — в табл. 47.

Как следует из результатов статистической обработки данных, для совокупности составов щелочно-базальтовых дифференциатов изменение щелочности по мере дифференциации и возрастании величины A_c может быть аппроксимировано линейной зависимостью величины $\lg(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca}$ от A_c (коэффициент парной корреляции составляет 0,96 при критическом значении 0,30–0,39 с вероятностью 0,95–0,99 для $n = 50$). Исходя из рассчитанных по программе "АПРОКС" коэффициентов, уравнение линейной корреляции для главного щелочно-базальтового тренда может быть выражено как $Y = -2,09 + 3,37 A_c$, где $y = \lg(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca}$. Соответствующий этому уравнению линейный график приведен на рис. 57, 59, где также показано положение всех 50 точек расчетных составов. Их статистическая характеристика дана в табл. 47.

Таблица 44. Таблица коэффициентов парной корреляции петрогенных окислов, $n = 32$ (средние составы региональных формаций)

Номер п/п	Параметр	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	SiO ₂	1,00	-0,92	-0,72	-0,65	-0,95	-0,96	-0,99	0,60	-0,96
2	TiO ₂	-0,92	1,00	0,51	0,56	0,93	0,93	0,90	-0,57	-0,86
3	Al ₂ O ₃	-0,72	0,51	1,00	0,44	0,56	0,55	0,72	-0,11	-0,81
4	Fe ₂ O ₃	-0,65	0,56	0,44	1,00	0,45	0,58	0,62	-0,51	-0,55
5	FeO	-0,95	0,93	0,56	0,45	1,00	0,96	0,95	-0,62	-0,90
6	MgO	-0,96	0,93	0,55	0,58	0,96	1,00	0,97	-0,71	-0,89
7	CaO	-0,99	0,90	0,72	0,62	0,95	0,97	1,00	-0,62	-0,96
8	Na ₂ O	0,60	-0,57	-0,11	-0,51	-0,62	-0,71	-0,62	1,00	0,42
9	K ₂ O	0,96	-0,86	-0,81	-0,55	-0,90	-0,89	-0,96	0,42	1,00

Примечание. Здесь и в табл. 45 доверительные величины коэффициентов корреляции при $n = 32$ составляют для 5% 0,35 и для 1% 0,45.

С рассмотренным выше континентальным щелочно-базальтовым трендом затем было сопоставлено изменение щелочности—известковистости в породах группы щелочных океанических островных серий — от щелочных базальтов, гавайитов и муджиеритов до щелочных трахитов-фонолитов (табл. 48). Наряду с конкретными сериями островов Святая Елена, Тристан, Гавайские и др. в эту группу были включены глобальные средние составы главных типов пород океанических щелочно-базальтовых формаций по В.С. Гладких. Как видно из положения фигуративных точек относительно трендового графика (см. рис. 59), рассматриваемые океанические серии в целом подчиняются той же линейной зависимости величины $\lg(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca}$ от A_c . Таким образом, может быть намечен единый главный тренд для щелочных базальтов и их дифференциатов из континентальных и океанических базальт-трахитовых (фонолитовых) серий. На диаграмме $(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca} - A_c$ (см. рис. 57) оба главных петрохимических тренда — известково-щелочной и щелочно-базальтовый — вместе с разделительными линиями полей I—IV образуют общий пучок. Этот пучок является генерализованной основой (каркасом) трендового пучка линейных графиков щелочности—известковистости конкретных базальтоидных (см. рис. 10) и других серий, примеры которых были рассмотре-

Таблица 45. Таблица коэффициентов парной корреляции петрохимических параметров, $n = 32$ (средние составы, по Дели, Р. Ле-Метру и др.)

Номер п/п	Параметр	1	2	3	4	5	6
1	A_c	1,00	0,98	0,98	0,92	0,92	0,80
2	B_0	-0,98	1,00	-0,99	-0,85	-0,94	-0,80
3	ИД	0,98	-0,99	1,00	0,85	0,98	0,81
4	$(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca}$	0,92	-0,85	0,85	1,00	0,76	0,75
5	$(\text{Na} + \text{K})$	0,92	-0,94	0,98	0,76	1,00	0,80
6	FM	0,80	0,80	-0,81	0,75	0,80	1,00

Таблица 46. Петрохимическая характеристика щелочно-базальтовых пород различных континентальных серий

Порода	SiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	$\frac{(Na + K)}{Ca}$	A _c
<i>Центральный Французский массив</i>						
Базальт	45,65	3,17	1,62	11,18	0,69	0,56
"	43,78	3,72	1,81	11,65	0,76	0,53
Орданшит	51,93	4,69	3,02	8,19	1,48	0,69
"	54,51	5,48	2,82	6,25	2,12	0,76
"	57,04	6,28	3,65	5,12	3,07	0,80
<i>Верхний Эйфель</i>						
Гавайит	47,89	3,80	1,34	10,69	0,79	0,61
Муджиерит	51,79	5,64	2,46	7,18	1,83	0,69
Щелочной трахит	57,52	6,76	4,68	3,95	4,51	0,77
<i>Новая Зеландия</i>						
Базальт	47,59	3,15	1,21	10,05	0,71	0,61
Муджиерит	49,70	5,40	2,07	6,74	1,82	0,65
Трахибазальт	54,37	5,68	3,32	5,45	2,61	0,74
Анкарамит	44,94	2,14	1,06	12,08	0,43	0,53
Фонолит	59,01	6,07	6,05	1,59	11,43	0,87
Базальт	47,23	5,98	1,51	7,46	1,21	0,60
Гавайит	48,63	4,17	1,23	9,54	0,94	0,64
Муджиерит	49,39	5,32	2,08	6,59	1,84	0,65
Трахит	59,15	7,11	4,74	2,36	7,83	0,82
<i>Австралия</i>						
Муджиерит	51,53	4,36	1,88	7,60	1,33	0,71
Трахибазальт	54,96	5,93	3,26	5,27	2,77	0,77
Трахит	60,38	7,37	4,18	3,36	5,45	0,85
<i>Чешский массив</i>						
Трахиндезит	58,44	6,19	5,53	4,58	3,88	0,77
Трахибазальт	52,68	5,58	3,03	6,65	2,06	0,71
Щелочной трахит	61,38	6,19	5,76	2,22	2,14	0,90
Трахит	61,81	6,51	5,66	1,96	9,46	0,90
Муджиерит	47,09	4,30	1,17	8,19	1,05	0,59
<i>Декан (Индия)</i>						
Муджиерит	47,66	3,00	1,66	10,27	0,72	0,62
Базальт	47,93	5,01	1,53	10,09	1,08	0,61
"	49,82	6,05	0,67	4,20	1,43	0,63
Щелочной базальт	44,99	3,61	1,76	10,63	0,81	0,55
<i>Восточно-Африканский рифт</i>						
Щелочной базальт	54,59	5,95	3,06	5,64	2,55	0,75
"	58,83	6,18	5,49	2,42	7,32	0,84
Базальт	46,52	2,91	1,17	10,99	0,61	0,59
<i>Байкальский рифт</i>						
Базальт	48,47	3,14	1,86	8,79	0,90	0,92
"	49,92	3,82	1,40	8,25	1,04	0,66

Таблица 46 (окончание)

Порода	SiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	$\frac{(Na+K)}{Ca}$	A _c
<i>Днепровско-Припятский прогиб</i>						
Трахибазальт	58,91	5,61	4,50	3,82	4,06	0,86
<i>Таласский Алатау</i>						
Тефрит	47,26	2,15	3,56	12,29	0,66	0,59
<i>Дальний Восток</i>						
Базальт	48,23	3,47	2,23	7,11	11,25	0,63
"	47,69	3,65	1,86	8,48	1,04	0,64
<i>Западный Урал</i>						
Трахибазальт	50,86	5,05	0,24	8,08	1,17	0,68
Трахиндезито-базальт	51,88	5,81	1,10	5,87	2,01	0,72
Трахиндезит	59,37	7,44	3,58	2,54	6,99	0,84
<i>Средний состав по [12]</i>						
Анкарамит (20) *	43,78	2,13	1,10	12,67	0,41	0,52
Базальт (102)	47,02	3,69	2,17	9,09	1,02	0,60
Трахибазальт (144)	50,14	3,96	2,43	7,82	1,29	0,67
Трахифонолит (50)	59,50	6,23	5,16	2,59	6,74	0,86
<i>Средний состав по Р. Ле-Метру</i>						
Базальт	48,27	3,27	1,22	9,80	0,75	0,61
Муджиерит	52,16	4,88	1,59	6,34	1,87	0,73
Трахибазальт	50,29	4,05	2,61	8,07	1,29	0,67
Гавайит	49,49	4,14	2,54	8,25	1,14	0,67
<i>Средний состав по С. Нокколдсу</i>						
Щелочной трахит	62,40	6,60	5,57	1,90	9,75	0,92

*Здесь и в табл. 48 в скобках дано количество анализов.

Таблица 47. Таблица коэффициентов парной корреляции петрохимических параметров (главный щелочно-базальтовый тренд, n = 50)

Номер п/п	Параметр	1	2	3	4
1	A _c	1,00	0,88	0,89	0,81
2	Na + K/Ca	0,88	1,00	0,84	0,82
3	(K+Na), ат.кол.	0,89	0,84	1,00	0,82
4	Fe/(Fe + Mg),	0,81	0,82	0,82	1,00

Примечание. Доверительные границы коэффициентов корреляции при n = 50: для 5% — 0,30 и для 1% — 0,39.

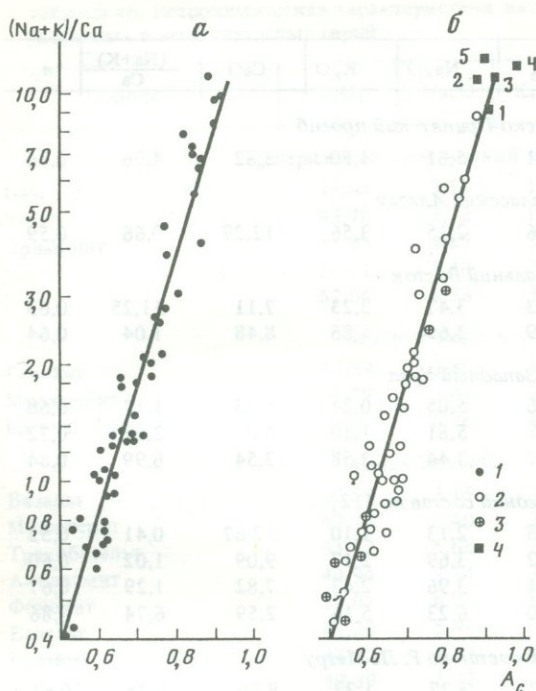


Рис. 59. Щелочно-базальтовый тренд континентальных (а — исходные расчетные составы) и океанических островных (б) вулканогенных серий

1, 2 — щелочные базальты и базальтоиды: 1 — континентальные, 2 — океанические; 3 — средние типы щелочных океанических пород по В.С. Гладких; 4 — трахиты и трахифонолиты; 1–5 — типовые составы: 1, 5 — о-в Святая Елена, 2 — о-в Гоф, 3 — о-в Фернанду-ди-Норонья, 4 — средний трахит по В.С. Гладких

ны в предыдущих главах (гл. 4, 5). Наряду с ними на общей трендовой диаграмме (рис. 57) показан еще один главный петрохимический тренд — известковый, характеризующий эволюцию составов в океанических, абиссальных и островных сериях базальтоидов пониженной щелочности, включая и толеитовые.

Для расчета главного известкового (океанического) тренда была составлена совокупность из 20 средних составов (табл. 49) преимущественно по данным обобщающих работ А. Эварта и С. Маалье [96, 97, 118]. Выборка включает средние составы низкощелочных океанических толеитов, по Л.В. Дмитриеву и А.А. Беусу, средние составы андезитов, дацитов, риолитов из островных дуг тихоокеанских провинций (Тонга, Марианская, Курильская и др.), которым соответствует около 1000 химических анализов пород. (Статистическая характеристика относящихся к этому тренду петрохимических параметров дана в табл. 50.) На диаграмме $(Na + K)/Ca - A_c$ этот тренд расположен в области наиболее низких щелочных составов — в известковом поле I. Его главной петрохимической особенностью является то, что он не входит в общий пучок трендовых линий диаграммы, тем самым отражая петрологическую специфику низкощелочных (известковых, толеитовых) островодужных и других базальтоидных серий.

Как следует из статистических характеристик, полученных при расчете трех выделенных нами главных эталонных трендов, во всех относящихся к ним совокупностях составов проявлены близкие к линейным корреляционные зависимости между главными петрогенными элементами

Таблица 48. Петрохимическая характеристика пород щелочно-базальтовых океанических серий

Порода	SiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	$\frac{Na + K}{Ca}$	A _c
<i>Гавайские острова</i>						
Базальт	45,25	2,73	0,91	1,52	0,52	0,54
"	45,90	3,03	1,01	10,62	0,63	0,59
"	47,21	2,56	0,81	10,26	0,55	0,63
"	47,26	3,25	0,81	9,45	0,73	0,65
Гавайит	48,09	3,56	1,42	7,96	1,02	0,66
"	48,68	4,27	1,52	8,13	1,17	0,66
Муджиерит	52,39	5,68	2,15	6,72	1,91	0,71
"	52,49	5,49	2,14	6,21	2,01	0,72
Трахит	62,70	7,52	4,27	1,22	15,33	0,94
<i>О-ва Самоа</i>						
Трахит	61,49	7,39	4,19	2,17	8,48	0,89
Базальт	49,36	3,52	1,72	8,37	0,52	0,59
<i>О-в Гваделупа</i>						
Базальт	51,18	4,87	1,96	7,31	1,52	0,69
"	64,79	7,06	4,44	2,38	7,59	0,98
Гавайит	41,77	3,75	1,57	10,66	0,81	0,48
Бенморейт	55,27	7,36	3,76	4,57	3,89	0,72
<i>О-в Маврикий</i>						
Океанит	44,89	2,01	0,83	0,57	0,44	0,51
Муджиерит	49,37	3,23	1,95	9,24	0,88	0,67
<i>Азорские острова</i>						
Андезит	55,79	5,06	3,37	5,10	2,58	0,80
Трахибазальт	53,40	4,60	4,30	6,22	2,16	0,72
Трахит	53,13	5,12	2,23	6,78	1,76	0,74
<i>О-ва Тристан-да-Кунья</i>						
Трахибазальт	58,86	5,63	5,53	3,17	5,30	0,84
"	47,31	4,23	3,19	9,25	1,24	0,59
"	46,71	2,97	1,20	10,21	0,67	0,60
Базальт	46,58	3,79	2,75	9,48	1,07	0,60
"	48,50	2,94	0,99	9,79	0,66	0,62
Трахиандезит	49,86	3,35	2,33	9,17	0,96	0,68
"	55,36	5,93	4,99	5,77	2,89	0,73
"	56,01	5,09	4,83	4,49	3,33	0,79
Трахит	56,60	5,14	5,11	4,60	3,34	0,79
<i>О-в Гоф</i>						
Базальт	48,36	2,90	1,68	8,37	0,87	0,64
Трахибазальт	52,42	4,16	3,64	6,57	1,80	0,72
Трахит	61,13	6,33	5,88	1,80	10,23	0,89
<i>О-в Святая Елена</i>						
Базальт	45,92	3,12	1,06	10,63	0,65	0,57
"	46,84	3,40	1,18	10,12	0,75	0,61
"	46,84	3,40	1,18	10,12	0,75	0,61

Таблица 48 (окончание)

Порода	SiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	$\frac{Na + K}{Ca}$	A _c
<i>О-в Святая Елена</i>						
Трахибазальт	48,86	4,81	1,98	7,56	1,46	0,64
"	51,15	5,54	1,86	6,94	1,76	0,69
Трахиандезит	56,49	6,22	2,97	3,58	4,13	0,80
"	59,15	6,88	3,32	2,90	5,66	0,86
Трахит	61,10	6,94	4,35	2,01	8,81	0,91
Фонолит	62,04	7,16	4,79	1,84	10,14	0,91
<i>Средний состав, по [27]</i>						
Океаниты (57) *	41,88	2,08	0,81	9,27	0,51	0,49
Базанитоиды (14)	43,92	3,11	1,33	11,64	0,62	0,52
Базальты пикритовые (32)	45,56	1,83	0,80	9,66	0,44	0,54
Базальты оливковые (344)	46,21	2,92	1,19	10,67	0,63	0,58
Базальты (71)	46,21	3,37	1,61	10,15	0,79	0,59
Трахибазальты (107)	48,23	3,82	2,11	9,04	1,04	0,63
Муджириты (22)	53,78	5,29	2,43	5,17	2,41	0,76
Трахиандезиты (52)	56,51	5,66	3,61	4,79	3,04	0,80

*См. табл. 46

и петрохимическими параметрами. Это позволяет путем сопоставления трендов оценить и индикаторную (типохимическую) роль различных параметров для трех главных направлений магматической дифференциации — щелочно-базальтового, известково-щелочного и известкового. Очевидно, выявленные таким путем петрохимические различия имеют значение общих петрологических закономерностей, так как базируются на сравнении совокупностей пород, характеризующих различия пород эффузивных формаций большей части континентальных и океанических областей, обобщенных в известных таблицах Дели, Р. Ле-Метра, А.А. Беуса и др. Поэтому полученные для указанных трех главных трендов статистические петрохимические характеристики являются эталонными и могут рассматриваться в ранге глобальных параметров литосферы.

На этой основе, как будет показано далее, исходя из сравнения трендовых пучков, можно подойти к решению таких общих вопросов, как различия в составе мантийных источников магматических серий, общая петрологическая специфика континентальных и океанических вулканогенных провинций и др. В рамках собственно петрохимического анализа путем сравнения относящихся к главным трендам характеристик наиболее наглядно можно показать роль тех или иных параметров и методов рациональной оценки особенностей химизма магматических серий. В этом отношении показателен пример, относящийся к оценке роли кремнезема как наиболее общего петрохимического параметра. Для единичных дифференцированных серий на первый взгляд нет принципиальной разницы в использовании A_c или SiO₂ в качестве наиболее общих параметров кислотности или магматической дифференциации. Однако при сравнении этих параметров на основе линейных графиков, рассчитанных по урав-

Таблица 49. Петрохимическая характеристика известковых пород океанических и островодужных формаций

Номер п/п	Порода	Местонахождение формаций	SiO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	Fe	Na + K	A _c
						Mg + Fe	Ca	
1	Базальты	Юго-запад Тихого океана*	50,78	0,26	2,06	44	0,35	0,72
2	"	Северо-запад Тихого океана**	50,17	0,51	2,45	50	0,44	0,69
3	"	Срединно-океанические хребты	49,48	0,23	2,74	43	0,47	0,66
4	"	Толиты океана	50,00	0,31	2,27	43	0,41	0,70
5	"	То же	49,80	0,20	2,61	42	0,43	0,67
6	Андезитобазальты	Северо-запад Тихого океана	53,72	0,39	2,43	57	0,51	0,83
7	"	То же	55,18	0,70	2,75	57	0,61	0,84
8	Андезиты	Юго-запад Тихого океана	58,74	0,62	2,78	56	0,69	0,99
9	"	Северо-запад Тихого океана	59,01	0,50	3,09	55	0,80	1,00
10	"	Юго-запад Тихого океана	61,34	0,74	2,90	58	0,85	1,10
11	"	То же	60,18	0,90	3,04	64	0,87	1,03
12	"	Японские о-ва	61,28	0,61	3,38	58	0,98	1,09
13	Дацинты и риолиты	То же	75,17	1,18	4,18	72	3,48	1,84
14	То же	Юго-запад Тихого океана	64,92	0,92	3,26	62	1,17	1,24
15	"	То же	67,08	0,91	3,61	69	1,41	1,34
16	То же	"	70,27	1,00	3,99	68	1,98	1,50
17	"	"	74,24	1,11	3,90	74	2,68	1,79
18	"	"	65,20	1,10	3,33	71	1,26	1,25
19	"	"	70,16	1,31	3,62	78	1,96	1,51
20	"	"	75,20	1,53	3,90	81	3,46	1,83

* К этому региону Тихого океана отнесены островные дуги: Папуа, Новая Гвинея, Фиджи, Тонга-Кермадек, Соломоновы о-ва.

** К этому региону Тихого океана отнесены дуги: Японская, Курило-Камчатская, Изу-Бонинская и Марианская

1, 6, 8-10, 12-17 — по А. Эварту; 2, 7, 11, 18-20 — по С. Маалё; 3, 4 — по А.А. Беусу; 5 — Л.В. Дмитриеву.

Таблица 50. Таблица коэффициентов парной корреляции петрохимических параметров (океанический тренд, n = 20)

Номер п/п	Параметр	1	2	3	4
1	A _c	1,00	0,96	0,92	0,92
2	Na + K/Ca	0,96	1,00	0,88	0,84
3	(K + Na), ат. кол.	0,92	0,88	1,000	0,88
4	Fe/Fe + Mg	0,92	0,84	0,89	1,00

Доверительные границы коэффициентов корреляции при n = 20 составляют для 5% — 0,44 и для 1% — 0,56.

нениям регрессии для трех главных эталонных трендов, наглядно видны различные градиенты концентрации кремнезема в сериях разной щелочности при одних и тех же значениях A_c (рис. 60): относительно низкая кремнекислотность характерна для известковых серий, а наиболее высокая — для щелочно-базальтовых. Наиболее распространенные известково-щелочные серии занимают промежуточное положение. Отмеченные различия непосредственно сопряжены с общей спецификой химизма серий и обусловлены рассмотренными в гл. 1 закономерностями магматической кристаллизации. Как было показано, при магматической дифференциации повышение щелочности (щелочнометальности) сопряжено с повышением кремнекислотности и общей кислотности магмы в последовательно формирующихся дифференциатах, поскольку наиболее кис-

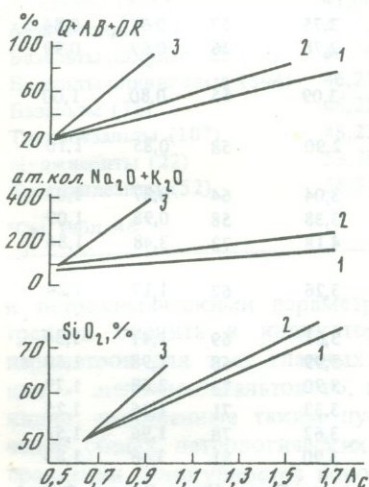
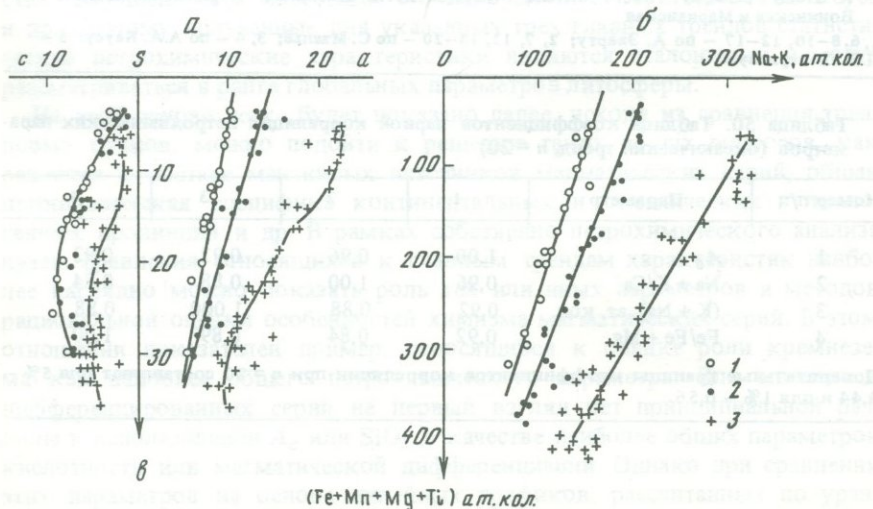


Рис. 60. Линейные графики регрессии для петрохимических параметров главных эталонных трендов

1 — океанический известковый; 2 — известково-щелочной, табличный и региональный формационный; 3 — щелочно-базальтовый, континентальный

Рис. 61. Типизация серий пород, принадлежащих к трем главным трендам, на диаграммах Заварицкого (а) и щелочно-фемической (б)

1—3 — тренды: 1 — известковый, 2 — известково-щелочной, 3 — щелочно-базальтовый



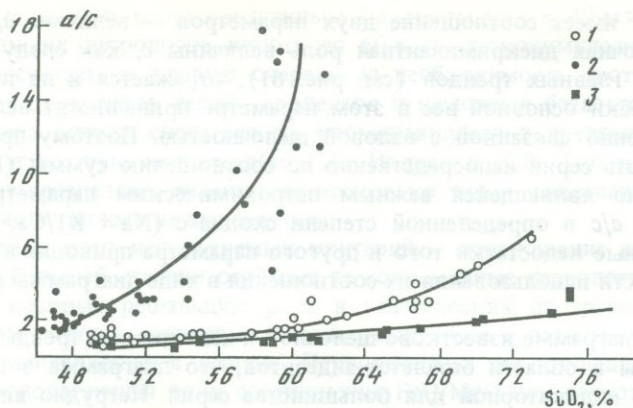


Рис. 62. Типизация главных трендовых серий по соотношению a/c и SiO_2 .
Условные обозначения те же, что и на рис. 61

лотные (полевошпатовые) анионы нейтрализуются также наиболее сильными основаниями (щелочными металлами) согласно известному правилу полярности. Соответственно предельно высокий уровень кремнекислотности ($\sim 60\%$) в щелочно-базальтовых сериях достигается раньше и при меньшей величине A_c , чем в известково-щелочных и известковых. Поэтому в данных сериях возможно последующее появление гораздо более кремнекислых конечных дифференциатов, чем в субщелочных и щелочных сериях (в последних наиболее кремнекислые типы пород не могут содержать больше SiO_2 , чем щелочные полевые шпаты, для которых $A_c = 1$). Таким образом, нельзя признать правильным обычно принимаемое как постулат положение, что особенности химизма магматических серий отражают лишь различия в содержании тех или иных петрогенных окислов по отношению к SiO_2 как равнозначному для всех серий параметру.

На основе сопоставления данных по совокупностям составов пород, принадлежащих к трем выделенным выше главным петрохимическим трендам, можно наглядно оценить преимущество диаграммы $(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca} - A_c$ по сравнению с известной диаграммой Заварицкого. Как видно из расположения фигуративных точек (рис. 61), дискриминантное значение имеет, по существу, лишь правая часть диаграммы Заварицкого — поле $a-s-b$, поскольку в левом поле $c-s-b$ нормальный известково-щелочной тренд практически совпадает с низкощелочным известковым из-за недостаточности различий по параметру c . Тем самым снижается значение метода в целом, так как для подобного разграничения трендов вместо соотношения нормативных величин a и b достаточно просто сопоставить величины валовых содержаний феррических компонентов и щелочей (см. рис. 61). Кроме того, известково-щелочной и известковый (толеитовый) тренды в поле $a-s-b$ тесно сближены из-за сопоставимости величин $(\Sigma\text{Fe} + \text{Mg})$.

Как ранее было показано Д.С. Штейнбергом [74, 75], при пересчете на параметры системы Заварицкого значение главного петрологического

го критерия имеет соотношение двух параметров — величина a/c . Однако недостаточная дискриминантная роль величины c , как следует из сопоставления главных трендов (см. рис. 61), отражается и на параметре a/c . Фактически основной вес в этом параметре принадлежит величине a , непосредственно связанной с валовой щелочностью. Поэтому правильнее разграничивать серии непосредственно по соотношению суммы $(Na + K)$, действительно являющейся важным петрохимическим параметром. Хотя величина a/c в определенной степени сходна с $(Na + K)/Ca$, а SiO_2 с A_c , отмеченные недостатки того и другого параметра приводят и к малой эффективности использования их соотношения в виде диаграммы $a/c-SiO_2$ (рис. 62).

На этой диаграмме известково-щелочной и известковый тренды настолько сближены в области базальтов-андезитов, что диаграмма в целом не может быть индикаторной для большинства серий. Нетрудно видеть, что по сравнению с используемой нами диаграммой $(Na + K)/Ca-A_c$ (рис. 57) резко сужается поле известково-щелочных базальтоидных составов, в котором находится значительная часть базальтоидных серий, хорошо различающихся по петрохимическим трендам в поле II.

Оценка типовых пород магматических серий

По определению понятий "серия магматических пород" или "магматическая серия" предполагается, что это генетические категории, в основу которых положены определенные типовые признаки общности происхождения пород. Хотя в каждом конкретном случае эти признаки имеют вполне определенное вещественное петрографическое содержание, выделение того или иного типа серий одновременно связано и с их сопоставлением в зависимости от каких-то отправных генетических положений. Таким образом, петрологический анализ магматических серий и выбор определенных критериев — минералогических, петрографических и петрохимических — обычно зависят от генетических взглядов исследователя и так или иначе отражают наиболее распространенные в каждый данный период теоретические представления о генезисе магм и путях их дифференциации.

Как известно, эти представления, особенно в последние два десятилетия, неоднократно модернизировались и эволюционировали в зависимости от пересмотра накопленного фактического материала, выводов и построений экспериментальной петрологии, геодинамических и других концепций. Однако петрохимические критерии типизации магматических серий сохраняли гораздо больший консерватизм. Так, используемый до сих пор в качестве основного метод типизации серий по критерию валовой щелочности (дискриминантная линия на диаграмме $SiO_2 - \Sigma(Na_2O, K_2O)$, в сущности, соотносится с давними представлениями о двух родоначальных базальтовых магмах: 1) оливин-базальтовой, или щелочной, и 2) толеитовой (тип центральной непорфириковой магмы о-ва Малл). Однако щелочным базальтам и их дифференциатам противопоставляются в качестве "толеитов" различные в петрологическом отношении серии: не только собственно толеитовые (в более широком смысле известково-низкощелочные), но и известково-щелочные. Хотя широкое распрост-

ранение последних было признанным фактором уже к 40-м гг., в работах ряда ведущих петрологов вплоть до 60-х гг. петрохимические критерии были рассчитаны в первую очередь на необходимость противопоставления лишь двух типов серий — толеитов и щелочных базальтов. В качестве примера можно сослаться на упоминавшуюся в предыдущих главах широко известную монографию Г.С. Йодера и К.Э. Тилли [37]. Хотя авторы подразделяют толеиты на несколько типов, собственно известково-щелочной тип ими не выделяется.

Не менее часто используемый критерий — соотношение железа и магния — в большей степени отражает те современные петрологические концепции, которые решающую роль в генетических построениях отводят специфике состава первичных базальтовых магм в зависимости от условий их выплавления в мантии. Первоначально эти концепции исходили из основополагающей роли соотношения FeO/MgO как показателя открытого или закрытого типа магматической системы и режима кислорода, определяющего весь ход магматической дифференциации вплоть до самых кремнекислых продуктов. Позднее это соотношение приобрело значение важного критерия также в связи с выделением океанических и других толеитов как продуктов обедненной (деплетированной) мантии. Несомненно, что для генетической типизации собственно базальтов соотношение железа и магния, например на диаграмме *AFM*, имеет принципиальное значение. Однако для разграничения дифференцированных базальтоидных и других серий оно не столь принципиально. (Отметим также, что в последние годы, по-видимому, существенно изменилось отношение к гипотезе Осборна о решающем значении режима кислорода и магнетитовом контроле в изменении соотношения Fe/Mg для перехода от первичного толеитового к известково-щелочному тренду дифференциации. А.Э. Рингвуд, например [58. С. 240], называет гипотезу Осборна наивной.)

В предыдущих главах представляемой читателю монографии, посвященных конкретным магматическим сериям, было показано, что термин "толеитовый" для характеристики дифференцированных серий не имеет определяющего петрохимического значения, если необходима сравнительная характеристика полного генетического ряда пород от базальтов до дацитов и риолитов. Серии, обнаруживающие типичный толеитовый тренд на диаграмме *AFM*, например Тингмули (см. рис. 54), как было показано в гл. 4, не обязательно являются низкощелочными и могут быть близки к обычным известково-щелочным или быть более щелочными. Поэтому и линия разграничения на диаграмме *AFM*, определяемая по тренду возрастания железистости, лишь для собственно базальтов (гавайских, срединно-океанических и др.) соответствует низкощелочным составам.

Непригодность диаграммы *AFM* для типизации магматических серий становится особенно очевидной, если ее сравнить с диаграммой $(Na + K)/Ca - A_c$ по положению фигуративных точек составов пород, относящихся к различным главным петрохимическим трендам. Благодаря контрастности используемого нами параметра $(Na + K)/Ca$ главные тренды — известковый (толеитовый), известково-щелочной и щелочно-базальтовый — находятся в разных полях классификационной диаграммы $(Na + K)/Ca - A_c$. Поэтому на данной диаграмме могут быть сближены лишь

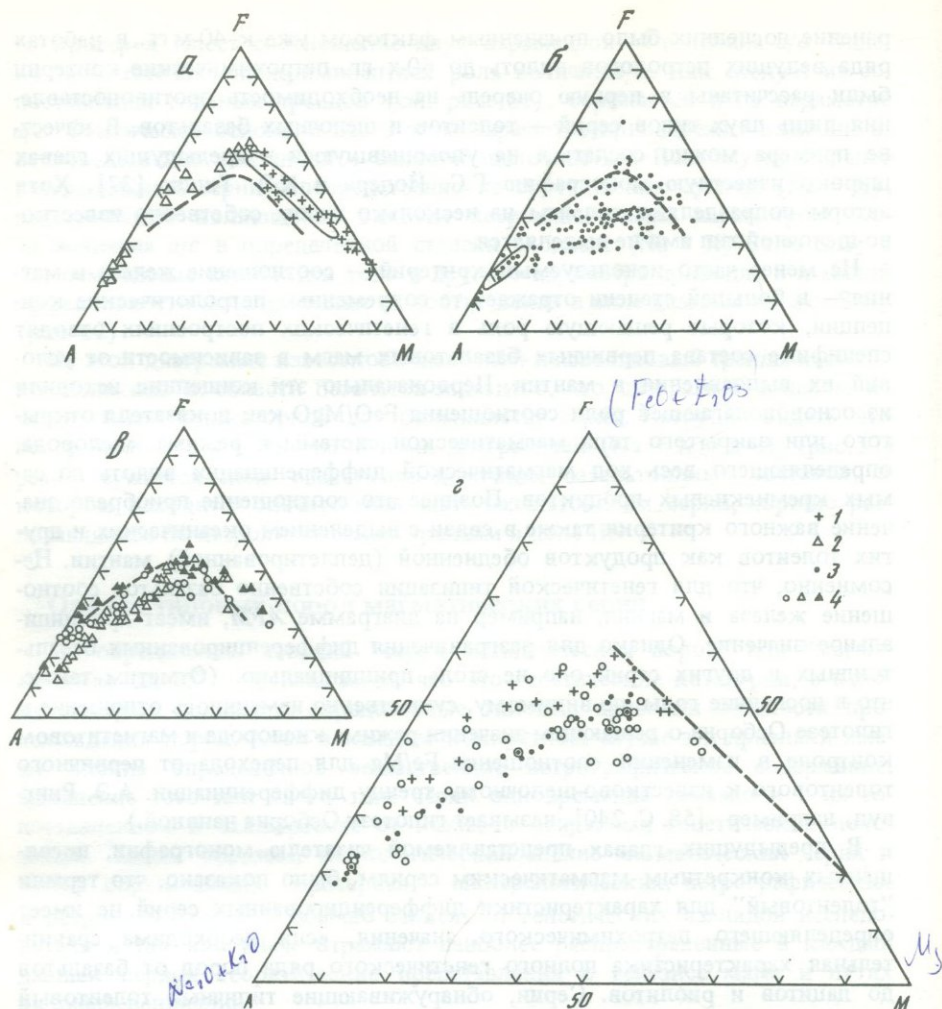


Рис. 63. Соотношение пород известковых (толеитовых), известково-щелочных и щелочно-базальтовых серий на диаграмме *AFM*

a — толеиты Гавайских островов (1) и Тингмули (2); *б* — известково-щелочные серии Каскадных гор (3); *в* — островные серии Атлантики (4); *г* — главные трендовые серии; условные обозначения те же, что и на рис. 61; пунктирная линия — гавайский толеитовый тренд

точки некоторых наименее кремнекислых базитов, а типичные базальты, андезит-базальты и последующие дифференциаты значительно отделены друг от друга. Это, как следует из выполненного в предыдущих главах петрохимического анализа, позволяет разграничивать не только главные, но и все промежуточные типы серий, определять различные отклонения от типовых трендов, выявлять возможную роль процессов ощелачивания, контаминации и т.д. На диаграмме *AFM* (рис. 63) даже в случае глав-

ных петрохимических трендов их фигуративные точки не обособлены друг от друга. Тем более не приходится говорить о типизации с помощью этой диаграммы всего спектра промежуточных серий, характеризующих магматизм различных геодинамических обстановок и специфику исходных магматических источников.

Отмеченные недостатки диаграммы *AFM* следует иметь в виду и потому, что на ее основе, а также других, не вполне надежных критериев ранее были выделены эталонные типы пород. Поэтому очевидна необходимость их корректировки. Это относится и к тем оценкам средних, для которых соблюдены условия формальной статистической корректности, что, однако, не является решающим фактором, так как предшествующее расчету формирование той или иной статистической совокупности обычно непосредственно зависит от надежности предварительных критериев условий отбора проб.

Обычным, широко распространенным приемом петрохимического сравнения той или иной породы с эталонной является оценка различий в валовой щелочности и содержании калия при сопоставимой величине кремнекислотности. При таком, чисто визуальном сравнении к "толеитам" чаще всего относят низкокальциевые или низкощелочные базальты. Другим дискриминантным параметром нередко служит величина фемического параметра $Fe/(Fe + Mg)$, где Fe — суммарное железо в пересчете на закисное или выраженное в атомных количествах. Как видно из соотношения этих параметров для некоторых, принимаемых в качестве эталонных составов (табл. 51), при петрохимическом эталонировании на такой основе возможны неточные или неверные выводы в оценке типа пород.

Так, среди эталонных составов базальтов группа известково-щелочных пород по валовой щелочности (2,6–4,1%) перекрывается как с толеитовыми, так и с некоторыми щелочными разновидностями. Хотя по пониженному содержанию K_2O некоторые толеитовые базальты заметно отличаются от остальных, среди этой группы пород есть и такие, где величина K_2O достигает 2% (островодужный пижонитовый толеит, по Х. Куно). Как видно из табл. 50, по этому параметру не различаются пижонитовый и гиперстенный типы базальтов. Можно отметить, что и среди эталонных щелочных составов можно встретить низкокальциевые разновидности, сходные с известково-щелочными. Не более надежен и фемический параметр, так как во всех трех сравниваемых главных группах встречаются базальты с близкой величиной относительной железистости 46–53%.

Сопоставим некоторые из них одновременно по двум диаграммам *AFM* и $(Na + K)/Ca - A_c$. Для сравнения взяты 29 средних табличных типов базальтов и андезитов по данным А.А. Беуса, Х. Куно, Р. Ле-Метра, Б.Г. Лутца, П. Якиша и других авторов (рис. 64, а, б). Как видно из положения фигуративных точек на диаграмме *AFM*, в число толеитовых попадают наряду с их типичными представителями (точки 1, 2, 3) также и базальты, определяемые как известково-щелочные (точка 8) или щелочные (точки 9, 10, 14). В то же время среди "нормальных" известково-щелочных и щелочных составов (ниже линии раздела) оказываются самые разные породы: известково-щелочные андезиты и базальты (точки 22, 23, 24), толеитовые (16, 18), щелочные и субщелочные (27, 29).

Таблица 51. Петрохимическая характеристика эталонных пород

Компонент	Базальты									
	толеитовые				известково-щелочные				щелочные	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	49,95	50,52	49,24	50,46	50,15	49,25	50,97	49,48	47,18	46,85
TiO ₂	1,48	0,95	0,83	1,42	1,88	0,98	1,06	1,42	3,11	2,36
Al ₂ O ₃	15,67	15,56	15,46	15,84	16,04	17,70	16,41	15,04	15,22	15,66
Fe ₂ O ₃	2,48	1,88	2,87	4,17	3,86	2,49	3,69	3,45	3,55	5,07
FeO	8,06	6,92	8,69	8,38	7,27	8,06	5,12	9,45	8,42	7,57
MnO	0,18	0,18	0,27	0,19	0,20	0,16	0,17	0,18	0,17	0,19
MgO	7,97	9,12	7,23	6,35	6,86	7,85	9,03	7,31	7,73	7,98
CaO	11,36	12,34	11,76	9,89	9,65	10,90	9,57	10,87	10,80	10,16
Na ₂ O	2,63	2,30	1,45	2,66	2,97	2,34	2,91	2,13	2,83	2,80
K ₂ O	0,23	0,21	2,20	0,64	1,12	0,27	1,08	0,66	0,98	1,36
Na ₂ O + K ₂ O	2,86	2,51	3,65	3,30	4,09	2,61	3,99	2,79	3,81	4,16
(Na + K)/Ca	0,44	0,36	0,45	0,56	0,69	0,42	0,68	0,43	0,58	0,66
FM	52	35	46	52	47	57	34	49	46	46
ИД	24	21	25	28	32	22	31	22	29	30
A _c	0,67	0,67	0,65	0,71	0,69	0,67	0,68	0,68	0,61	0,61

Компонент	Базальты				Андезиты					
	щелочные				толеитовые				известково-щелочные	
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	49,10	46,49	43,37	48,09	59,08	59,20	59,24	60,23	61,12	59,37
TiO ₂	2,13	2,57	4,42	1,57	1,06	0,79	1,29	0,93	1,81	0,88
Al ₂ O ₃	16,54	14,26	12,02	14,53	14,99	16,93	16,10	17,17	13,14	17,32
Fe ₂ O ₃	3,14	5,01	9,15	4,29	3,30	2,94	3,59	1,04	5,46	3,15
FeO	8,22	8,25	5,86	9,20	7,60	4,56	5,17	5,26	5,77	4,20
MnO	0,17	0,25	0,21	0,17	0,19	0,14	0,00	0,11	0,15	0,14
MgO	6,59	8,11	8,53	6,38	2,74	3,85	3,49	3,09	2,80	3,37
CaO	10,04	11,04	12,02	11,71	7,31	7,50	6,34	6,24	4,54	6,75
Na ₂ O	3,04	2,91	2,88	2,72	3,04	2,86	4,33	4,19	4,95	3,40
K ₂ O	1,01	1,17	1,54	1,36	0,69	1,23	0,44	1,74	0,25	1,42
Na ₂ O + K ₂ O	4,05	4,08	4,42	4,08	3,73	4,09	4,77	5,93	5,20	4,82
(Na + K)/Ca	0,67	0,60	0,59	0,56	0,86	0,88	1,32	1,54	2,04	1,16
FM	48	47	48	53	68	51	57	53	68	54
ИД	32	29	27	30	47	46	53	55	61	51
A _c	0,66	0,59	0,54	0,63	1,02	0,99	0,98	0,97	1,09	0,99

В связи с этим целесообразно оценить реальную степень щелочности-известковистости этих пород по другой диаграмме (рис. 64, б). Судя по положению фигуративных точек, аттестацию ряда эталонных средних составов приходится считать неверной; лишь часть из них можно принять за эталонные. Соответствуют своему определению: в качестве низкощелочных (толеитовых) — составы океанических и континентальных то-

Таблица 51 (окончание)

Компонент	Андезиты								
	известково-щелочные						щелочные		
	21	22	23	24	25	26	27	28	29
SiO ₂	55,63	59,61	59,24	59,87	58,95	54,83	59,55	55,92	55,10
TiO ₂	0,83	1,14	0,80	0,85	0,68	1,33	1,11	0,79	1,49
Al ₂ O ₃	17,26	17,85	17,60	17,25	17,32	17,37	17,10	15,38	18,03
Fe ₂ O ₃	3,69	2,47	3,24	2,44	3,33	3,52	3,34	3,46	5,00
FeO	5,97	4,63	3,51	4,26	4,11	5,55	3,29	11,76	3,49
MnO	0,18	0,12	0,10	0,15	0,14	0,15	0,16	0,10	0,15
MgO	4,43	2,94	3,31	3,21	3,39	4,41	2,63	1,83	3,05
CaO	8,41	6,46	6,32	6,19	6,91	8,01	5,08	3,78	6,79
Na ₂ O	2,92	3,03	3,86	3,65	3,54	3,71	4,45	4,09	4,24
K ₂ O	0,68	1,74	2,01	2,13	1,64	1,12	3,29	2,89	2,66
Na ₂ O + K ₂ O	3,60	4,77	5,87	5,78	5,18	4,83	7,74	6,98	6,90
(Na + K)/Ca	0,73	1,17	1,48	1,48	1,21	1,01	2,36	2,87	1,60
FM	54	56	52	53	54	53	57	82	59
ИД	39	51	55	55	52	43	64	55	55
A _c	0,88	1,01	0,95	0,97	0,96	0,82	0,93	0,87	0,82

1-2 - средние океанические: 1 - по Л.В. Дмитриеву, 2 - магнезиальные, по И.Н. Говорову; 3 - островодужные пижонитовые, по Х. Куно; 4 - континентальные, по Д. Грину; 5 - средний состав, по Р. Ле-Метру; 6 - гиперстеновые толеиты, по Х. Куно; 7 - островодужные, по П. Якишу; 8 - известково-щелочной трапп Сибири, по А.М. Виленскому; 9 - океанических островов, по А.А. Беусу; 10 - оливиновые континентальные, по В.С. Гладких; 11 - оливиновые, по Ф. Менсону; 12 - оливиновые Восточно-Африканской рифтовой зоны, по В.И. Герасимовскому и А.И. Полякову; 13 - оливиновые древних платформ, по Б.Г. Лутцу; 14 - щелочной трапп Сибири, по А.М. Виленскому; 15 - пижонитовая серия (Изу-Хаконе), по Х. Куно; 16 - толеитовая серия Японских островов, 17 - островодужные, по П. Якишу; 18 - океанические, по С. Маальё; 19 - исландит, средний; 20 - островных дуг, по А.А. Беусу; 21 - гиперстеновые, по Х. Куно; 22 - известково-щелочные Японских островов; 23 - окраин континентов, по А. Мак-Берни; 24 - средний состав по 54 регионам, по А.А. Беусу; 25 - средний состав, по Р. Ле-Метру, 26 - средний состав, по С. Нокколдсу; 27 - средний трахиандезит, по Р. Ла-Метру; 28 - средний трахиандезит, по С.В. Ефремовой; 29 - средний состав для ассоциации щелочных базальтов, по В.С. Гладких.

леитовых базальтов, эталонных андезитов Японских островов (точки 1-4, 15, 16); в качестве известково-щелочных - базальты, по Р. Ле-Метру и П. Якишу, андезиты, по А. Мак-Берни, А.А. Беусу и С. Нокколдсу; в качестве субщелочных - трахиандезиты и андезиты, по Р. Ле-Метру, С.В. Ефремовой, В.С. Гладких, и щелочные базальты, за исключением щелочного траппа Сибири.

Как видно из диаграммы, практически для всех видов эталонных составов применяемые до сих пор методы не могли обеспечить необходимого петрохимического разграничения. Хотя, например, большая часть типов пород, определявшихся ранее как известково-щелочные, действительно принадлежит к известково-щелочному полю диаграммы, нахождение среди них отдельных "толеитовых" и "щелочных" составов вынуждает сомневаться в достоверности выделения и других, известных по литуртарным данным типовых пород, пока они не проверены по известково-щелочному критерию.

Диаграмма (Na + K)/Ca-A_c может служить принципиальной основой также и для общей петрохимической типизации магматических формаций,

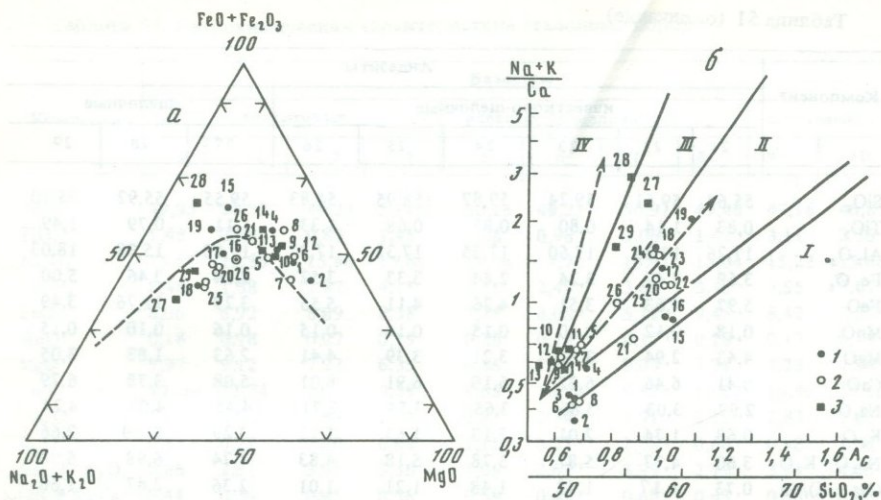


Рис. 64. Соотношение эталонных составов магматитов на диаграммах AFM (а) и $(Na + K)/Ca - A_c$ (б)

1–3 – типы пород: 1 – известковые (толеитовые), 2 – известково-щелочные, 3 – щелочно-базальтовые; номера соответствуют номерам в табл. 64

их единого количественного эталонирования по главным петрохимическим параметрам – щелочности и кислотности. Задача петрохимического эталонирования магматических формаций это в значительной степени вопрос их соотношения с главными типами магматических серий. Хотя комагматические серии являются органической частью магматических комплексов и формаций, решение этого вопроса сопряжено с определенными затруднениями. Их основная причина – принципиальное различие в методологии выделения и типизации серий и формаций. Это различие – отражение того обстоятельства, что при выделении магматических формаций недостаточно учитывалась генетическая (петрологическая) сторона проблемы, так как генетическому подходу в отечественной литературе длительное время противопоставлялся “парагенетический принцип” как единственно объективная основа формационного анализа магматитов. Тем самым изначально формационному анализу было присуще внутреннее противоречие, поскольку сам предмет анализа – выяснение причинно-следственных связей между породами по своей сути категория генетическая, т.е. неизбежно должен основываться на петрологических положениях, в том числе и о типах исходных магм, главных направлениях и физико-химических закономерностях их дифференциации.

Хотя ряд ученых, начиная с Ф.Ю. Левинсона-Лессинга, именно генетическое, петрологическое начало считали основополагающим при выделении формаций, этот путь в дальнейшем был подвергнут неоправданно жесткой методологической критике, и, как следствие, были канонизированы иные принципы. Так, критикуя генетический подход, Ю.А. Кузнецов отмечал в качестве главного его недостатка, что в определении магматических формаций вводятся “чисто гипотетические представления петрологического характера. Очень распространены, например, определе-

ния, когда в качестве основного признака формации или комплекса принимается: общность магматического очага, связь с той или иной фазой его дифференциации, единая исходная магма и т.д." [43. С. 16]. Затем следовал вывод, что "такие формулировки могут привести к весьма нежелательным для науки результатам. Главное же в них нет и необходимости, так как парагенетические отношения между породами устанавливаются достаточно надежно на основании критериев петрографического, стратиграфического, тектонического характера и обнаружение их не требует от геолога привлечения его субъективных представлений о гипотетических магматических очагах и о природе магм" [Там же. С. 17].

Подобный упрощенный подход к генетической основе формационного анализа, его петрологическая ограниченность не согласуются с имеющимся опытом изучения магматических пород и выяснения сложных связей магматизма и минерогенеза. В последние годы это отмечают и авторы обобщающих работ по магматическим формациям: "Сейчас очевидно, что противопоставление парагенетического и генетического подходов теряет смысл, так как противоречит всему опыту геологического исследования" [52. С. 9]. Таким образом, необходима модернизация формационного анализа прежде всего путем привлечения современных петрологических и геохимических представлений о магмах и путях их дифференциации в различных геодинамических обстановках. Частью этих представлений являются и развиваемые в данной книге принципы петрохимического анализа магматических серий — основного звена в структуре магматических формаций.

Во многих случаях магматические серии и конкретные магматические формации (комплексы), объединяющие гомодромные ряды пород, сопоставимы, хотя для формаций обычен больший диапазон изменения петрохимических характеристик и отступления от общего линейного тренда. Наряду с этим формации, выделяемые нередко как комплексные геологические ассоциации, могут объединять петрологически несовместимые для магматических серий породы (ультрабазиты и гранитоиды, щелочные фельдшпатоидные и кварцсодержащие и др.).

Учитывая изложенное, далее остановимся только на некоторых примерах петрохимической типизации магматических формаций на основе материалов, обобщенных ранее [52].

На диаграмме (рис. 65, а) представлены данные по средним составам основных представителей главных типов базальтоидных формаций. Как показывает расположение фигуративных точек разных формаций, они совмещены в области субщелочных составов (поле III) при величине $A_c = 0,65 \div 0,80$, т.е. в области базальтов и трахибазальтов, а также переходных к андезитам и трахитам пород. Данное обстоятельство непосредственно отражает обсуждавшуюся в предыдущих главах неоднозначность выделения среди базальтов щелочных и субщелочных типов.

Одним из методов преодоления неоднозначной типизации конкретных базальтоидных серий в составе региональных магматических комплексов, объединяемых в общие магматические формации, мог бы быть предварительный анализ их положения относительно рассмотренных выше типовых петрохимических трендов. В этом случае важное значение для подобной петрохимической разбраковки приобретают различия в составе наиболее

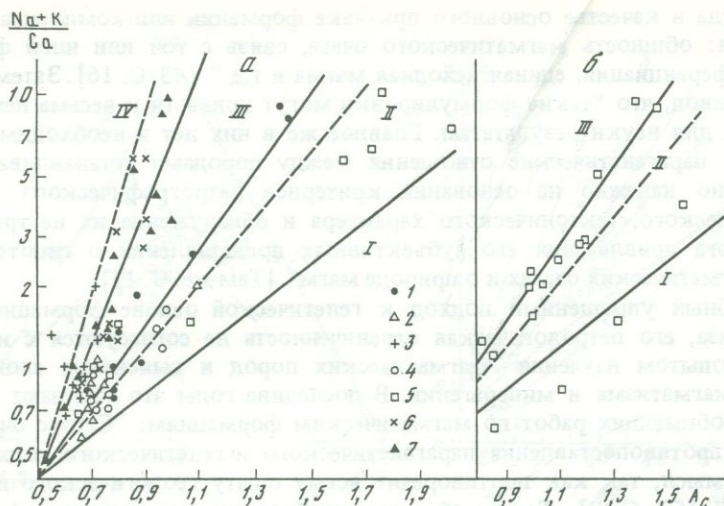


Рис. 65. Соотношение типовых пород базальтоидных и андезитоидных формаций СССР (а) и андезитовой (б) на диаграмме $(Na + K)/Ca - A_c$

1 — липарит-лейкобазальтовая; 2 — трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовая; 3 — трахибазальтовая; 4 — андезито-базальтовая; 5 — натриевых базальтов-липаритов; 6 — калиевых базальтов-трахитов; 7 — натриевых базальтов

салических членов формаций как конечных (типохимических) продуктов дифференциации исходных базальтоидных магм. Рассмотрим соотношение двух формаций, сходных по начальным базальтам: формацию натриевых базальтов-липаритов и формацию собственно натриевых базальтов.

Липариты из формации натриевых базальтов-липаритов локализуются в известково-щелочном поле II, тяготея к главному магматическому тренду. Около этого тренда группируется и часть натриевых базальтов данной формации. Допуская прямую генетическую аналогию этой формации (спилит-кератофировая в прежнем наименовании) и выделенной в качестве независимой формации собственно натриевых базальтов (прежде — спилитовая), следовало бы ожидать локализации представителей последней также в известково-щелочном поле. Однако составы спилитов образуют автономный тренд, секущий по отношению к границе полей II и III и не имеющий салических дифференциатов, что непосредственно отражает повышенную альбитовую щелочность базальтов. Это относится и к части пород, включенных в состав натриевой базальт-липаритовой формации.

Таким образом, в зависимости от принимаемой трактовки генезиса спилитов их следует либо выделять в качестве особой первичной формации, либо считать измененными (альбитизированными) породами, обособленными из нормальной, близкой к андезит-базальтовой формации. В том и другом случае липариты не принадлежат к спилитовому тренду и не могут быть приняты за когенетические им дифференциаты в рамках единой магматической формации. Из этого следует, что в петрологическом отношении данная формация неоднородна и не имеет прямых анало-

гов среди действительно комагматических серий. Этим определяется также и необходимость раздельной геохимической и металлогенической характеристики спилитов и дацитов—липаритов. Аналогичный вывод о петрологической неоднородности напрашивается и для другой совокупности формаций — трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовой и собственно трахибазальтовой, попадающих одновременно в субщелочное и щелочно-базальтовое поля.

Еще более наглядно (рис. 65, б) недостаточная петрологическая основа формационного анализа видна при оценке однородности андезитовой формации. В состав этой формации, помимо пород известково-щелочного типа (поле II), включены представители контрастных в петрологическом и геохимическом отношении серий: низкощелочной известковой (поле I) и субщелочной (поле III). Первая из этих серий в составе андезитовой формации представлена породами низкощелочных серий Закарпатья (см. гл. 2), а вторая — переходными к латитам юрскими эффузивами Восточного Забайкалья. Поэтому нецелесообразно оценивать совместно металлогеническую специфику подобных серий и таким путем определять общую металлогению "андезитовой формации". Не случайно в итоге констатируется, что в связи с ней "установлен чрезвычайно широкий спектр оруденения" [52. С. 35].

Эталонные составы и петрохимические трендовые пучки магматических серий

Типизация магматических серий как единых генетических рядов путем их сравнения с эталонными трендами щелочности—известковистости выдвигает на первый план в качестве основного петрохимического объекта исследования совокупность составов нескольких пород. Поскольку эти породы отвечают тому или иному отрезку эволюционного петрохимического тренда, изменение величины характеристических параметров должно быть направленным к конечным продуктам эволюции, т.е. составлять упорядоченную последовательность чисел. Поэтому при использовании наиболее обычных в петрохимии диаграмм в прямоугольной системе координат на плоскости соотношение параметров для нескольких серий будет представлено совокупностью нескольких векторов — трендов. Для большей части вулканогенных и других дифференцированных магматических серий, как было показано, тренды дифференциации или их предполагаемые продолжения на плоскости базисной диаграммы в координатах A_c и $(Na + K)/Ca$ образуют единый пучок, сходящийся в области базальтовых составов. Путем последующей схематизации этого пучка с учетом табличных средних составов пород главных эволюционных рядов (риолиты, трахиты, андезиты и др.) была получена основная классификационная диаграмма.

Хотя для расчета трендового пучка и главных петрохимических трендов были использованы статистические методы обычного регрессионного анализа, полученные таким путем линейные графики лишь формально аналогичны корреляционным графикам. Последние являются формой связи между наблюдаемыми значениями двух случайных величин. Однако петрохимические параметры, характеризующие эволюцию исходной магмы при

формировании той или иной серии пород, нельзя рассматривать как случайные величины в обычном для статистики значении этого понятия.

Напомним, что в статистике под "случайным событием" понимается такое событие, которое при данных условиях может произойти, а может и не произойти. Вероятность этого события является случайной величиной, принимающей в зависимости от комплекса условий (случаев) те или иные значения. Поэтому при единичном эксперименте, например по единичной пробе, значение случайной величины невозможно предсказать точно. В соответствии с этим при формальном геолого-статистическом подходе к изучению магматических формаций содержания петрогенных элементов в любой породе также рассматриваются в качестве случайных величин. Таким образом, при данном подходе петрохимический анализ это прежде всего статистические приемы и методы обработки эмпирической информации о распределении случайных величин [7, 32]. Объект петрохимического анализа — магматические породы и их совокупности — рассматривают в качестве многомерных случайных величин, обычно 10-мерных (по числу главных петрогенных оксидов), и каждый состав магматической породы, серии или формации может быть представлен как точка в n -мерном пространстве или n -мерный вектор. С этих позиций считается, что "практически все задачи, связанные с эмпирическим изучением эволюции химизма пород, могут быть решены измерением расстояния между точками n -мерного признакового пространства" [32. С. 415].

Исходя из этого, рекомендуются различные методы сравнения и разделения магматических формаций и других ассоциаций магматитов как статистических групп петрохимических случайных величин (корреляционный анализ, метод линейных дискриминантных функций, кластерный анализ, метод главных компонент и другие методы факторного анализа).

Такой путь петрохимического анализа не вызывает принципиальных замечаний, если он используется, например, для статистической характеристики каких-то общих геологических формаций, т.е. генетически случайных разнородных совокупностей пород или оценки состава и распределения химических элементов в отдельных геотектонических единицах сложного состава, в которых возможны комбинации петрологически разнотипных пород (сравнение различных участков платформ, геосинклиналей и т.д.). Однако в применении к магматическим формациям, и особенно магматическим сериям, т.е. петрологически закономерным сочетаниям главных породообразующих минералов и петрогенных компонентов (оксидов), с подобным подходом к петрохимическому анализу полностью нельзя согласиться.

Это особенно очевидно в настоящее время в связи с успешным развитием петрологии изверженных пород на основе синтеза обширного материала по магматизму континентальных и океанических провинций и результатов экспериментальных исследований, что позволило наметить общие закономерности магматической эволюции. Исходя из этих закономерностей, петрологическая типизация выступает как генетический анализ, базирующийся на совокупности данных о физико-химической детерминированности состава пород, условиях и месте генерации магм и формирования пород. Сами породы — не случайные, а закономерные члены сравнительно небольшого числа эволюционных рядов, для которых статистиче-

ские (конкретные эмпирические) закономерности форма проявления причинных, т.е. общих генетических связей. Как уже отмечалось, статистические закономерности в значительной степени предопределяются классификацией природных объектов, заложенной в принцип составления выборки. Поэтому они подтверждают уже наметившиеся закономерности, выявленные путем всестороннего анализа фактов на основе законов физической химии и данных экспериментов. При неправильных выборках статистика может дать и часто дает ложные закономерности [76. С. 76].

В предыдущих главах в связи с характеристикой отдельных магматических серий нам уже приходилось констатировать недостаточность выводов, целиком базирующихся на формальном статистическом подходе к петрохимии, например в случае факторного анализа вулканитов Малой Антильской дуги. В общем можно считать, что такой подход нередко либо тривиален и излишен, поскольку, в сущности, приводит к повторению хорошо известных петрологических истин, либо недостаточен и фактически возвращает исследователя к необходимости обычной, нестатистической петрологической интерпретации исходных данных. В качестве примера приведем следующую общую характеристику результатов применения факторного анализа в петрохимии: "Во всех исследованиях, посвященных изучению магматических образований, отмечается устойчивость первого фактора, который характеризуется антагонизмом SiO_2 ко всем остальным окислам и отражает главную тенденцию магматической дифференциации или "нормальный" петрохимический тренд. Этот фактор разделяет петрогенные компоненты на фельсифильные (Si, K), гомеофильные (Al, Na) и фемафильные (Mg, Ca, Ti, Fe), хотя для различных магматических серий могут наблюдаться некоторые отклонения от общей схемы распределения петрогенных компонентов" [32. С. 430].

Петрологическая тривиальность такого заключения очевидна, поскольку указанный антагонизм обусловлен обычным порядком кристаллизации минералов при формировании магматитов, а также сопряженностью (отрицательной корреляцией) содержания кремнезема и остальных оксидов при постоянной величине их суммы, равной 100%. Можно также напомнить об известном в петрохимии еще с 30-х гг. индексе магматической дифференциации Ларсена, основанном на выделении и противопоставлении аналогичных групп петрогенных компонентов: $(1/3 \text{SiO}_2 + \text{K}_2\text{O}) - (\text{FeO} + \text{MgO} + \text{CaO})$. Не включены в этот индекс Na_2O и Al_2O_3 именно потому, что они наименее вариабельные (гомеофильные).

В другом широко распространенном методе — методе линейных дискриминантных функций — выбор делящих признаков непосредственно зависит от различий в составе сравниваемых петрохимических эталонных совокупностей. Поскольку эти совокупности могут формироваться не на определенной петрологической, а общей формационной (геологической, парагенетической) основе, то и состав совокупностей в зависимости от набора пород может заметно варьировать. Недостаточность составления исходных статистических совокупностей на чисто формационной основе особенно наглядна, когда дискриминантные функции вычисляются для разграничения пород, не являющихся закономерными членами комагматических серий. Так, например, для отдельных регионов предлагается таким путем разграничивать нефелиновые породы гранитоидных и габбро-

идных комплексов с использованием соотношений всех петрогенных элементов [32], хотя хорошо известно, что между гранитами и нефелиновыми сиенитами нет прямой генетической связи (комагматичности). Поэтому ясно, что подобные дискриминантные уравнения в петрологическом отношении несовершенны и в лучшем случае пригодны лишь для тех частных региональных выборок, по которым они рассчитаны.

Линейные графики петрохимических трендов, характеризующие магматическую дифференциацию и генетические связи пород (типа K_2O-SiO_2 , $(Na + K)/Ca-A_c$ и др.) в отличие от статистических корреляционных графиков отражают функциональные зависимости. Поэтому соотношения обеих переменных в рамках магматической серии и соответствующего этой серии тренда не являются случайными, вероятностными, а подчинены закономерному изменению определенных общих факторов (например, внешних условий — падение температуры и др.). На первое место выступает причинно-следственная петрологическая, а не статистическая вероятностная связь сопоставляемых параметров, что позволяет заранее предугадывать тренд — направленность изменения одного параметра в зависимости от изменения другого (английское trend — тенденция, общее направление).

Из сказанного вытекают два принципиальных следствия.

1. Для характеристики генетического тренда пригодна серия (ряд) любых типичных, петрографически различных образцов (проб), контролирующих с примерно равными интервалами весь диапазон изменения минерального состава и других типоморфных свойств, наблюдаемых в геологическом обнажении и при последующих исследованиях. Слово "типичный" подчеркивает значение профессионального опыта выполнения квалифицированных полевых и последующих петрографических исследований в отборе минимального числа представительных пород. Выбор же опорных типов (названий) и оценка соответствующих им средних составов в пределах генетически единого ряда пород не являются самоцелью. Один и тот же тренд можно провести от базальта через андезит к дациту или через андезит-базальт, андезит-дацит и другие типы пород данной серии.

2. Отпадает необходимость в так называемом представительном статистическом опробовании для расчета серии средних составов по большому числу единичных проб как совокупности случайных величин. Напомним, что, согласно стандартным статистическим рекомендациям: "В практике петрохимических исследований статистическая обработка данных обычно производится в условиях выборки среднего объема (20–80 анализов). Статистические расчеты для малой выборки (меньше 15–20 анализов) совершенно не эффективны" [32. С. 370]. В соответствии с этим требованием для характеристики тренда серии, включающей 7–10 средних типовых составов пород, пришлось бы проанализировать не менее 100–150 единичных проб. Однако для обычной петрологической типизации серий, как показывает практика, достаточно 10–15 анализов единичных проб типичных пород.

Конечно, для специальных петрологических и геохимических исследований, связанных с изучением различных линейных и других трендов изменчивости состава и свойств пород в контурах крупных геологических тел, необходимо значительно большее число проб. Но и таким исследованиям должна предшествовать петрографическая типизация по минимально-

му числу проб. Существенной частью такой типизации является сопоставление составов опорных для данной серии пород с главными типами пород эталонных серий различной щелочности—известковистости. Исходя из приведенной характеристики магматических серий, по предложенной классификации магматических пород за эталонные могут быть приняты те составы, которые соответствуют расчетным линейным графикам трех главных трендов диаграммы $(Na + K)/Ca - A_c$. В целях более дробных классификационных градаций в пределах основных полей диаграммы целесообразно выделить четыре дополнительных тренда. Таким образом, для типизации основной части известково-щелочных и субщелочных серий предлагаются следующие семь эталонных трендов.

1. *Океанический низкощелочной* (низкокалиевый) — главный расчетный известковый тренд.

2. *Островодужный известково-щелочной* (умеренно-калиевый) — дополнительный тренд близ границы полей I и II.

3. *Глобальный коровый известково-щелочной* (нормально-калиевый) — главный расчетный известково-щелочной тренд.

4. *Орогенный известково-щелочной* (повышенно-калиевый) — дополнительный тренд в переходной области от поля II к полю III.

5. *Латитовый субщелочной* — дополнительный тренд в поле III.

6. *Трахитовый субщелочной* — дополнительный тренд на границе полей III и IV.

7. *Глобальный щелочно-базальтовый* — главный расчетный тренд рифтогенных континентальных и океанических островных щелочно-базальтовых—щелочно-трахитовых серий.

Соответствующие этим трендам эталонные породы включают как табличные средние составы, по Дели и другим авторам, так и средние типы пород, составляющие региональные формационные серии по данным ряда представительных сводок А. Эварта и других исследователей. Для всех составов нами рассчитаны основные петрохимические параметры, приведенные в табл. 52. Положение фигуративных точек этих составов относительно эталонных трендов показано на рис. 66. Ниже приводятся краткие пояснения в связи с выбором эталонных составов.

Для океанического (тренд 1 в табл. 52), как и для двух других главных расчетных трендов, были выбраны в качестве реперных составы, совпадающие с линейным расчетным графиком или наиболее близкие к нему по сравнению с другими исходными для оценки тренда составами. При этом учитывалось также формальное требование соответствия состава (названия) реперной породы с классификационными границами по содержанию SiO_2 , согласно рекомендованной Петрографическим комитетом классификации (в %): базальты — 46—53, андезито-базальты — 53—57, андезиты — 57—64, дациты — 64—68, риодациты и риолиты — 68—73. В эталонную серию океанического тренда включены восемь составов (табл. 52, ан. 1—8), начиная от среднего толеита океанов до риодацитов и риолитов, средних для низкощелочных серий островных дуг Тихого океана.

Эталонную серию островодужных умеренно-калиевых известково-щелочных составов (тренд 2, см. табл. 52), переходных к нормальным породам поля II, составляют средние типы пород региональной острово-

Таблица 52. Эталонные серии пород типовых петрохимических трендов

Компонент	Океанический известковый (1)							
	1	2	3	4	5	6	7	8
	базальт	андезито-базальт	андезит		дацит		риодацит	риолит
SiO ₂	50,00	53,72	58,74	61,34	64,92	67,08	70,16	75,17
TiO ₂	2,13	0,95	0,63	0,59	0,59	0,54	0,47	0,34
Al ₂ O ₃	15,35	17,42	16,82	15,84	15,07	14,53	13,79	13,02
Fe ₂ O ₃	3,41	3,28	3,00	3,26	2,03	1,89	0,91	1,39
FeO	7,69	7,54	5,36	4,80	4,79	4,38	4,62	1,47
MnO	0,17	0,18	0,15	0,15	0,14	0,13	0,10	0,09
MgO	7,88	4,48	3,57	3,14	2,29	1,52	0,88	0,58
CaO	10,79	9,60	8,32	7,95	5,98	5,41	4,13	2,58
Na ₂ O	2,27	2,43	2,78	2,90	3,26	3,61	3,62	4,18
K ₂ O	0,31	0,39	0,62	0,74	0,92	0,91	1,31	1,18
A _c	0,70	0,83	0,99	1,10	1,24	1,34	1,51	1,84
(Na + K)/Ca	0,41	0,51	0,69	0,85	1,17	1,41	1,96	3,48
K + Na	80	87	103	109	125	136	145	160
Fe + Mg + Mn	347	267	203	188	151	124	99	53
K/(K + Na)	0,09	0,09	0,13	0,14	0,16	0,14	0,19	0,16
FM	43	57	56	58	62	69	78	72
(K + Na)/Al	0,26	0,25	0,31	0,37	0,42	0,48	0,53	0,63
An/(An + Ab)	62	63	57	51	46	41	36	27
KB	9	27	37	37	43	43	45	48
ИД	23	32	43	51	58	63	70	82

Компонент	Островодужный известково-щелочной (2)							
	9	10	11	12	13	14	15	
	базальт	андезито-базальт	андезит	дацит		риолит		
SiO ₂	50,41	54,00	59,32	64,45	67,57	72,83	75,46	
TiO ₂	1,16	0,96	0,77	0,68	0,60	0,40	0,26	
Al ₂ O ₃	18,02	17,91	17,30	16,30	15,73	14,28	13,35	
Fe ₂ O ₃	3,51	3,32	3,01	2,57	2,03	1,28	0,98	
FeO	7,04	6,24	4,47	3,26	2,61	1,58	1,12	
MnO	0,20	0,17	0,14	0,14	0,12	0,00	0,06	
MgO	5,92	4,69	3,43	2,16	1,42	0,68	0,45	
CaO	10,21	8,87	7,01	5,18	4,23	2,55	1,83	
Na ₂ O	2,70	2,87	3,23	3,62	3,99	3,92	3,86	
K ₂ O	0,83	0,97	1,33	1,64	1,69	2,48	2,62	
A _c	0,71	0,82	0,99	1,20	1,34	1,62	1,80	
(Na + K)/Ca	0,58	0,72	1,06	1,64	2,18	3,94	5,52	
K + Na	105	113	132	152	165	179	180	
Fe + Mg + Mn	291	247	187	133	99	55	40	
K/(K + Na)	0,17	0,18	0,21	0,23	0,22	0,29	0,31	
FM	51	52	54	55	58	69	65	
(K + Na)/Al	0,30	0,32	0,39	0,47	0,53	0,64	0,69	
An/(An + Ab)	60	58	51	43	37	28	22	
KB	2	18	29	35	37	41	44	
ИД	28	37	50	62	70	81	86	

Таблица 52 (продолжение)

Компонент	Главный известково-щелочной тренд литосферы (3)						
	16	17	18	19	20	21	22
	базальт	андезито-базальт	андезит	дацит		риолит	
SiO ₂	50,15	54,83	60,51	65,21	66,84	69,10	73,96
TiO ₂	1,88	1,33	0,78	0,68	0,67	0,49	0,29
Al ₂ O ₃	16,04	17,37	17,58	16,25	15,25	15,34	13,55
Fe ₂ O ₃	3,86	3,52	3,38	0,78	2,17	1,84	1,42
FeO	7,27	5,55	3,18	3,89	2,26	1,58	1,04
MnO	0,20	0,15	0,18	0,06	0,07	0,08	0,07
MgO	6,86	4,41	2,79	1,82	1,58	0,97	0,39
CaO	9,65	8,01	5,89	4,43	3,72	2,97	1,24
Na ₂ O	2,97	3,71	3,64	4,39	4,18	4,48	3,39
K ₂ O	1,12	1,12	2,07	2,48	3,05	3,15	4,65
A _c	0,69	0,82	1,02	1,14	1,23	1,33	1,64
(Na + K)/Ca	0,69	1,01	1,53	2,46	3,00	4,00	9,42
K + Na	119	144	161	194	199	212	208
Fe + Mg + Mn	322	233	156	110	199	70	43
K/(K + Na)	0,20	0,17	0,27	0,31	0,32	0,32	0,47
FM	47	53	55	59	60	65	77
(K + Na)/Al	0,38	0,42	0,46	0,61	0,65	0,70	0,78
An/(An + Ab)	52	47	45	32	29	25	16
KB	0,5	13	26	24	28	29	37
ИД	32	43	57	68	74	80	90

Компонент	Орогенный известково-щелочной (повышеннокалиевый) (4)						
	23	24	25	26	27	28	29
	базальт	андезито-базальт	андезит	дацит		риолит	
SiO ₂	50,15	54,21	60,08	61,64	64,85	67,65	71,38
TiO ₂	0,91	1,06	0,95	0,81	0,73	0,67	0,39
Al ₂ O ₃	5,65	17,01	17,12	16,13	16,00	16,16	14,54
Fe ₂ O ₃	3,10	3,13	3,32	2,03	2,19	1,66	1,27
FeO	7,24	5,19	3,01	3,88	2,48	1,63	1,59
MnO	0,18	0,15	0,12	0,11	0,14	0,07	0,07
MgO	7,54	5,43	3,26	3,16	2,11	1,01	0,49
CaO	10,77	8,33	5,69	5,40	4,06	2,80	1,70
Na ₂ O	2,85	3,39	3,96	3,90	4,32	4,77	4,86
K ₂ O	1,60	2,12	2,48	2,94	3,13	3,58	3,70
A _c	0,65	0,77	0,97	1,00	1,12	1,23	1,40
(Na + K)/Ca	0,66	1,04	1,78	1,96	2,84	4,61	7,76
K + Na	4,26	154	180	188	206	230	235
Fe + Mg + Mn	329	248	166	159	116	70	51
K/(K + Na)	0,27	0,29	0,29	0,33	0,32	0,33	0,33
FM	43	45	51	50	54	63	76
(K + Na)/Al	0,41	0,46	0,54	0,60	0,66	0,72	0,83
An/(An + Ab)	52	47	39	35	29	23	14
KB	0	4	19	18	23	23	28
ИД	33	43	59	62	71	80	87

Таблица 52 (продолжение)

Компонент	Латитовый (5)					
	30	31	32	33	34	35
	базальт	шошонит	монционит	латит	шошонит	
SiO ₂	48,35	55,09	56,99	58,39	59,92	60,3
TiO ₂	1,61	2,56	1,12	1,01	1,01	1,38
Al ₂ O ₃	17,87	14,83	17,22	16,89	16,71	16,68
Fe ₂ O ₃	5,57	4,31	2,98	2,32	3,84	4,90
FeO	5,16	4,87	4,07	4,12	2,50	1,61
MnO	0,18	0,13	0,16	0,10	0,12	0,12
MgO	5,14	4,57	3,32	3,26	2,66	2,27
CaO	11,26	6,84	6,60	5,81	4,89	4,60
Na ₂ O	3,02	3,74	3,73	3,64	4,08	4,30
K ₂ O	1,84	3,07	3,82	4,45	4,27	3,83
A _c	0,64	0,80	0,84	0,87	0,93	0,97
(Na + K)/Ca	0,68	1,52	1,71	2,04	2,55	2,68
K + Na	137	186	201	212	222	220
Fe + Mg + Mn	272	237	179	169	151	142
K/(K + Na)	0,29	0,35	0,40	0,45	0,41	0,37
FM	53	52	53	52	56	60
(K + Na)/Al	0,39	0,64	0,60	0,64	0,68	0,67
An/(An + Ab)	58	32	38	35	30	29
KB	0	7	6	6	11	13
ИД	34	54	58	61	67	68

Компонент	Трахитовый (6)							
	36	37	38	39	40	41	42	43
	базальт		шошонит			трахит		
SiO ₂	50,62	51,35	54,05	54,79	56,66	58,94	61,60	62,71
TiO ₂	0,92	1,45	1,48	1,61	0,88	1,13	0,39	0,68
Al ₂ O ₃	15,81	16,29	15,79	16,36	19,61	17,57	18,01	17,86
Fe ₂ O ₃	3,78	4,53	0,0	3,69	5,01	4,05	2,68	2,69
FeO	5,33	4,10	7,54	3,95	0,87	3,24	2,66	1,91
MnO	0,17	0,15	0,16	0,13	0,11	0,05	0,06	0,13
MgO	7,76	7,08	6,02	5,42	1,83	1,27	1,14	0,93
CaO	9,96	8,56	8,17	0,76	6,28	4,28	3,14	2,44
Na ₂ O	2,84	3,50	3,87	3,81	4,25	5,78	4,50	5,48
K ₂ O	2,82	2,99	2,91	3,48	4,51	3,69	5,83	5,18
A _c	0,65	0,68	0,71	0,77	0,83	0,88	0,95	0,98
(Na + K)/Ca	0,86	1,16	1,28	1,63	2,08	3,47	4,81	6,61
K + Na	152	176	187	197	233	265	269	287
Fe + Mg + Mn	316	292	256	237	122	128	100	85
K/(K + Na)	0,40	0,36	0,33	0,38	0,41	0,30	0,46	0,38
FM	39	39	38	43	56	75	71	72
(K + Na)/Al	0,49	0,55	0,60	0,61	0,60	0,77	0,76	0,82
An/(An + Ab)	53	44	37	35	37	19	24	16
KB	0	0	4	0	1	4	6	6
ИД	39	45	48	53	63	73	77	82

Таблица 52 (окончание)

Компонент	Щелочно-базальтовый (7)						
	44	45	46	47	48	49	50
	базальт					трахит	
SiO ₂	44,80	45,92	48,47	50,29	51,15	54,59	56,49
TiO ₂	2,30	2,91	2,46	2,45	2,39	1,64	1,14
Al ₂ O ₃	12,70	15,05	14,76	17,00	16,43	17,35	17,92
Fe ₂ O ₃	3,20	2,58	3,10	3,77	4,65	4,40	2,51
FeO	9,40	9,54	8,64	6,32	7,49	4,83	6,99
MnO	0,20	0,21	0,16	0,16	0,26	0,18	0,24
MgO	11,40	8,97	8,63	5,28	3,30	2,36	1,94
CaO	11,40	10,63	8,79	8,07	6,94	5,64	3,58
Na ₂ O	2,70	3,12	3,14	4,05	5,54	5,95	6,22
K ₂ O	0,90	1,06	1,86	2,61	1,86	3,06	2,97
A _c	0,54	0,57	0,62	0,67	0,69	0,75	0,80
(Na + K)/Ca	0,52	0,65	0,90	1,29	1,76	2,56	4,13
K + Na	106	123	141	186	218	257	264
Fe + Mg + Mn	456	390	375	268	248	183	180
K/(K + Na)	0,18	0,18	0,28	0,30	0,18	0,25	0,24
FM	38	43	43	51	66	68	73
(K + Na)/Al	0,43	0,42	0,49	0,56	0,68	0,76	0,75
An/(An + Ab)	47	48	48	43	24	22	20
KB	0	0	0	0	0	0	0
ИД	22	28	36	46	53	64	69

Компонент	Щелочно-базальтовый (7)				
	51	52	53	54	55
	трахит				
SiO ₂	59,15	58,83	61,10	62,04	62,40
TiO ₂	0,50	0,83	0,35	0,16	0,74
Al ₂ O ₃	18,08	17,71	17,62	17,85	18,16
Fe ₂ O ₃	3,38	4,12	3,57	2,77	2,35
FeO	4,54	3,41	3,55	3,04	1,52
MnO	0,21	0,26	0,26	0,23	0,13
MgO	1,05	0,74	0,26	0,11	0,63
CaO	2,90	2,42	2,01	1,84	1,90
Na ₂ O	6,88	6,18	6,94	7,16	6,60
K ₂ O	3,32	5,49	4,35	4,79	5,57
A _c	0,86	0,84	0,91	0,91	0,92
(Na + K)/Ca	5,66	7,32	8,81	10,14	9,75
K + Na	2,92	316	316	333	331
Fe + Mg + Mn	134	121	104	83	68
K/(K + Na)	0,24	0,37	0,29	0,31	0,36
FM	80	84	94	97	76
(K + Na)/Al	0,82	0,91	0,92	0,95	0,93
An/(An + Ab)	13	9	7	4	6
KB	0	0	0	0	0
ИД	77	81	84	87	88

1-15, 19, 21, 23-31, 34-40, 46, 48, 49 - по А. Эварту; 18, 22, 32, 33, 41, 42 - по Делю; 16, 17, 20, 47, 55 - по Р. Ле-Метру; 43 - по А.А. Беусу; 44 - по Р. Макдональду; 52 - по В.И. Герасимовскому, А.И. Полякову; 45, 50, 51, 53, 54 - по И. Бейкеру.

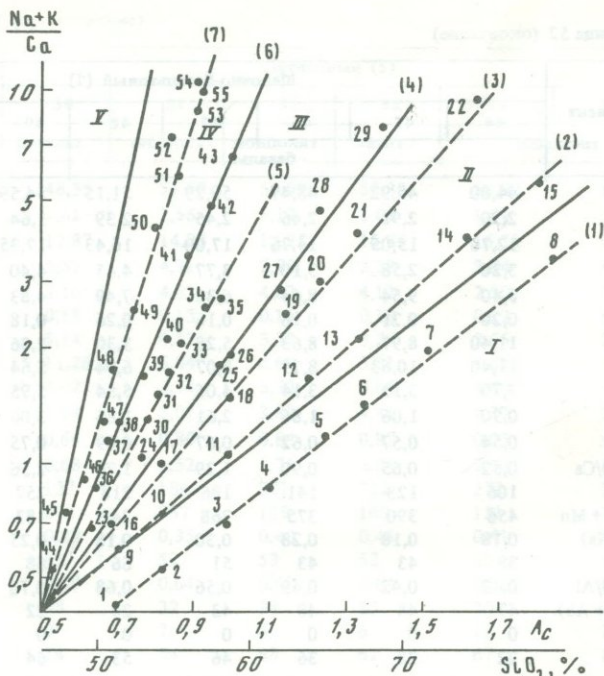


Рис. 66. Главные петрохимические тренды и реперные составы магматитов базальтоидного трендового пучка

1–55 — реперные составы; соответствуют номерам в табл. 52; в скобках даны тренды. 1 — океанический известковый, 2 — островодужный известково-щелочной, 3 — главный известково-щелочной, 4 — орогенный известково-щелочной (повышенно-калиевый), 5 — латитовый, 6 — трахитовый, 7 — щелочно-базальтовый

дужной формации северо-западного тихоокеанского сектора. В этой выборке объединены вулканиды нормально-калиевых, по А. Эварту, серий Японской, Курильской и других островных дуг (см. табл. 51, ан. 9–15). Хотя тренд выделяется как типичный для островных дуг, к нему могут быть близки и некоторые континентальные серии (например, Боливии, см. гл. 1).

В качестве эталонной серии нормальных известково-щелочных составов главного (глобального) тренда (тренд 3, см. табл. 52) объединены средние типы пород от базальтов до риолитов, по Дели и др., всего семь составов, входящих в охарактеризованную ранее общую расчетную выборку данного тренда. (Как будет показано в следующем разделе данной главы, этому тренду соответствуют средние типы коровых метаморфитов докембрийских щитов и средние составы континентальной коры.)

Для дополнительного орогенного известково-щелочного тренда (тренд 4, см. табл. 52) в качестве эталонной серии приводится совокупность составов средних типов повышенно-калиевых пород островодужной формации юго-западной части Тихого океана. В эту региональную формацию А. Эвартом объединены вулканиды ряда островных провинций (Папуа, Новая Гвинея, Соломоновы острова, Фиджи, Новая Зеландия и др.). Не следует,

однако, полагать, что этот тренд характеризует лишь островодужные серии. Напротив, к нему могут примыкать типичные вулканы наиболее массовых эффузивных серий андезитовой формации окраинно-континентального андского типа. Этим формациям соответствует средний тип андезита Южной Америки (среднее из 144, по А. Эварту). Поэтому данный тренд можно было бы также определить как главный орогенный окраинно-континентальный (андского типа), но с той существенной оговоркой, что риолитовые формации Анд, как было показано в гл. 2, не обязательно принадлежат к данному тренду. В связи с указанной аналогией представляет интерес сравнение близких в петрохимическом отношении средних составов островодужных и окраинно-континентальных андезитов также по содержанию некоторых индикаторных элементов (содержание микроэлементов дано в г/т, K_2O и TiO_2 — в мас.%):

1) андезит островодужный: TiO_2 — 0,81, K_2O — 2,9, Rb — 70, Zr — 182, Ce — 55, Yb — 2,3;

2) андезит (Анды): TiO_2 — 0,95, K_2O — 2,5, Rb — 75, Zr — 195, Ce — 67, Yb — 1,9.

Очевидна близость содержаний перечисленных индикаторных элементов, несмотря на тектоническую специфику сравниваемых формаций. Это подчеркивает определяющее значение петрохимического фактора, отражающего близость состава глубинных исходных магм и возможность конвергенции состава продуктов их эволюции независимо от различий в близповерхностных геодинамических условиях. Поэтому отдельно взятые редкие и малые элементы, без сопоставления с общим химизмом породы, не обязательно являются лучшими индикаторами геодинамической и формационной специфики магматических серий по сравнению с главными петрогенными.

Выделение следующего тренда (5, см. табл. 52) как латитового более условно в связи с недостаточно разработанными типизацией и номенклатурой латитов и других пород, составы которых попадают в субщелочное поле III. Номенклатура этих пород, долгое время не привлекавших особого внимания геологов, крайне неоднозначна и в значительной степени архаична. Основная причина такой неоднозначности — выделение видов и разновидностей пород лишь по особенностям минерального состава, нередко локальным, отражающим повышенное содержание калия, хотя по общей щелочности они могут быть сходны с обычными главными номенклатурными единицами. Данное обстоятельство ранее не считалось существенным, и, например, латиты в известном петрографическом словаре Ф.Ю. Левинсона-Лессинга и Э.А. Струве определяются просто как совокупность "настоящих" андезитов и андезито-дацитов¹.

Однако в последние годы рядом исследователей, начиная с уже цитированных нами ранее работ П. Якиша и А. Уйата, латиты и шошониты выделяются как особые типы пород при характеристике латеральной магматической зональности островодужных и других областей. В отечественной литературе в последние годы опубликованы также многочислен-

¹ Обычны также и определения латитов как экструзивных эквивалентов монцититов, а кварцевых латитов как аналогов гранодиоритов и кварцевых монцититов, например в современном словаре пород Р. Митчела.

ные работы, посвященные геохимической и металлогенической специфике латитового магматизма. Как показывает ознакомление с этими работами, для описываемых в качестве латитовых и шошонитовых серий или ассоциаций в целом не могут быть намечены не только определенные петрохимические тренды, но и какие-то определенные области в пределах субщелочного поля классификационной диаграммы. Составы пород, называемых шошонитами и латитами, в значительной степени переключаются, нередко попадают в смежные поля — как собственно щелочное, так и нормальное известково-щелочное. Не затрагивая далее петрохимическую типизацию этих пород как особую задачу, для целей данной работы достаточно выделить петрохимический тренд, проходящий через составы среднего латита и монзонита, по Дели. Этому тренду отвечают, например, латиты Центрального Забайкалья, Сьерра-Невады, ряда других регионов, хотя значительная часть латитов вместе с шошонитами примыкает к следующему, более щелочному тренду — трахитовому.

В качестве трахитового тренда (6, см. табл. 52) может быть принята пограничная линия, разделяющая субщелочное (III) и щелочно-базальтовое (IV) поля общей классификационной диаграммы $(Na + K)/Ca - A_c$. Эта линия проходит через точки средних составов трахиандезитов и трахитов по Дели и А. Беусу. Одновременно к этому тренду тяготеют средние типы региональных шошонитовых ассоциаций, выделяемые А. Эвартом практически для всех крупных региональных единиц — как островных дуг, так и континентальных окраин андского типа. Эти составы также взяты нами в качестве реперных пород эталонной трахитовой серии, которую можно было бы определить как шошонит-трахитовую. Однако шошониты обычно не объединяют с трахитами, а включают в семейство абсарокитов—банакитов. Хотя последние, согласно первоначальному определению Дж. Иддингса, должны содержать оливин (базальто-тефриты, по Ф.Ю. Левинсону-Лессингу), для них нередко указываются и кварц-содержащие разности.

Последний из типовых трендов — главный щелочно-базальтовый — уже был охарактеризован нами ранее. В качестве эталонной серии взяты некоторые исходные расчетные составы по Р. Ле-Метру, а также типичные для рифтогенных континентальных щелочно-базальтовых серий (Восточно-Африканская рифтовая зона, Байкальский рифт). Одновременно в качестве эталонных включены породы серии о-ва Святая Елена, типичной для щелочно-базальтовых океанических ассоциаций. Как было показано, данный тренд в равной мере характеризует эволюцию континентальных и океанических щелочно-базальтовых серий.

Всего в общую совокупность включено 55 эталонных составов. Для каждого из них рассчитаны наиболее важные в типохимическом отношении коэффициенты и нормативные характеристики. Порядок пересчета и соотношение расчетных коэффициентов и некоторых нормативных параметров, из числа перечисленных ранее в табл. 8, показаны на примере среднего состава андезита по Дели (табл. 53). В набор типовых петрохимических характеристик трендов входят: 1) параметр общей кислотности A_c , 2) известково-щелочной параметр $(Na + K)/Ca$, 3) показатель суммарной щелочности $(K + Na)$ в пересчете на сумму атомных количеств,

Таблица 53. Пересчет химического состава андезита на петрохимические параметры

Компонент	Исходный состав	Состав, пересчитанный на 100%	Me, (ат. кол.) × 1000	B_c	$Me \cdot B_c$
SiO ₂	59,59	60,35	992	1	
TiO ₂	0,77	0,78	10	1,5	15
Al ₂ O ₃	17,31	17,53	340	3	1020
Fe ₂ O ₃	3,33	3,37	42	2	84
FeO	3,13	3,17	44	5	220
MnO	0,18	0,18	2	5	10
MgO	2,75	2,79	68	5,5	374
CaO	5,80	5,87	103	7,5	773
Na ₂ O	3,58	3,63	115	8,5	978
K ₂ O	2,04	2,07	43	9,5	408
P ₂ O ₅	0,26	—	—		
H ₂ O	1,26	—	—		
					$\Sigma = 3882$

Нормативный состав:

$Q = 15; Or = 12; Ab = 30; An = 25; Di = 1;5; Hy = 8; Ap = 1; Mt + Ilm = 6,5$ (% CIPW)

Петрохимические параметры:

- $A_c = 4Si : (Me \cdot B_c) = 3968 : 3882 = 1,02$
- $(Na + K)/Ca = (115 + 43) : 103 = 1,53$
- $Na + K = 158$
- $Fe + Mg + Mn = 42 + 44 + 68 + 2 = 156$
- $K/(K + Na) = 43 : 158 = 0,27$
- $100 Fe/(Fe + Mg + Mn) = 100 \times (86 : 156) = 55$
- $(K + Na)/Al = 158 : 340 = 0,46$
- $100 An/(An + Ab) = (25 : 55) \times 100 = 45$
- $100 Q/(Q + Ab + Or) = (15 : 57) \times 100 = 26$
- ИД = $(Q + Ab + Or) = 57$

4) фемический параметр (Fe + Mg + Mn) — также сумма атомных количеств, 5) соотношение $K/(K + Na)$, 6) параметр относительной железистости $Fe/(Fe + Mg + Mn)$, где Fe — сумма атомных количеств двух- и трехвалентного железа, 7) коэффициент агаптности $(K + Na)/Al$, 8) нормативный плагиоклазовый коэффициент — соотношение нормативных количеств $An/(An + Ab)$ по системе CIPW, 9) котектический параметр KB — соотношение нормативных количеств кварца и нормативного щелочного полевого шпата, 10) индекс дифференциации (ИД) по Ф. Торнтону и О. Таттлу — сумма нормативных количеств калиевых минералов (щелочных полевых шпатов и кварца).

Как было показано в предыдущих главах, обычно для типизации конкретных магматических серий и петрологического анализа их магматической эволюции достаточно нескольких из перечисленных параметров, в общем случае лишь A_c и $(Na + K)/Ca$. Однако для наиболее корректной оценки специфики серии, а также распределения индикаторных микро-

элементов желательно сопоставлять те или иные петрохимические параметры, например суммарную щелочность или железо-магнезиальный параметр с нормативными характеристиками — плагиоклазовым параметром $An/(An + Ab)$ или величиной KB , характеризующей состав остаточной магматической фракции, а для гранитоидов позволяющей также оценить общий петрологический тип серии. Следует подчеркнуть целесообразность сочетания собственно петрохимических коэффициентов и нормативных характеристик на основе системы CIPW, так как последние недостаточно привлекаются для петролого-геохимической типизации серий.

Особо следует выделить требование сопоставимости пород по степени их дифференцированности, например по величине плагиоклазового параметра или индекса дифференциации Торнтон—Таттла — ИД. Исходя лишь из их авторских названий, в отдельных работах можно встретить примеры, когда сравниваются в качестве однотипных в действительности разные дифференциаты с примерно близкими, т.е. соответствующими номенклатурным градациям содержаниями SiO_2 . Однако эти градации (или интервалы) в геохимическом отношении слишком широки, например, от 46 до 53% SiO_2 для базальтов. На основании известных геохимических закономерностей, суммированных ранее автором как "принцип геохимической когерентности", можно предполагать, что в известково-щелочном базальте с 53% SiO_2 обычно будет повышена концентрация Rb, Zr, TR и ряда других литофильных микроэлементов по сравнению с базальтом из той же серии, но содержащим, например, 48% SiO_2 . Поэтому повышенная концентрация индикаторных элементов может быть обусловлена не спецификой состава исходных магм, а лишь большей степенью дифференциации одной и той же исходной магмы, о чем может свидетельствовать уже различие в величине параметра ИД, а также величина $(K + Na)/K$ и другие параметры. Для пород с примерно равными содержаниями SiO_2 может также возникнуть необходимость в определении не только параметров валовой щелочности или железистости, но и относительных характеристик $(Na + K)/Ca$ и $K/(K + Na)$, а нередко также нормативного нефелина или кварца, с тем чтобы оценить возможную направленность дифференциации и принадлежность этих пород к сериям разной щелочности и, возможно, к разным исходным типам магм.

Конечно, сопоставление всех частных параметров, как было показано, наиболее эффективно при одновременном использовании A_c в качестве базисного петрологического параметра, а также с учетом характеристического тренда щелочности—известковистости. На диаграмме рис. 66 показано положение всех эталонных типов пород из табл. 52 по соотношению главных классификационных параметров и положению относительно типовых петрохимических трендов. Это позволяет оценить положение той или иной конкретной серии в общем эволюционном поле магматитов. Следует также заметить, что переход от точечных характеристик (единичных средних составов пород) к линейным трендовым, принципиальный в методологическом отношении, не означает, однако, что отдельно взятая типичная порода и ее единичный химический анализ теряют свое петрологическое значение. Напротив, наряду с основной задачей — характеристической эволюции серий пород — предлагаемая нами диаграмма позволяет оценить и место каждой единичной породы в этой эволюции.

На диаграмме рис. 66 эталонные тренды составляют единый трендовый пучок с общей точкой (областью) исходных базальтовых составов ($A_c = 0,5$ и $(Na + K)/Ca = 0,4$). Ранее была принята условная граница для этого пучка в области перехода от щелочно-базальтовых к собственно щелочным (фондитовым) составам (фонолиты и др.). Как следует из данных, приведенных по щелочно-базальтовым и щелочным сериям (см. гл. 3 и 4), они могут быть конвергентны, т.е. перекрываются в общей области фондитовых составов. Поэтому их генетическое и геохимическое разделение может быть наиболее обосновано только с учетом принадлежности к эволюционным трендам магматической дифференциации в составе конкретных щелочных и щелочно-базальтовых серий. Остановимся дополнительно на этом вопросе, опираясь также на ранее выполненный автором петрологический анализ щелочно-базальтовых и базанитоидных серий [14].

Можно констатировать, что в таких известных щелочных провинциях, как Байкальская рифтовая зона, рифтовые зоны Восточной Африки, Гавайские острова и др., базанитоиды занимают подчиненное положение по сравнению с собственно щелочными базальтами. При этом в масштабе провинций не всегда удается четко отделить пространственно и во времени один тип магматитов от другого. Не разграничены они и петрохимически. В некоторых провинциях, например Чешском массиве, намечаются локальные центры собственно базанитоидного и нефелинитового магматизма (Дуповские горы). Однако и в этом случае, как уже было показано в гл. 4 (см. рис. 40), наиболее основные, т.е. наименее кремнекислые и наименее щелочные, дифференциаты щелочно-базальтовых магм в совокупности с базанитоидами образуют общее непрерывное поле составов. Хотя для подобных провинций очевидна некоторая условность выделения для базанитов автономного эволюционного тренда, несомненно, что именно этому тренду подчинена основная масса базанитоидов, поскольку их средний состав значительно смещен влево от главного щелочно-базальтового тренда.

Правомерность такого подхода подтверждается наличием собственно базанитоидных серий с вполне определенными автономными эволюционными трендами. Ранее с учетом возможной экстраполяции базанитовых трендов в область нефелинитов и кимберлитов автором был предложен для всех серий общий щелочно-ультраосновной трендовый пучок, располагающийся на диаграмме $(Na + K)/Ca - A_c$ левее главного базальтоидного пучка [14]. В подтверждение этого нефелинит-базанитового пучка теперь можно привести тренды рассмотренных в гл. 4 базанитоидных серий Техаса, Кении и др. Хотя они удалены друг от друга на значительные расстояния и локализованы в различных по геологическому строению районах, их петрохимические тренды близки и непосредственно связаны с щелочно-ультраосновными мантийными магмами.

Тренды всех этих типичных базанитоидных серий располагаются левее серии о-ва Тристан, наиболее щелочной из входящих в состав главного базальтового пучка. Таким образом, условная граница между двумя выделенными трендовыми пучками (рис. 67) могла бы быть проведена между этой серией и серией о-ва Росс, наиболее близкой к трендам щелочно-базальтовых магм. Из-за близости трендов обеих указанных серий в качест-

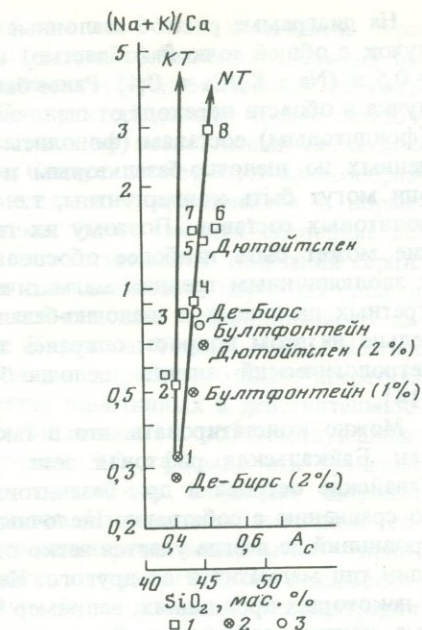
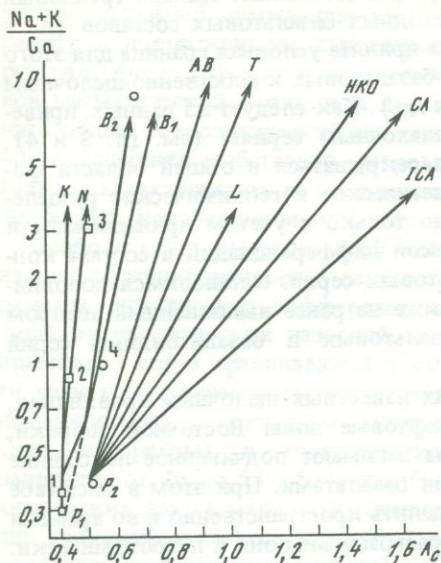


Рис. 67. Главные трендовые пучки магматических серий

Тренды: *CAI* — известково-щелочной островодужный, *CA* — главный известково-щелочной, *HKO* — высоко-калиевый орогенный, *L* — латитовый, *T* — трахитовый, *AB* — щелочно-базальтовый, *B₁* — базанитовый (серия о-ва Росс), *B₂* — нефелинит-базанитовый (серии Техаса, Эйфеля, Чешского массива), *N* — нефелинитовый, *K* — кимберлитовый. *P₁* и *P₂* — составы исходных магм для пучка: *P₁* — щелочного, *P₂* — базальтоидного; 1–4 — реперные составы щелочного пучка: 1 — кимберлиты, 2, 3 — меланефелиниты и нефелиниты Восточного рифта, 4 — базанит (по Дели)

Рис. 68. Соотношение составов наименее карбонатизированных кимберлитов, средне-кимберлитового (*KT*) и нефелинитового (*NT*) трендов на диаграмме $(Na + K)Ca - A_c$. 1 — нефелиниты, мелилититы и лейцититы, 2 — кимберлиты, среднее для трубок (содержание CO_2 дано в процентах), 3 — силикатная основа кимберлитов из тех же трубок. Цифрами выделены средние составы: 1 — кимберлитов, 2 — меланефелинитов и мелилититов, 3 — мелилититовых нефелинитов, 4 — меланефелинитов Восточного рифта, 5, 6 — лейцититовых нефелинитов и лейцититов, 7 — нефелинитов Восточного рифта. 1, 2, 6, 7 — по Дели; 3, 5 — по В.С. Гладких; 4, 8 — по В.И. Герасимовскому и А.И. Полякову

ве границы полей IV (щелочно-базальтового) и V (собственно-щелочного) можно оставить линию тренда серии о-ва Тристан.

В левой части второго пучка нами были выделены главные — нефелинитовый и кимберлитовый — тренды по средним составам для наиболее представительных областей развития этих пород: Карело-Кольская, Сибирская платформа, Восточно-Африканская рифтовая зона. Судя по трендам, у кимберлитов и близких к ним пикритовых порфиритов практически отсутствует дифференциация по кислотности. Однако при пересчете на бескарбонатную основу можно констатировать заметную дифференциацию по щелочно-кальциевому параметру: от десятых долей для средних составов, по Дели и Дж. Доусону [31], и в жильных кимберлитах

Сибирской платформы до максимальной щелочности в пикритовых порфиритах, связанных с карбонативными комплексами [15].

Поскольку пересчет на бескарбонатную силикатную основу в какой-то степени условлен, то в связи с затронутыми вопросами целесообразно обратиться к наименее карбонатизированным типам кимберлитов, встречающимся в различных кимберлитовых провинциях.

В качестве примера (рис. 68) показаны первичные кимберлиты из нескольких известных трубок Южно-Африканской кимберлитовой провинции — Де-Бирс, Булфонтейн, Дютойтспен, в которых содержание CO_2 не превышает 1–2% [35]. Как видно из сопоставления с бескарбонатными составами этих же кимберлитов, в совокупности они обнаруживают тренд небольшого, но заметного увеличения кислотности. При этом в наиболее натриевых типах, кроме альбитового минала, содержится еще нормативный нефелин (несколько процентов). Таким образом, силикатная основа кимберлитов занимает некоторую область составов в пределах общего поля, ограниченного трендами щелочности пикритовых порфириров и нефелинитов. К этому следует добавить, что близкие к кимберлитам пикритовые порфириры когда они выходят за пределы кимберлитовых провинций и ассоциируют с карбонатами, не содержат мантийных глубинных ксенолитов.

Отмеченные обстоятельства позволяют считать, как это отмечалось и ранее [61], что геохимическая специализация кимберлитов, их мантийная специфика обусловлены в первую очередь не особым типом мантийной кимберлитовой магмы, а составом содержащихся в кимберлитовых телах глубинных нодулей и материала дезинтегрированных (флюидизированных) мантийных перидотитов. Таким образом, для основных типов щелочных магматических серий в целом могут быть намечены два главных, независимых трендовых пучка с различными точками для составов исходных магматических источников по соотношению щелочности и кислотности (кремнекислотности) — точки P_1 и P_2 на трендовой диаграмме (см. рис. 67). Точке P_1 соответствуют средние составы наиболее основных мантийных пород — от перидотитов до наименее щелочных типов пикритов и кимберлитов (пикритовых порфириров) с величиной отношения $(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca}$ около 0,3. Точка P_2 отвечает более кремнекислым составам пикритовых базальтов типа гавайских или Восточно-Африканского рифта с величиной отношения $(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca}$, равной 0,4–0,45.

Щелочно-кальциевый параметр наряду с другими критериями может привлекаться при оценке первичного характера предполагаемых родоначальных магм путем соотношения их с намеченными выше трендовыми пучками. Так, этому критерию вполне удовлетворяет анкарамитовый тип исходной магмы для щелочно-базальтовых серий Атлантики [1]. Состав родоначальной магмы для щелочно-базальтовых серий Восточного рифта, рассчитанный в работах В.И. Герасимовского и А.И. Полякова, вероятно, уже прошел определенный путь дифференциации с отделением оливина от исходного пикрит-базальтового мантийного расплава.

Как следует из возможности объединения базальтовых серий различной щелочности из континентальных и океанических провинций в единый трендовый пучок с общей точкой (областью) начальных составов, различия в строении и составе верхней мантии под океанами и континен-

тами заметно не отражаются на петрохимической специфике исходных глубинных протобазальтовых магм. Другими словами, не возможная гетерогенность верхней мантии в областях магмогенерации, а физико-химические условия преобразования начальных пикрит-базальтовых мантийных выплавов в материнские толеитовые или щелочно-базальтовые магмы оказываются определяющими для последующей магматической дифференциации и дальнейшего формирования базальтовых серий различной щелочности.

Если судить по изменению валового химизма, эти преобразования не столь уж существенны. Как было впервые показано Т. Бартом для дифференцированных серий Атлантики [2], переход от предлагаемых исходных толеитов к щелочным базальтам островных серий определяется всего лишь несколькими процентами катионов в общем составе первичных магм, но этого достаточно для последовательного обогащения щелочами, титаном и фосфором при параллельном обеднении фермическими компонентами и кальцием в процессе дифференциации щелочно-базальтовой магмы. Аналогичное повышение щелочности в анкармитах по сравнению с пикритами может проявляться в содержании всего лишь нескольких процентов нормативного нефелина.

Однако именно эти небольшие начальные различия в составе первичных магм как генетический код¹ предопределяют последующую эволюцию саморазвивающихся магматических систем по мере подъема магм из мантийных очагов при понижении давления, температуры и прогрессирующем вовлечении летучих в процесс магматической кристаллизации. При этом состав мантийных расплавов, сосуществующих с оливином и пироксеном, в присутствии газовой фазы в зависимости от соотношения H_2O и CO_2 , как следует из данных современной экспериментальной петрологии, может варьировать от насыщенных кремнеземом до недосыщенных. В свою очередь, флюидный режим в процессе подъема и дифференциации исходных базальтовых магм тесно связан с общей геодинамической обстановкой, что находит прямое отражение в известной магматической зональности островодужного и окраинно-континентального магматизма.

С выводами, основанными в первую очередь на близости состава первичных базальтовых магм и на принципе когерентности петрогенных и редких элементов, в достаточной мере согласуются и результаты петрологической оценки состава мантийных источников с привлечением изотопных геохимических индикаторов. В качестве характерного примера можно привести современные данные по Гавайским островам, показывающие, что в основе генезиса щелочных базальтов и толеитов лежит один и тот же мантийный магматический источник (97–99%), а наблюдаемые вариации в соотношении изотопов стронция, самария, неодима отра-

¹ Судя по результатам сравнительного петрохимического анализа, можно считать общим правилом, что в процессе последовательной дифференциации тех или иных материнских базальтовых магм на основной стадии этого процесса в пределах главного трендового пучка обычно невозможен переход с одного типового тренда на другой, например с известково-щелочного на толеитовый известковый или латитовый. Такие переходы реализуются только к концу магматической дифференциации, когда возможно отклонение от основного тренда и переход в смежное поле составов, в первую очередь для трендов повышенной щелочности.

жают лишь изменение состава дополнительного небольшого количества примесного компонента (1—3), выплавляющегося из океанических базальтов. Сходные выводы по результатам обобщения изотопных данных в последнее время высказывались и другими исследователями.

Максимального размаха дифференциация по щелочным трендам, согласно упомянутой выше модели Т. Барта, достигает в купольных субвулканических очагах или по современным представлениям над так называемыми горячими точками или мантийными струями флюидного пропаривания верхней мантии. В других случаях, когда магмаобразование связано с обширными зонами разуплотнения мантии в континентальных сводах, с появлением близповерхностных роев питающих даек, такого резкого геохимического размежевания базальтов может не быть, поэтому возможны все переходы от толеитов к щелочным базальтам, как, например, в обширной провинции Эфиопии и Йемена [122]. Близость состава мантийных магматических источников для разных типов базальтоидных серий согласуется также и с тем, что сонахождение толеитов и щелочных базальтоидов, хотя и в разных соотношениях, наблюдается в различных континентальных провинциях, включая и некоторые типичные трапшвые (Декан, Карру).

Имея в виду намеченные по трендовым пучкам два различных типа магматических источников, можно сопоставить с ними некоторые петрологические оценки состава верхней мантии и модельных перидотитов. Как известно, эти оценки базируются преимущественно на составе различных перидотитовых и пироксенитовых нодулей. Обычно они обеднены щелочами, особенно калием. Соответственно и величина щелочно-кальциевого параметра для них примерно в 2 раза ниже величины начального уровня материнских базальтов.

Для достижения необходимого уровня щелочности и кремнекислотности обычно предполагается высокая селективность плавления перидотитов, что вряд ли можно признать в качестве универсального фактора из-за малой вероятности сегрегации и отделения подобных расплавов, генетически сопряженных с гораздо более массовыми толеитами.

Если исходить из предположения о пироксенитовом составе мантии, то также возникают сходные затруднения. Несмотря на более высокое содержание кремнезема и кальция в клинопироксенитовом компоненте по сравнению с главными железо-магнезиальными фазами перидотитов, пироксениты бедны щелочами. Поэтому величина щелочно-кальциевого параметра в них остается примерно на том же уровне, что и в лерцолитах. При выплавлении мантийных магм тренды первичного повышения щелочности будут, по-видимому, сходны.

В качестве подтверждения можно привести результаты известных экспериментов, проведенных А. Жаком и Д. Грином [110]. Взятый ими исходный модельный состав обедненного оливином лерцолита является переходным к пироксенитам. В частности, он близок к составу мантии, предполагавшемуся В.А. Кутолиным с учетом возможной дезинтеграции пироксенитов. При пересчете экспериментальных данных этих исследователей на петрохимические параметры диаграммы $(\text{Na} + \text{K})/\text{Ca}-A_c$ видно, что составы селективных базальтовых фракций с последовательным возрастанием щелочности и увеличением селективности выплавки, т.е. умень-

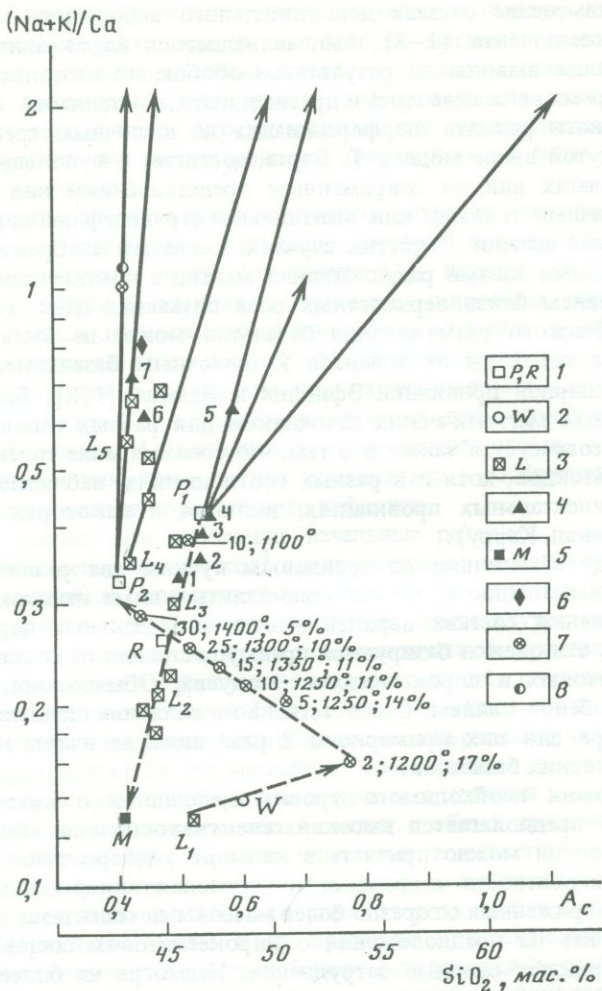


Рис. 69. Оценка состава исходных мантийных магм по трендам щелочности серий и эволюции мантийных расплавов

1 – составы исходных мантийных базальтоидных (P_1) и ультраосновных (P_2) магм, R – пиролит А. Рингвуда; 2 – мантийные вебстериты (по В.А. Кутolini); 3 – исходные мантийные перцолиты и гарцбургиты: L_1 – состав по А. Жаку и Д. Грину [43], L_2 – перидотит, Лизард, L_3 – океанический перидотит по Л.В. Дмитриеву, L_4 – перцолит, трубка "Обнаженная", L_5 – гарцбургиты океанические и из трубки "Мир", верлиты, вулкан Авача; 4 – различные мантийные магмы: 1 – пикриты-анкарамиты по Дели, 2 – гавайские пикриты по Р. Макдональду и Т. Кацуре, 3 – анкарамиты, о-в Святая Елена, по В.Л. Барсукову, Л.Н. Когарко и др., 4 – пикритобазальты гавайские и Восточного рифта, 5 – исходные щелочные базальты Восточного рифта по В.И. Герасимовскому и А.П. Полякову, 6, 7 – средний состав магм: 6 – лампрофировых, 7 – альштейновых Карело-Кольской щелочно-ультраосновной провинции по Л.С. Бородину, А.В. Липину и И.К. Пятенко; 5 – меймечит; 6 – меланефелиниты Восточного рифта; 7 – экспериментальные составы по А. Жаку и Д. Грину [110], для каждого состава приведены условия плавления: давление (10^8 Па), температура ($^{\circ}$ С), количество (селективность) расплава, %; 8 – средний пикритовый порфирит из кимберлитовых провинций

шением количества расплава от 17 до 10%, подчинены линейному полибарическому тренду (рис. 69). С повышением давления от 2 до 15 кбар состав мантийных выплавов меняется от толеитовых базальтов до пикритовых базальтов с повышенным примерно в 5 раз содержанием щелочей по сравнению с исходным модельным составом. Однако требуются еще более повышенное давление и участие летучих, как это известно по предыдущим экспериментам Д. Грина, чтобы достигнуть состава пикритов или пиrolита, попадающего на продолжение главного щелочно-базальтового тренда.

Очевидно, что последующий переход от пиrolитовых или пикритовых составов к материнским базальтовым магмам путем селективного плавления или фракционной кристаллизации должен сопровождаться отделением бесщелочных или низкощелочных реститов. Их составы будут располагаться на продолжении вниз по линии главного тренда в направлении к обедненным лерцолитам и далее к тупиковым составам дунитов и меймечитов (см. рис. 69). Поэтому нельзя признать правдоподобными представления некоторых исследователей о меймечитах и меймечитовых магмах как исходных для щелочно-ультраосновных и карбонатитовых магм, принимаемых за наиболее глубинные магмы¹.

Нодули лерцолитов в щелочных базальтах и кимберлитах с низкими (0,2 и ниже) величинами щелочно-кальциевого параметра, скорее всего, являются реститами, а не веществом первичной мантии. Об этом свидетельствует и крайне непостоянное соотношение калия и натрия в ультрамафитовых нодулях, вплоть до практически полного отсутствия калия в некоторых из них.

Исходя из трендов щелочности, а также из соотношения калия и натрия в первичных базальтовых магмах, можно уверенно сказать о значительном преобладании натрия над калием в исходных мантийных магматических источниках. Поэтому обратное соотношение этих металлов — преобладание калия над натрием в мантийных нодулях — очевидный показатель проявления процессов метасоматической флогопитизации и карбонатизации. Главный вопрос заключается в том, где эти процессы имели место: до выплавления в мантии щелочно-пикритовых (кимберлитовых) магм или при последующей транспортировке реститовых нодул пикритовыми магмами?

¹ Здесь уместно отметить, что в многочисленных интрузивных щелочно-карбонатитовых комплексах, сопровождающих эти комплексы дайках лампрофиров и эксплозивных брекчиях пикритовых порфиритов и различных трубках взрыва ни в СССР, ни за рубежом до сих пор не обнаружены мантийные нодули. В этом отношении карбонатиты и щелочно-ультраосновные породы резко отличаются от кимберлитов. Это примечательное обстоятельство пока не принималось во внимание в известных моделях мантийного петрогенезиса, согласно которым карбонатиты близки к кимберлитам как представители наиболее глубинных мантийных магм.

Глобальный известково-щелочной тренд эволюции магматических и метаморфических формаций

Подытоживая данные по петрохимической эволюции магматических серий и формаций, можно отметить следующие положения.

1. Наиболее массовые вулканогенные серии и формации орогенных зон кайнозоя представлены известково-щелочными породами, подчиненными главному известково-щелочному магматическому тренду. При этом особенно очевидна наглядно иллюстрируемая диаграммой $(Na + K)/Ca - A_c$ общая эволюционная направленность изменения их состава: от известковых низкокальциевых (толеитовых) составов для областей с типичной океанической корой (океанические островные дуги — Тонга и др.) через островодужные ассоциации переходного типа (Курило-Камчатская, Малая Антильская и др.) к окраинно-континентальным (Анды, Центральная Америка и др.), т.е. к областям с мощной континентальной корой.

2. С учетом масштабов развития магматитов несомненно, что как низкощелочные (известковые; поле I), так и субщелочные (поле III и IV) серии и формации являются как бы комплементарными по отношению к наиболее массовому известково-щелочному орогенному магматизму. В соответствии с известными современными петрологическими моделями низкощелочные магматические формации, в том числе толеиты срединно-океанических хребтов, представляют продукты массового плавления обедненной (деплезированной) мантии, а серии повышенной щелочности — щелочно-базальтовые и др. — представляют продукты наименее массового, но еще более глубинного и более селективного мантийного магматизма. Таким образом, известково-щелочной тренд отражает результирующую эволюционную линию магматизма.

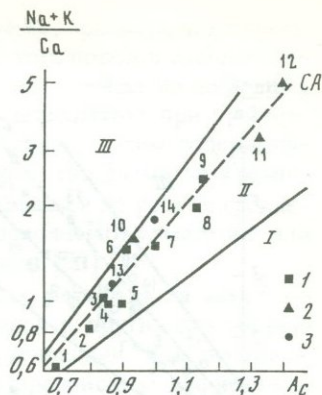
3. Близость к главному орогенному известково-щелочному эффузивному ("мантийному") тренду средних составов наиболее распространенных фанерозойских гранитоидов (гранодиоритовая и гранитовая формации) подчеркивает преемственность состава интрузивного, существенно корового магматизма, т.е. сохранение общей эволюционной направленности для всего процесса магматической дифференциации в пределах континентальной литосферы.

4. Объективным отражением этой эволюционной направленности, а также и отмеченной комплементарности магматизма являются петрохимическая сопряженность глобальных средних составов магматитов — от базальтов до гранитоидов, их подчиненность единому главному тренду щелочности—известковистости по мере возрастания кремнекислотности и общей кислотности.

Хотя для расчета главного известково-щелочного тренда для диаграмм $(Na + K)/Ca - A_c$ были использованы средние табличные составы, рассчитывавшиеся различными авторами как независимые друг от друга статистические средние (точечные характеристики), благодаря общей генетической сопряженности и комплементарности магматитов неизбежно выявляется их принадлежность к единому петрохимическому тренду. К заключению о едином эволюционном тренде можно прийти и иными путями — по соотношению расчетных валовых составов эффузивных толщ или магматитов в целом для крупных геотектонических единиц

Рис. 70. Соотношение средних составов региональных и глобальных геосинклинальных магматических формаций на диаграмме $(Na + K)/Ca - A_c$

1 — эффузивы; 2 — интрузивные породы; 3 — магматиты в целом; 1–14 — типовые составы: 1 — геосинклинальные базальты, 2 — Урал, 3 — Кавказ, 4 — средний состав эффузивов геосинклиналей, — Камчатка, 6 — Дальний Восток, 7 — андезиты геосинклиналей, 8 — смесь андезитов и риолитов (3:1), 9 — Охотский вулканоген, 10 — Урал, 11 — Кавказ, 12 — Дальний Восток, 13 — Урал, 14 — Дальний Восток; 1, 4, 7, 8 — по А.А. Ярошевскому, остальные по С.П. Соловьеву, Н.И. Говорову и Н.Л. Добрецову



континентов. Не ставя своей задачей подробный анализ этого важного для топогеохимии вывода, ограничимся лишь некоторыми иллюстрациями по данным работ, специально посвященных оценке среднего состава как отдельных территорий, так и земной коры в целом.

На графике (рис. 70) показано положение средних составов палеозойских магматических пород трех крупных регионов СССР: Урала, Кавказа и Дальнего Востока. В совокупности они представляют весь эволюционный ряд магматитов — от базальтов и габброидов до гранитоидов. Как видно из графика, все типы магматитов находятся в пределах известково-щелочного поля и приближены к главному известково-щелочному тренду. Некоторые региональные формации — эффузивные или интрузивные — могут отличаться несколько повышенной или пониженной щелочностью. Однако магматизм в целом благодаря комплементарности составов региональных интрузивных и эффузивных ассоциаций, например Урала или Кавказа соответствует единому петрохимическому тренду. На этом же графике показано положение глобальных расчетных составов геосинклинальных эффузивов, по А.А. Ярошевскому, также подтверждающее близость геосинклинального, преимущественно андезитового магматизма к главному известково-щелочному тренду.

В связи с известными представлениями о доминирующей роли андезитового магматизма в формировании континентальной земной коры возникает вопрос о том, насколько сопоставимы петрохимические тренды фанерозойского магматизма с трендами докембрийских процессов регионального метаморфизма и гранитизации. Как было показано нами ранее [11], главные типы метаморфических и магматических пород, включая средние составы чарнокитов и гранитов, характеризуются едиными трендами возрастания кремнезема, калия и одновременно уменьшения содержания фемических компонентов. Это позволяет считать главные типы метаморфитов и магматитов членами общего последовательного ряда (или серии) пород, формирующих земную кору. Таким образом, для ответа на данный вопрос также целесообразно использовать петрохимическое эталонирование по главным трендам диаграммы $(Na + K)/Ca - A_c$.

По аналогии с предыдущим рассмотрим два способа оценок: по средним составам главных типов пород и путем сравнения региональных

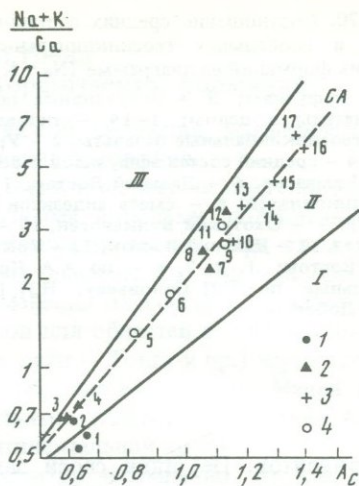
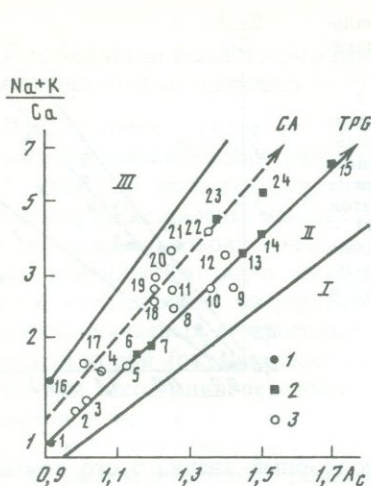


Рис. 71. Главные тренды докембрийских магматитов

1 — эффузивы; 2 — интрузивные породы; 3 — средние по формациям; 1–3 — по И.Д. Батиевой, В.Р. Ветрину, Н.И. Говорову, Н.Л. Добрецову, С.Б. Лобач-Жученко, Ф.П. Митрофанову, С.П. Соловьеву, С. Тейлору; 1–24 — типовые составы: 1 — эффузивы архея и нижнего протерозоя, Кольский полуостров, 2 — первично-коровая формация Эндерби, 3 — первично-коровая формация Анабара; 4 — гранулиты Шотландии, 5 — средний состав Анабарского щита, 6 — эндербиты Алдана, 7 — эндербиты Карелии, 8 — средний состав архейской вулканогенно-платонической ассоциации, Кольский полуостров, 9 — средний состав тоналитов и плагиогранитов, Карелия, 10 — серый гнейсы, Барбертон, 11 — средний состав магматитов, Кольский полуостров, 12 — первично-коровая формация Шотландии, 13 — плагиограниты, Карелия, 14 — чарнокиты Эндербита, 15 — плагиограниты, Становик, 16 — серые гнейсы, Уивак, 17 — гранито-гнейсовая формация, Становик, 18 — средний состав магматитов Алдана и Становика, 19 — средний состав пород фундамента Русской платформы, Украинского и Балтийского щитов, 20 — средний состав пород Канадского щита, 21 — гнейсы амфиболитовой фации по С. Тейлору и С.Макленнану, 22 — магматиты Украины, 23 — чарнокиты Алдана, 24 — гранито-гнейсовая формация Алданского щита

Рис. 72. Глобальный известково-щелочной тренд докембрийских метаморфических пород, эффузивов и гранитоидов

1 — эффузивы; 2 — амфиболиты и сланцы; 3 — гранитоиды; 4 — средний состав метаморфических фаций; 1–4 — по А.А. Беусу, Р. Дели, Б.Г. Лутцу, А.Б. Ронову; 1–17 — типовые составы: 1, 2 — основные эффузивы архея и раннего протерозоя, 3, 4 — средние составы двупироксеновых сланцев Алдана и коровых амфиболитов, 5 — гранулит-базитовый слой, 6 — гранулитовая фация, 7 — сланцы архея, 8 — сланцы древнего архея, 9 — гранито-гнейсовый слой, 10 — средний состав чарнокитов, 11 — амфиболитовая фация, 12 — сланцы раннего протерозоя, 13 — гранитоиды древнего архея, 14 — средний состав салических архейских выхлопов по С. Тейлору и С. Макленнану, 15 — граниты архея, 16 — средний докембрийский гранит, 17 — граниты раннего протерозоя

комплексов на примерах отдельных, типовых для докембрийского магматизма территорий (рис. 71 и 72). Отметим, что представленные на этих графиках тренды включают полный ряд пород гранулитовой и амфиболитовой фаций, в том числе и гранитоидов — от кристаллических сланцев, эндербитов, тоналитов и чарнокитов до собственно гранитов. Как известно, в последние годы значительное внимание уделялось проблеме серых гнейсов — древнейших коровых пород (тоналиты и др.), нередко отличающихся от фанерозойских гранитоидов пониженной щелочностью и осо-

бенно меньшим содержанием калия. Следует, однако, признать, что существенной роли первичные, не измененные разности этих пород в составе континентальной коры не играют. Еще в архее серые гнейсы подвергались значительным изменениям, включая калиевый метасоматоз при преобразовании гранулитов в амфиболитовой фации. В связи с этим содержание калия в измененных серых гнейсах по сравнению со сходными по кремнекислотности первичными породами могло повышаться до уровня среднего содержания в фанерозойских известково-щелочных магматитах или превосходить его, например гнейсы Уивак, Лабрадор [93].

Как следует из обобщения имеющихся данных, несмотря на заметный разброс средних составов древнейших гранитоидов и других докембрийских пород, намечаются и определенные общие тенденции. Для значительной части средних составов архейских и протерозойских эффузивных пород, в той или иной степени измененных серых гнейсов, эндербитов, чарнокитов и плагиигранитов характерны заметно пониженная щелочность и повышенная известковистость по сравнению с главным известково-щелочным трендом. На примерах представительных докембрийских комплексов Карелии, Кольского полуострова, Алданского и Анабарского щитов, а также ряда зарубежных регионов для этих пород предлагается выделить автономный тренд — архейский тоналит-плагиигранитовый (трондьемитовый) (см. рис. 71, тренд TPG).

Хотя известны и более известковые, низкокалиевые типы наименее измененных (реликтовых) первично-коровых пород, наряду с ними в упомянутых эталонных провинциях, как уже говорилось, развиты архейские и протерозойские гнейсы и гранитоиды не только нормальной, но и повышенной щелочности. Поэтому средние составы региональных гнейсогранитовых комплексов Алдана и Становика, фундамента Русской платформы, Украинского, Балтийского и Канадского щитов, гнейсов гранулитовой фации Шотландии и других областей близки к главному известково-щелочному тренду на диаграмме $(Na + K)/Ca - A_c$. Это определяет и положение на диаграмме фигуративных точек средних глобальных составов главных типов докембрийских эффузивов, метаморфитов и гранитоидов. График (см. рис. 72) наглядно показывает, что все главные типы докембрийских гранитоидов и метаморфических (силикатных) пород в целом подчинены общему с фанерозойскими магматитами петрохимическому тренду.

Таким образом, эволюция состава первично-коровых пород от базитов, анортозитов и других основных пород гранулит-базитовых комплексов к плагиигранитам, чарнокитам и гранитам соответствует переходу от магматитов известкового поля к намеченному выше архейскому тоналит-плагиигранитовому тренду, затем к главному известково-щелочному тренду фанерозойских серий. В этом смысле можно считать известково-щелочной тренд глобальным трендом литосферы, объединяющим распространенные фанерозойские магматические формации и докембрийские гранито-гнейсовые комплексы. Эволюционная направленность тренда подчеркивается и тем, что процесс образования как фанерозойских, так и докембрийских магматических комплексов и формаций завершается гранитоидами, т.е. конечными, наиболее сиалическими продуктами дифференциации подкоровых и коровых магм.

Петрохимия земной коры и кларки редких элементов

Глобальный известково-щелочной тренд, усредняющий региональные тренды наиболее распространенных магматических и метаморфических формаций, входит в общий трендовый пучок базальтоидных серий и, следовательно, соответствует генерализованному боуэновскому эволюционному ряду (серии) пород. Существенно, что направленность магматической эволюции отвечает общей направленности процесса формирования земной коры, поскольку при ее метаморфической и палингенной дифференциации начиная с архея возрастает доля кремнекислых пород и увеличивается мощность сиалической континентальной оболочки. Иными словами, общее петрологическое подобие главных вулканогенных и метаморфических комплексов земной коры, принадлежащих к единому тренду, свидетельствует о конвергентности процессов магматической эволюции мантийных магм и палингенно-метаморфической дифференциации в пределах земной коры. Поскольку палингенно-метаморфическую дифференциацию в верхней части литосферы в целом можно определить как гранитизацию, то важным следствием отмеченной выше конвергенции должна быть комплементарность отделяющихся от первичной коры сиалических гранитоидных расплавов и мафических реститов, подчиненность их составов общим петрохимическим трендам.

Как видно из графиков (рис. 72 и 73), на которых показано соотношение петрогенных элементов в некоторых главных типах метаморфитов и магматитов, на линиях общих трендов фигуративные точки гранитоидов и метаморфитов амфиболитовой фации (главные составляющие гранитного слоя коры), с одной стороны, и амфиболитов, эцлогитов и низкощелочных (толеитовых) базальтов (главные составляющие базальтового слоя) — с другой, являются комплементарными по отношению к среднему составу метаморфических комплексов гранулитовой фации. При общем диапазоне дифференциации от 20 до 80–85 по индексу дифференциации Торнтон—Таттла величина ИД для среднего состава гранулитовой фации (по Б.Г. Лутцу) равна 58, что и характеризует их срединное положение в общем петрохимическом ряду. Такое положение пород гранулитовой фации не случайно. Как следует из известных моделей строения земной коры (В.В. Белоусов, Н.Л. Добрецов и другие исследователи), оно определяется нахождением этих пород в срединной зоне коры — в области перехода от "гранитного" слоя к "базальтовому". Согласно Н.Л. Добрецову, более основной по сравнению с андезитами состав гранулитобазитового слоя, наличие специфических в нем пород (высокоглиноземистых и др.) объясняется, скорее всего, тем, что породы гранулитобазитового слоя представляют реститы, из которых в процессе анатексиса выплавлены и подняты вверх более кислые гранитоидные породы [30, С. 118].

В этой зоне в условиях высокого метаморфизма — дегранитизации гранулитов высвобождаются и перемещаются кверху кремнезем и калий — главные компоненты коровых гранитизирующих растворов. Таким образом, в гранитном слое комплементарными породами по отношению к гранулитам будут граниты и метаморфиты амфиболитовой фации, а в ба-

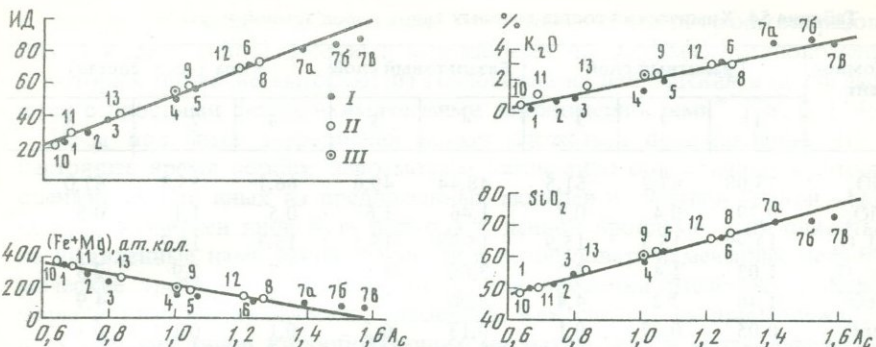


Рис. 73. Зависимость индекса дифференциации (ИД) и содержаний главных петрогенных элементов от A_c

I — магматические породы: 1 — океанические толеитовые базальты, 2 — континентальные толеитовые базальты, 3 — андезито-базальты, 4 — андезиты, 5 — кварцевые диориты и тоналиты, 6 — гранодиориты, 7 — граниты: а — щелочноземельный, б — докембрийский, в — средний; *II* — метаморфические породы: 8 — амфиболитовая фация, 9 — гранулитовая фация, 10 — эклогиты, 11 — амфиболиты, 12 — средний состав гранитного слоя, 13 — средний состав базальтового слоя; *III* — средний состав континентальной коры

зальтовом слое — эклогиты и амфиболиты. Соответственно при оценке средних составов базальтового и гранитного слоев можно принять примерно равные весовые соотношения гранулитов либо с более основными, либо с более кремнекислыми породами. Такому способу расчета, по К. Веполю, отвечает и средняя плотность метаморфической коры по соотношению наиболее распространенных типов высокометаморфических пород: 50% фельзических гранулитов, 22,5 мафических гранулитов, 22,5 эклогитов и 5% ультрамафитов.

Исходя из этих предпосылок и допущения о сохранении определенного динамического (циклического, по В.И. Вернадскому), равновесия состава верхних и нижних горизонтов коры, т.е. геохимического баланса, автором был рассчитан ее средний состав как среднее из состава гранитного и базальтового слоев (табл. 54). Вычисленный таким путем состав земной коры (табл. 54) практически совпадает с составом среднего андезита, что можно рассматривать как независимое подтверждение известной андезитовой модели С. Тейлора [65]. Согласно этой модели, предполагается, что кора имеет состав, отвечающий общему составу андезитов — главных пород эффузивных геосинклинальных толщ в орогенных провинциях. Она дифференцирована с образованием верхней гранодиоритовой и нижней остаточной анортозитовой коры. Позднее эта модель была модернизирована [134].

Предлагаемый путь оценки среднего состава земной коры на первый взгляд является упрощенным по сравнению с некоторыми другими модельными расчетами. Однако точность подобных расчетов невелика, несмотря на их перегруженность цифровыми выкладками, характеризующими соотношения площадей и масс различных пород лишь близ поверхности континентов, но не в глубинных зонах (оболочках) литосферы. Поэтому можно согласиться с заключением А.А. Беуса, что полностью

Таблица 54. Химический состав главных типов пород земной коры

Компонент	Гранитный слой			Базальтовый слой		Кора (сред. состав)		
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	73,08	67,2	61,5	48,44	49,6	66,1	55,8	61,0
TiO ₂	0,29	0,4	0,7	1,46	1,6	0,5	1,1	0,8
Al ₂ O ₃	13,99	15,3	15,9	15,08	15,5	15,3	15,7	15,5
Fe ₂ O ₃	1,03	1,4	2,2	3,66	3,5	1,7	2,9	2,3
FeO	1,46	3,2	4,4	8,06	7,7	3,4	6,2	4,9
MnO	0,05	0,07	0,1	0,13	0,2	0,1	0,1	0,1
MgO	0,55	1,9	3,3	8,31	6,9	2,3	5,5	3,9
CaO	1,56	3,4	5,2	11,66	9,4	3,9	7,9	5,9
Na ₂ O	3,62	3,8	3,5	2,40	2,9	3,6	3,1	3,3
K ₂ O	4,23	3,0	2,4	0,39	1,1	3,0	1,6	2,3
P ₂ O ₅	0,14	—	—	—	0,3	0,1	0,1	0,1

1 — граниты; 2 — метаморфиты амфиболитовой фации; 3 — метаморфиты гранулитовой фации; 4 — эклгиты из метаморфических пород; 5 — амфиболиты; 6 — гранитный слой; 7 — базальтовый слой; 8 — континентальная кора. 1, 4, 5 — по А.А. Беусу; 2, 3 — по Б.Г. Лутцу; 6—8 — по Л.С. Бородину [5, 11, 49].

гипотетическими являются представления о возможных соотношениях пород в пределах "базальтовой" оболочки и о мощности "гранитной" и "базальтовой" оболочек [5. С. 28]. Таким образом, подобные расчеты в значительной степени обесцениваются теми субъективными (модельными) допущениями, которые в конечном счете и контролируют порядок получаемых цифр.

Так, начиная с известных оценок Ф.Кларка и В.Гольдшмидта, в сущности, были произвольными допущения о мощности коры от 16 км (10 миль), по Ф. Кларку, до 40 км, по А.Польдерваарту, или соотношении главных геологических компонентов — от примерно равного соотношения базальтов и гранодиоритов, по А. Польшерваарту, до двукратного преобладания гранитоидов над базитами, по А.П. Виноградову, или базальтов над гранитами как 2 : 1 согласно другим мнениям [126]. Анализ этого вопроса дан в монографии А.А. Беуса, по мнению которого "геологические данные о количественных соотношениях горных пород на поверхности нашей планеты еще не вышли из разряда весьма приближенных исчислений" [5. С. 32].

Не менее произвольна и генетическая (геодинамическая) основа модельных построений. Так, например, в широко известных публикациях А.Б. Роннова и А.А. Ярошевского основным генетическим допущением на протяжении ряда лет был постулат о выделении вещества земной коры из мантии в результате радиального процесса выплавления типа зонной плавки и дегазации. Этому процессу как источнику ювенильного кремнезема и щелочей (особенно калия) отводилось решающее значение в преобразовании геосинклинальных толщ осадочных пород и развитии на их месте гранитно-метаморфического слоя [60]. Однако в последней публикации по данной проблеме А.А. Ярошевский при оценке состава земной коры приходит

к выводу, что следует "полностью отказаться от связи гранитообразования в коре с гипотетическими магматическими процессами, предположения о которых никак не вытекают из геологических наблюдений и не согласуются с простыми физико-химическими закономерностями" [78. С. 1146].

Из-за подобных затруднений может сложиться представление, что в настоящее время вообще невозможны какие-либо объективные критерии оценки тех или иных из предложенных моделей и составов земной коры. Однако возможен иной путь подхода к данной проблеме, если опираться на выявленные нами закономерности и использовать намеченные петрохимические тренды в качестве основы для проверки расчетных составов коры и кларков химических элементов. Как следует из принадлежности всех главных типов корообразующих магматических и метаморфических формаций к единому петрохимическому, глобальному известково-щелочному тренду, расчетные составы современной земной коры по любой модели должны контролироваться этим трендом. В этом случае условным является лишь выбор типа и мощности дифференцированной коры ("верхней", "средней" или "нижней"). Так, при допустимой мощности верхней континентальной коры в 15–20 км ее состав будет близок к гранодиориту. При увеличении мощности состав будет более основным за счет возрастания доли гранулит-базитовой составляющей в основании древних платформ или андезитовой в фанерозойских орогенных структурах, но в том и другом случае сохраняется контроль состава общим петрохимическим трендом.

В плане планетарных геофизических оценок понятно стремление исследователей включить в подсчеты наряду с распространенными магматами и метаморфитами различные типы осадочных пород. Однако в петрологическом аспекте в этом нет особой необходимости, так как усредненный состав коры может близко отражать состав исходного вещества до анатексиса и разделения коры на слои. Более принципиальна с петрологических позиций необходимость учета специфики архейской протокоры.

В подтверждение изложенного рассмотрим соотношение некоторых известных оценок составов континентальной коры (табл. 55) на диаграмме $(Na + K)/Ca - A_c$ (рис. 74). Как следует из положения фигуративных точек относительно линейного графика глобального петрохимического тренда, среди оценок состава коры нетрудно выявить как завышенные, по Ф. Кларку и В. Гольдшмидту (точки 1–2), так и заниженные, по А.Б. Ронову и А.А. Ярошевскому (точка 8). Остальные оценки являются корректными, поскольку соответствуют глобальному тренду, хотя и различающимися в зависимости от постулируемых условий. В совокупности они охватывают широкий диапазон: от близкого к гранодиориту состава верхней постархейской континентальной коры, по С. Тейлору, до близкого к андезито-базальтам состава всей коры по последней оценке А.А. Ярошевского. Эта оценка, более правдоподобна по сравнению с предыдущей, по А.Б. Ронову и А.А. Ярошевскому, и исходит из аналогии состава коры с геосинклинальными вулканитами (базальт + андезит + риолит в пропорции 6 : 3 : 1). Поскольку все три состава принадлежат к общему эволюционному петрохимическому тренду, то из-за резкого преобладания базальта в расчетной, по А.А. Ярошевскому, коровой смеси добавка в эту смесь риолита имеет, скорее, символическое значение и заметно не изменяет

Таблица 55. Модельный состав континентальной коры по данным разных авторов

Компонент	1. Ф. Кларк, 1924 г.	2. В. Гольд- шмидт, 1933 г.	3. А.П. Вино- градов, 1962 г.	4. А. Полдер- варт, 1957 г.	5. К. Паки- зер, 1967 г.
SiO ₂	60,3	60,5	63,4	59,4	57,4
TiO ₂	1,0	0,7	0,7	1,2	1,2
Al ₂ O ₃	15,6	15,7	15,3	15,5	15,1
Fe ₂ O ₃	3,2	3,3	2,5	2,3	2,3
FeO	3,8	3,5	3,7	5,0	5,5
MnO	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2
MgO	3,5	3,6	3,1	4,2	5,6
CaO	5,2	5,2	4,6	6,7	7,4
Na ₂ O	3,8	3,9	3,4	3,1	3,0
K ₂ O	3,2	3,2	3,0	2,3	2,0
A _c	0,97	0,97	1,11	0,96	0,88
(Na + K)/Ca	2,06	2,09	2,11	1,25	1,05

Компо- нент	6.Б.Г. Лутц, 1975 г.	7. Л.С. Бо- родин, 1981 г.	8. А.Б. Ро- нов, А.А. Яро- шевский, 1976 г.	9. А.А. Яро- шевский, 1985 г.	10. С. Тей- лор, 1985 г.	11. С. Тей- лор, С. Мак- леннан, 1985 г.
----------------	-------------------------	----------------------------------	---	-------------------------------------	--------------------------------	---

SiO ₂	63,0	61,0	59,3	55,98	58,0	66,0
TiO ₂	0,6	0,8	0,7	1,28	0,8	0,5
Al ₂ O ₃	15,7	15,5	15,0	16,65	18,0	15,2
Fe ₂ O ₃	2,1	2,3	2,4	1,13	(2,5)	—
FeO	4,0	4,9	5,6	7,72	(5,0)	4,5
MnO	0,1	0,1	0,1	0,14	—	—
MgO	3,6	3,9	4,9	4,92	3,5	2,2
CaO	5,0	5,9	7,2	7,51	7,5	4,2
Na ₂ O	3,4	3,3	2,5	2,90	3,5	3,9
K ₂ O	2,5	2,3	2,1	1,66	1,5	3,4
A _c	1,08	1,01	0,96	0,84	0,89	1,15
(Na + + K)/Ca	1,83	1,48	0,98	0,98	1,08	2,64

1—10 — кора в целом; 11 — верхняя часть коры.

фактически предлагаемого этим исследователем среднего андезито-базальтового состава коры.

Хотя такой подход в принципе базируется на актуалистической модели, его нельзя признать вполне достаточным прежде всего потому, что само понятие "кора" в применении к длительно существующей коре континентов предполагает признание ведущей роли не только процессов магматической, но и метаморфической и метасоматической дифференциации. Поэтому петрохимически переход от наиболее верхних горизонтов коры к нижним означает существенное увеличение доли докембрийских пород,

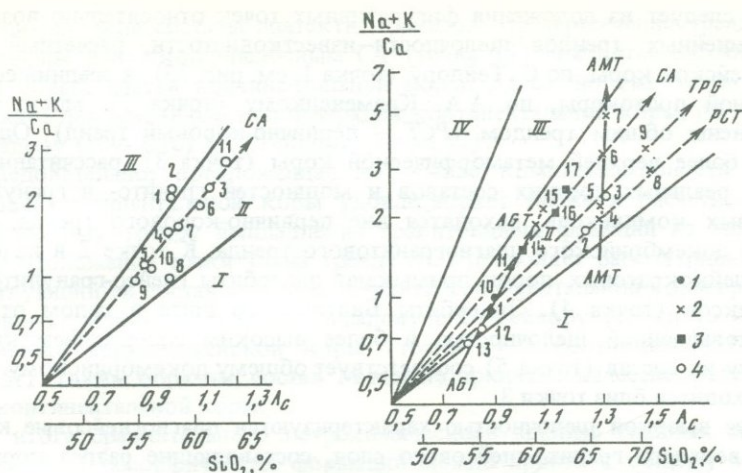


Рис. 74. Соотношение модельных составов континентальной коры на диаграмме $(Na + K)/Ca - Al_2O_3$ (по данным разных авторов, табл. 55)

1 — Кларк, 2 — Гольдшмидт, 3 — Виноградов, 4 — Польдерваат, 5 — Пакизер, 6 — Лутц, 7 — Бородин, 8 — Ронов и Ярошевский, 9 — Ярошевский, 10, 11 — Тейлор

Рис. 75. Главные тренды архейского магматизма

1-3 — средние составы: 1 — архейской и протерозойской коры, 2 — эндербитов и плагиогранитов, 3 — континентальной коры; 4 — прочие составы (см. текст)

PCT — первично-коровый, TPG — тоналит-плагиогранитовый, AGT — анатектичской гранитизации, AMT — верхнекоровый метасоматический, CA — главный эволюционный известково-щелочной

чем определяется и предпочтительность уже упоминавшихся палингенно-метаморфических моделей по В.В. Белоусову, Б.Г. Лутцу, Н.Л. Добрецову и др. Исходя из этих моделей, главное критериальное значение приобретают данные по составу глубинно-коровых архейских и протерозойских пород. Наиболее аргументированно этот подход был реализован С. Тейлором и С. Макленнаном [133, 134].

По мнению этих исследователей, архейская кора составляет около 75% общей коры. Формирование коры в архее в значительной степени определялось как преимущественным развитием вулканогенных граувакк — продуктов преобразования тоналит-трондjemитовых пород, так и интенсивными процессами внутрикоровой дифференциации. Результатом этих процессов было широкое проявление гранитоидного магматизма в конце архея, что привело к значительному изменению состава верхней континентальной коры. Исходя из принципа соответствия состава осадочных и магматических серий, С. Тейлором и С. Макленнаном были предложены новые оценки не только состава коры в целом, но и верхней и нижней ее оболочек. При петрохимической интерпретации этих оценок наряду с приведенным ранее графиком средних типов метаморфитов (см. рис. 72) целесообразно также привлечь результаты сравнительного изучения состава глубинных первично-коровых пород по материалам глубинного бурения на Русской плите и Балтийском щите [42]. Кратко остановимся на этих данных (рис. 75).

Как следует из положения фигуративных точек относительно возможных линейных трендов щелочности—известковистости, расчетный состав архейской коры, по С. Тейлору (точка 1, см. рис. 75), и средний состав глубинной протокры, по А.А. Кременецкому (точка 2), могут быть объединены общим трендом (*PCT* — первично-коровый тренд). Однако состав более верхней метаморфической коры (точка 3), рассчитанный с учетом реальных средних составов и мощностей гранито- и гранулитогнейсовых комплексов, находится вне первично-корового тренда, близ общего докембрийского плагиигранитового тренда. К точке 2 в качестве более лейкократовых пород примыкают эндербиты гнейсо-гранулитовых комплексов (точка 4). Эндербиты Балтийского щита в целом отличаются повышенной щелочностью и более высоким содержанием калия. Поэтому их состав (точка 5) соответствует общему докембрийскому тренду и находится близ точки 3.

Более высокой щелочностью характеризуются плагиигнейсовые комплексы верхнего гранито-гнейсового слоя, составляющие разрез коры до глубины 10–15 км (точка 6). Они принадлежат к главному известково-щелочному тренду (*CA*), объединяющему основную часть докембрийских гнейсо-гранитовых и фанерозойских магматических комплексов и формаций. Еще более высокой щелочностью, почти предельной для поля II, отличаются составы гнейсов Уивак (точка 7), что, как уже говорилось, обусловлено проявлением интенсивных метасоматических процессов с привнесением щелочей. К ним близки чарнокиты Алданского щита [29]. Для всех этих пород (точки 3–7) намечается общий тренд — архейского щелочного метасоматоза и ультраметаморфизма. Этот докембрийский тренд (*AMT*) принципиально отличается от трендов главного трендового пучка, поскольку повышение общей щелочности и калиевости не сопряжено с одновременным ростом кислотности и кремнекислотности.

Здесь важно отметить, что типичные архейские интрузивные граниты находятся вне тренда *AMT*. Из них наиболее ранние — первично-коровые граниты Канентьяврского массива (точка 8) — принадлежат к первично-коровому тренду (*PCT*) и, очевидно, могут быть приняты за продукты анатектических магм аналогично соответствующим коровым гранитам главного тренда *CA*. Другие граниты, например Мурманского блока (точка 9, состав по И.В. Белькову и др.), представляют магматические процессы, подчиненные общему докембрийскому, тоналит-эндербит-плагиигранитовому тренду (*TPG*). Петрологическая представительность этого тренда, предшествующего фанерозойскому, подчеркивается еще и тем, что к нему принадлежат метаморфические комплексы не только древних щитов, но и зрелых островных дуг, например сиалическая протерозойская кора Камчатки (точка 10, средний состав по Н.И. Говорову и др. [22]).

По сравнению с общим составом архейской коры (точка 1) ее верхняя часть (точка 11) близка к главному известково-щелочному тренду. Эти два рассчитанные С. Тейлором состава, а также составы реститов после выплавления из общей коры 10% наиболее низкотемпературного гранитового расплава (точка 12) и 25% гранодиоритового (точка 13) могут быть аппроксимированы общим трендом (*AGT*). К этому тренду в качестве типовых магматитов могут быть отнесены как относительно натриевые разновидности эндербитов, например Алдана и Становика [22], так и более калие-

вые силикатные составы анатектит-гранитов. На пересечении тренда *AGT* с главным известково-щелочным *CA* (точка 14) находится рассчитанный нами общий состав континентальной коры. Далее, но уже вдоль тренда *CA*, идут фигуративные точки верхней континентальной коры, по А.П. Виноградову (точка 16) и С. Тейлору (точка 17).

Следовательно, предложенная на основе комплементарности оценка состава континентальной коры удовлетворяет также и расчетному анатектическому тренду выплавления гранитоидных фракций из архейской коры. Положение точки 14 на тренде *AGT* позволяет рассматривать соответствующий ей состав как смесь верхней континентальной коры гранодиоритового состава, по А.П. Виноградову и С. Тейлору (точки 15 и 16), и глубокой верхнеархейской коры (точка 1) в соотношении, близком 1—1,5:1. Таким образом, состав 14 можно принять в качестве состава средней континентальной коры.

В итоге сравнительного петрохимического анализа главных магматических и метаморфических формаций можно прийти к общему заключению, что в петрологическом отношении могут быть объединены два процесса: 1) направленной метаморфической и анатектической дифференциации континентальной коры, меняющей свой состав в ходе постепенного обособления верхнего гранито-гнейсового и нижнего гранулитобазитового слоя и 2) магматической вулканогенной дифференциации, эволюционирующей с увеличением доли кислого магматизма по мере консолидации и увеличения мощности континентальной коры.

В результате средние составы пород главных вулканогенных магматических и метаморфических ассоциаций подчинены единому известково-щелочному эволюционному тренду формирования континентальной земной коры *CA*. Поэтому аналогичны и главные тенденции в возрастании кремнекислотности, общей и калиевой щелочности при уменьшении магнезиальности, содержания железа и кальция. Это позволяет распространить принцип когерентности петрогенных и литофильных редких элементов в магматической дифференциации на генеральный известково-щелочной тренд в целом и выдвинуть следующее предположение: величины средних содержания литофильных редких элементов закономерно связаны со средними составами главных типов магматических пород известково-щелочного ряда и земной коры в целом [12, 13].

Для проверки этого предположения автором была выполнена статистическая обработка данных по распределению 15 литофильных микроэлементов — Rb, Nb, Zr, TR и др. Для этого, как и при расчете главных петрохимических трендов, была составлена группа из представительных средних составов. Группа включала две подгруппы: 1) средних составов региональных известково-щелочных магматических пород и 2) из 14 эталонных составов табличных глобальных типов магматитов, а также составов земной коры в целом по таблицам Виноградова, Тейлора, Турекьяна и Ведыполя.

В первую группу были включены приведенные в предыдущих главах региональные средние составы вулканических орогенных ассоциаций для ряда окраинно-континентальных и океанических провинций (запада США, Центральной и Южной Америки, Японии, Курильских о-вов и Камчатки и др.). Для этих составов рассчитывались по равным интервалам кремнекис-

лотности средневзвешенные по числу всех анализов содержания редких элементов, а также параметры щелочности и кремнекислотности. Наряду с ними были рассчитаны средние типы нормально-калиевых известково-щелочных пород, т.е. были исключены входившие в предыдущие составы региональных групп низкокалиевые и высококалиевые типы пород. Как показала последующая статистическая обработка данных, оба применявшихся метода приводят практически к одним и тем же результатам. В первую группу также были включены: главные типы интрузивных известково-щелочных гранитоидов СССР, по Ю.Б. Марину и др.; средние составы диоритов, гранодиоритов и гранитов, рассчитанные А.А. Беусом для многих регионов различных континентов; средние составы современной литосферы по С. Тейлору и С. Макленнану и по А.А. Беусу [5, 134].

Рассчитанные для всей группы составов значения коэффициентов корреляции значительно превышают критические значения для 5%-ного уровня значимости. Таким образом, для рассматриваемых литофильных элементов — лития, рубидия, циркония, лантана, церия, празеодима, неодима, самария, гадолиния, иттербия, бериллия, тория и урана — проявлена сильная корреляция с главными петрохимическими параметрами — общей кислотностью A_c , кремнекислотностью, K_2O и суммарной щелочностью ($K + Na$). Следовательно, подтверждается прямая зависимость величины средних содержаний (кларков) литофильных микроэлементов от изменения химического состава в последовательном ряду главных типов изверженных пород. Это позволяет по уравнению регрессии или непосредственно по корреляционному графику оценить среднее содержание микроэлемента, исходя из содержания SiO_2 и общей кислотности породы.

Для взятой нами совокупности средних составов — от базальтов до гранитов — статистические средние главных петрохимических параметров составляют: $SiO_2 = 61\%$, $A_c = 1$. Это соответствует расчетному составу, предложенному автором в качестве средней континентальной коры. Для этого состава литосферы могут быть даны следующие оценки средних содержаний микроэлементов (табл. 56).

Как было отмечено, предлагаемый метод оценки кларков редких элементов базируется на сформулированном автором ранее принципе когерентности — закономерной геохимической корреляции петрогенных и микроэлементов в процессе магматической эволюции. В соответствии с этим принципом средние содержания микроэлементов, рассчитывавшиеся обычно как статистически случайные величины в составлявших их независимо друг от друга средних типах пород¹, подчинены не статистическим, а функциональным, — детерминированным петрологическим связям. Общим выражением этих связей, как было показано, является также и петрохимически закономерное соотношение расчетных модельных составов земной коры, их подчиненность единому эволюционному тренду магматических и метаморфических формаций. Это открывает возможность объективной проверки предложенных разными авторами

¹ Некоторые исследователи, определяющие кларки как статистически случайные величины, считают, что время количественной геохимии, особенно для редких элементов, еще не настало и что "оценки кларков содержат громадные погрешности" [68. С. 141].

Таблица 56. Оценка кларков (в г/т) микроэлементов в континентальной литосфере

Элемент	Кларки		Элемент	Кларки	
	$A_c = 1,08$	($SiO_2 = 61\%$)		$A_c = 1,08$	($SiO_2 = 61\%$)
Литий	22	(± 1,6)	Самарий	7	(± 1,4)
Рубидий	91	(± 9,6)	Гадолиний	7	(± 1,4)
Ниобий	16	(± 2,8)	Иттербий	3	(± 0,2)
Цирконий	153	(± 6,3)	Иттрий	29	(± 1,0)
Лантан	36	(± 2,6)	Бериллий	2	(± 0,3)
Церий	70	(± 4,3)	Торий	9	(± 1,3)
Празеодим	7,5	(± 0,5)	Уран	2	(± 0,3)
Неодим	31	(± 2,2)			

П р и м е ч а н и е. В скобках дана оценка ошибки среднего арифметического.

Таблица 57. Новые оценки кларков редких элементов в модельных типах земной коры

Элемент	I		II		III		IV	
	$A_c = 1,1$ ($SiO_2 = 63\%$)		$A_c = 1,20$ ($SiO_2 = 65\%$)		$A_c = 1,01$ ($SiO_2 = 61\%$)		$A_c = 1,01$ ($SiO_2 = 59\%$)	
Li	22,6	(32)*	25,0	(30)	20,0	(20)	19,7	(20)
Be	2,5	(3,8)	3,0	(2,0)	2,0	(2,8)	2,0	(1,5)
Rb	97	(150)	112	(120)	80	(90)	78	(90)
Y	30	(29)	31	(34)	28	(33)	28	(26)
Zr	159	(170)	170	(160)	147	(165)	146	(130)
Nb	14	(20)	15,5	(20)	13	(20)	13	(19)
La	38	(29)	42	(44)	33	(30)	33	(25)
Ce	68	(70)	73	(75)	62	(60)	62	(60)
Pr	7,6	(9)	8,0	(7,6)	7,0	(8,2)	7,0	(5,7)
Nd	31	(37)	32	(30)	29	(28)	29	(24)
Sm	7,3	(8)	7,7	(8,6)	6,8	(6)	6,8	(6,5)
Gd	5,5	(8)	5,9	—	4,9	(5,4)	4,9	(6,5)
Yb	3,0	(0,3)	3,3	(3,3)	2,8	(0,3)	2,8	(2,6)
Th	10	(13)	12	(11)	8,5	(9,5)	8,5	(7,3)
U	2,5	(2,5)	2,9	(3,5)	2,1	(2,7)	2,1	(1,5)

* Для каждого типа коры в левом столбце приведены наши оценки кларков, исходя из величины A_c ; в правом столбце указаны прежние значения кларков; I — по А.П. Виноградову, II — по Г. Ведыполю, III — С. Тейлору, IV — по А.А. Беусу.

оценок средних содержаний редких элементов в литосфере на основе выявленных корреляционных зависимостей между редкими и петрогенными элементами.

Используя расчетные графики, можно по величинам A_c и SiO_2 в том или ином модельном составе литосферы определить соответствующую величину среднего содержания (кларка) редкого элемента. Так, например, очевидно, что при большей величине A_c и кремнекислотности в принятом А.П. Виноградовым составе земной коры по сравнению с модель-

Таблица 58. Коэффициенты концентрации редких элементов в изверженных породах

Породы	Ac	Li	Rb	Sr	La	Y	Zr	Nb
Океанические базальты (толенты)	0,67	0,3	0,02	0,3	0,1	1	0,5	0,3
Андезиты	1,02	0,5	0,3	1	0,3	0,9	0,8	0,2
Гранодиориты и дациты	1,2	1-1,5	1,6	1,2	1,2	0,7-1,1	1,0-1,2	0,9-1
Граниты (средние)	1,6	1,8	2	0,3	1,7	1,3	1,1	1,2
Щелочные базальты	0,60	0,5	0,4	2,0	1-2	0,8-1	1,6-1,9	1,3
Фонолиты	0,7	0,8-1	1,3-1,5	2,8	2,9	1	4,5-5	8-12
Кимберлиты	0,40	1	0,3	1,9	0,6	0,5	1,6	5
Агпайтовые нефелиновые сиениты	0,6	1,3	2-2,5	2-3,5	> 10	2-20	7-30	> 10

ным составом, по С. Тейлору, кларки Виноградова для литофильных редких элементов должны быть выше, чем кларки Тейлора. В табл. 57 приведены рассчитанные нами на основе регрессионных графиков действительные величины кларков по сравнению с их табличными величинами, по данным А.П. Виноградова, К. Ведеполя, С. Тейлора и А.А. Беуса (значения в скобках). Как следует из сопоставления цифр, по многим элементам расхождения существенны. Так, в таблицах Виноградова и Ведеполя значительно завышены оценки содержания лития, во всех таблицах завышены также содержания ниобия и рубидия, занижены содержания отдельных редкоземельных элементов и т.д. Однако порядок цифр близок. Наиболее корректными по сравнению с остальными следует признать оценки кларков, предложенные А.А. Беусом [6].

Объективный характер кларков, возможность их проверки и корректировки позволяют использовать их как важный геохимический эталон при различных геохимических и прогнозных металлогенических исследованиях. При этом целесообразно оценивать также относительную концентрацию в магматических породах, т.е. нормировать содержания по отношению к кларкам, например, континентальной литосферы, по близким оценкам А.А. Беуса и автора. Значения таких нормированных оценок ("коэффициентов литофильности"), ранее рассчитанные автором [13], для некоторых распространенных типов пород даны в табл. 58.

Не останавливаясь специально на этом вопросе, отметим лишь, что серии наиболее массовых дифференциатов различных базальтовых субщелочных (известково-щелочных) магм по трендам концентрации редких элементов могут быть противопоставлены собственно щелочным сериям второго трендового пучка, связанным с ювенильными магмами повышенной щелочности. В первой группе наиболее распространенных 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 среднего содержания в литосфере. Во второй группе, к которой принадлежат различные щелочные серии, возможны гораздо более

высокие содержания редких элементов. Эта возможность предопределена изначально повышенными содержаниями редких элементов в исходных магмах.

В дифференциатах щелочных и карбонатитовых магм уровень минимальных промышленных содержаний отдельных редких элементов может быть достигнут непосредственно в объеме крупных интрузивных тел. При меньших значениях L (до 2–3) для появления подобных концентраций необходимы дополнительные процессы кристаллизационного и эманационного фракционирования, обычно реализуемые лишь в небольших масштабах. При величине $L = 2 \div 3$ магматические породы могут быть отнесены к потенциально рудоносным. Так, например, 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.

Для палингенных и анатектических серий и формаций гранитоидов особенно хорошо известна прямая связь между петрохимическими параметрами, в первую очередь щелочностью, и характером геохимической специализации. Как было показано автором, для петрохимической типизации лейкократовых фаций гранитоидов рационально наряду с абсолютными величинами общей щелочности и кислотности использовать их относительные значения, нормированные по отношению к среднему типу гранитов (величина A_c для среднего гранита равна 1,5). В этом случае в качестве показателя щелочности удобно взять относительную агайтность (K), нормированную по коэффициенту агайтности нормальных гранитов ($K_a = 0,7$). Наряду с параметрами относительной кислотности (A) и щелочности (K) для выделения потенциально рудоносных, особенно редкометалльных фаций следует учитывать также содержание фтора (F). Для фтора в качестве стандарта взята величина среднего содержания в 0,1% (т.е. округленная величина его кларка для гранитов, равная, по А.П. Виноградову, 0,08%). Пересчет суммы полученных таким путем параметров A , F и K на 100% позволяет их использовать для оценки петрохимических трендов на тройной диаграмме AFK [32].

На основе диаграммы AFK автором были намечены следующие типовые тренды: 1) главный тренд нормальных известково-щелочных и субщелочных гранитов, лейкогранитов и аляскитов, 2) щелочно-гранитовый тренд в широком диапазоне щелочности от миаскитовых ($K_a = 0,9-1$) до умеренно-агайттовых с $K_a > 1$ и 3) ультращелочной для немногочисленных высокоагайттовых щелочных гранитов. Каждому из этих трендов, начиная от исходных материнских гранитов, соответствует свой тип геохимической специализации, наследуемый наиболее лейкократовыми, обогащенными фтором рудоносными фациями. Таким образом, для оценки потенциальной рудоносности гранитов следует принимать во внимание начальные петрохимические различия материнских гранитоидов, так как они предопределяют будущий петрохимический тренд, а значит и сопряженные с ним возможности концентрации определенной ассоциации редких и других рудных элементов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При всем петрографическом разнообразии магматических ассоциаций в верхней части земной коры основная масса составляющих эти ассоциации пород связана с двумя принципиально различными типами магматических источников: мантийными базальтоидными и палингенными коровыми, преимущественно гранитоидными. В соответствии с этим петрохимическая эволюция состава наиболее распространенных магматических формаций непосредственно сопряжена с изменением химизма составляющих их различных серий базальтоидов и гранитоидов. Среди магматических серий наибольший интерес для петрологического анализа представляют дифференцированные, в первую очередь эффузивные серии, которым и посвящена настоящая работа.

Для сравнительной петрохимической характеристики серий и их общей генетической типизации был использован разработанный ранее автором новый метод, опирающийся на два главных петрохимических параметра — величину общей кислотности (A_c) и показатель щелочности—известковистости $(Na + K)/Ca$. Эффективность нового метода определяется как универсальным характером этих параметров, позволяющих сравнивать магматиты во всем диапазоне изменения главных особенностей их состава, так и возможностью наглядно проследить пути эволюции исходных магм в виде линейных петрохимических трендов.

На основе обобщения данных по базальтоидным сериям разной щелочности, представляющим совокупность типовых в геотектоническом отношении провинций (островодужные, окраинно-континентальные, рифтогенные и др.), предложена их общая систематика по величине параметра $(Na + K)/Ca$. Эволюционному ряду формаций от океанических известковых (толеитовых) до субщелочных и высокощелочных рифтогенных на диаграмме основных полей щелочности соответствуют главные петрохимические тренды магматической дифференциации: низкощелочной (известковый, толеитовый), известково-щелочной (базальт-риолитовый) и субщелочной (щелочно-базальтовый — трахитовый).

Главный известково-щелочной тренд проходит через точки средних (глобальных) составов магматитов, характеризующих основную массу наиболее распространенных магматических пород (табличные значения по Дели, Ле-Метру, Беусу и др.). Этому тренду подчинены общие региональные тренды орогенных магматических формаций, породы которых наращивают континентальную кору в зонах андского типа и зрелых островных дуг и которые включают также формации (серии) пониженной и

повышенной щелочности. В совокупности петрохимические тренды этих формаций образуют единые трендовые пучки, что свидетельствует о петрохимической близости исходных мантийных источников. Поэтому в эволюции состава магматических формаций фактор возможной неоднородности верхней мантии отступает на второй план перед фактором различий в условиях выплавления и последующей дифференциации известково-щелочных и щелочно-базальтовых магм.

Главному известково-щелочному базальтоидному тренду подчинены также средние составы наиболее распространенных типов гранитоидов и метаморфитов земной коры, определяющих ее средний состав. Это позволяет наметить единый эволюционный ряд главных магматических и метаморфических пород литосферы и обосновать некоторые принципиальные петрологические и геохимические следствия.

1. На основе предложенного метода типизации магматических серий возможна объективная оценка генетической однородности сложных интрузивных формаций и их комагматичности главным типам базальтовых магм. Для основного диапазона магматической дифференциации по соответствию с главным известково-щелочным и другими трендами могут быть оценены представительные составы главных типов пород, эталонных для сравнительной петрохимической типизации магматических серий и формаций.

2. Базирующийся на данных сравнительного петрохимического анализа магматических серий принцип геохимической когерентности петрогенных и редких элементов может быть распространен на средние составы магматических пород земной коры и использован для оценки кларков редких элементов.

3. Модельные составы верхней части литосферы должны принадлежать к общему эволюционному тренду и, следовательно, контролироваться главными петрохимическими параметрами. Это дает возможность впервые предложить объективные критерии проверки средних составов земной коры, ранее рассчитанных различными авторами.

Приведенные в настоящей монографии данные подтверждают на более представительной основе намеченные ранее автором выводы о непосредственной зависимости геохимической специализации и потенциальной рудоносности магматитов от состава исходных магм и путей их дифференциации по определенным эволюционным трендам. Этим диктуется первостепенная важность выделения типовых магматических серий в составе региональных геологических и магматических формаций как основы для их генетической характеристики и решения различных вопросов прикладной геологии и геохимии. Такое заключение соответствует очевидной для современного этапа тенденции все возрастающей роли модельных исследований, когда при геолого-петрографическом изучении магматических формаций конечной целью является не описательная характеристика "парагенетических" соотношений, а выявление генетических связей, отражающих общие геодинамические и петрологические закономерности.

В решении вопросов, вытекающих из расширившегося круга генетических задач и проблем, значительно возрастает роль петрохимического эталонирования и выделения типовых для тех или иных геодинами-

ческих условий магматических серий. Именно магматические серии, то есть генетические совокупности пород, а не разграничиваемые лишь статистически средние типы магматитов, должны быть основным объектом геолого-петрографического и геохимического изучения. Поэтому несомненна важная роль петрологического анализа как ведущего направления в изучении эволюционных рядов пород, входящих в более общие магматические ассоциации или формации.

На современном этапе геологических исследований существенной частью такого анализа, как полагает автор, может быть обоснованный и подробно рассмотренный в настоящей книге метод линейных трендов в координатах $(Na + K)/Ca - A_c$. Конечно, возможности этого метода, как и любого другого, реализуются лишь в определенных пределах, отражающих специфику условий коровой магматической и метаморфической дифференциации, проявляющейся в наибольшей степени в особенностях распределения примерно 10 главных петрогенных элементов. Однако эффективность генетического анализа и модельных построений резко возрастает, если собственно петрохимические тренды будут дополнены геохимическими трендами сопутствующих редких и других индикаторных микроэлементов.

Таким образом, петрохимия выступает как часть общей геохимии — ее раздел, охватывающий в первую очередь главные петрогенные химические элементы. Тем не менее именно петрохимия является как бы каркасом последующих геохимических и металлогенических построений, основой для сравнения и типизации естественных рядов магматических пород и связанных с ними эндогенных руд.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барсуков В.Л., Когарко Л.Н., Поляков А.И. Дифференцированные серии вулканических пород океанических островов // Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М.: Наука, 1983. С. 38–46.
2. Барт Т.Ф. Состав и эволюция магмы южной части Срединно-Атлантического хребта // Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М.: Изд-во АН СССР, 1961. Т. 1. С. 31–55.
3. Батиева И.Д., Ветрин В.Р. Вулкано-плутонические ассоциации в связи с кислым и щелочным магматизмом и некоторые вопросы эволюции магматизма Кольского полуострова // Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1978. С. 55–74.
4. Белов Н.В. Очерки по структурной минералогии. М.: Недра, 1976. 344 с.
5. Беус А.А. Геохимия литосферы. М.: Недра, 1981. 335 с.
6. Беус А.А., Григорян С.В. Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. М.: Недра, 1975. 279 с.
7. Бондаренко В.Н. Статистические методы изучения вулканогенных комплексов. М.: Недра, 1967. 135 с.
8. Бородин Л.С. Магматические ийолиты и ийолитизация в комплексных массивах ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов // Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород. М.: Наука, 197. С. 16–32.
9. Бородин Л.С. Геохимические предпосылки связи месторождений редких элементов с формациями щелочных пород и гранитоидов // Региональная геохимия и рудообра-
- зование. М.: Наука, 1980. С. 234–254.
10. Бородин Л.С. О трендах концентрации циркония и титана в дифференцированных базальтовых сериях // Геохимия. 1981. № 8. С. 1156–1163.
11. Бородин Л.С. К оценке среднего состава земной коры // Докл. АН СССР. 1981. Т. 258, № 1. С. 191–194.
12. Бородин Л.С. Геохимия главных серий изверженных пород. М.: Недра, 1981. 195 с.
13. Бородин Л.С. Закономерности концентрации редких элементов в главных магматических сериях // Геохимия магматизма. М.: Наука, 1982. С. 190–207.
14. Бородин Л.С. Геохимические тренды и магматические источники щелочно-базальтовых серий // Геохимия. 1986. № 1. С. 3–13.
15. Бородин Л.С., Лутков Р.И. Особенности распределения и индикаторная роль калия и рубидия в дифференцированных базальтовых сериях // Геохимия. 1982. № 9. С. 1219–1229.
16. Бородин Л.С., Лутков Р.И. Особенности распределения и индикаторная роль кальция и стронция в дифференцированных базальтовых сериях // Там же. 1983. № 9. С. 1280–1288.
17. Бородин Л.С., Лутков Р.И. Оценка щелочно-кальциевого параметра для геохимической типизации базальтоидных серий // Там же. 1985. № 6. С. 774–784.
18. Бородин Л.С., Лапин А.В., Пятенко И.К. Петрология и геохимия даек щелочно-ультрасосновных пород и кимберлитов. М.: Наука, 1976. 243 с.

19. *Вольнец О.Н., Пополитов Э.И.* Две серии лав повышенной щелочности в позднекайнозойской вулканической зоне Срединного хребта Камчатки // Докл. АН СССР. 1984. Т. 274, № 5. С. 1185–1188.
20. Восточно-Африканская рифтовая система / Под ред. В.В. Белоусова, М.: Наука, 1974. Т. 3. 288 с.
21. Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968. 719 с.
22. Геохимическая модель Тихоокеанской окраины Азии / Под ред. И.Н. Говорова. М.: Наука, 1984. 234 с.
23. Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан-континент. Новосибирск: Наука, 1984. 184 с.
24. Геохимия, петрохимия и вопросы генезиса новейших вулканитов Советских Карпат / Ю.Л. Гасанов, В.Г. Молякко, И.М. Остафийчук и др.; под ред. М.И. Толстого, Киев: Вища шк. 1976. 187 с.
25. *Герасимовский В.И., Поляков А.И.* Геохимия и генезис вулканических пород рифтовых зон Восточной Африки // Магмаобразование и его отражение в вулканическом процессе. М.: Наука, 1968. С. 179–187.
26. Главнейшие провинции и формации щелочных пород / Под ред. Л.С. Бородин. М.: Наука, 1974. 376 с.
27. *Гладких В.С.* Особенности химического состава и некоторые вопросы генезиса ассоциаций щелочных оливиновых базальтов континентов и океанических островов // Геохимия магматизма. М.: Наука, 1982. С. 124–157.
28. *Говоров И.Н.* Происхождение океанических базальтов по петрогеохимическим данным // Магматические и метаморфические породы дна океана. М.: Наука, 1983. С. 24–38.
29. *Добрецов Н.Л.* Специфика раннедокембрийского метаморфизма и ранняя история Земли // Метаморфические фации раннего докембрия. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1980. С. 19–30.
30. *Добрецов Н.Л.* Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 199 с.
31. *Доусон Дж.* Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир, 1983. 300 с.
32. *Ефремова С.В., Стафеев К.Г.* Петрохимические методы исследования горных пород. М.: Недра, 1985. 511 с.
33. *Жариков В.А.* Критерии кислотности процессов минералообразования // Кислотно-основные свойства химических элементов, минералов, горных пород и природных растворов. М.: Наука, 1982. С. 63–90.
34. *Заварицкий А.Н.* Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1950. 400 с.
35. *Илупин И.П., Каминский Ф.В., Францессон Е.В.* Геохимия кимберлитов. М.: Недра, 1978. 350 с.
36. *Йодер Х.* Образование базальтовой магмы. М.: Мир, 1979. 238 с.
37. *Йодер Х., Тилли К.* Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965. 247 с.
38. Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии / Под ред. А.А. Кухаренко. М.: Недра, 1965. 772 с.
39. *Киселев А.И., Медведев М.Е., Головкин Г.А.* Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмаобразования. Новосибирск: Наука, 1979. 196 с.
40. *Когарко Л.Н., Асавин А.М., Барсуков В.Л., Колесов Г.М.* и др. Геохимическая модель фракционирования редких земель в щелочно-базальтовых сериях островов Южной Атлантики // Геохимия. 1984. № 5. С. 639–651.
41. *Котляр И.Н., Белый В.Ф., Милов А.П.* Петрохимия магматических формаций Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1981. 223 с.
42. *Кременецкий А.А., Овчинников Л.Н.* Модель химического состава первичной коры континентов // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270, № 6. С. 1462–1467.
43. *Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.
44. *Куно Х.* Серии изверженных пород // Химия земной коры. М.: Наука, 1964. Т. 2. С. 107–121.
45. *Кусиро И.* Фракционная кристаллизация базальтовой магмы // Эволюция изверженных пород. М.: Мир, 1983. 527 с.

46. *Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Петрография. Л.: ОНТИ, 1935. 495 с.
47. *Лобач-Жученко С.Б.* Тоналит-плагиогранитные серии архея Карелии. Геологические типы и петрогенезис // Докл. 27-й МГК. М.: Наука, 1984. Т. 9. С. 141–148.
48. *Логачев Н.А.* Вулканогенные и осадочные формации рифтовых зон Восточной Африки. М.: Наука, 1977. 183 с.
49. *Лутц Б.Г.* Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М.: Наука, 1975. 167 с.
50. *Лутц Б.Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.
51. Магматические горные породы. М.: Наука, 1983. Ч. 1. 365 с.; Ч. 2. 403 с.
52. Магматические формации СССР. Л.: Недра, 1979. Т. 1. 319 с.; Т. 2. 279 с.
53. *Маракушев А.А.* Петрогенезис и рудообразование: (Геохимические аспекты). М.: Наука, 1979. 263 с.
54. *Митрофанов Ф.П., Шуркин К.А.* Типы гранитоидов раннего докембрия // Металлогения докембрийских гранитоидов. 1983. С. 270–292.
55. Петрография / Под ред. А.А. Маракушева. М.: Изд-во МГУ, 1976. Ч. 1. 382 с.; 1981. Ч. 2. 327 с.
56. Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции. М.: Наука, 1966. 277 с.
57. Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л.: Недра, 1970. 336 с.
58. *Рингвуд А.Э.* Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
59. *Ронов А.Б., Мигдисов А.А., Ярошевский А.А.* Источники вещества и проблема эволюции осадочной оболочки и земной коры // Докл. 27-МГК. М.: Наука, 1984. Т. 2. С. 139–148.
60. *Ронов А.Б., Ярошевский А.А.* Новая модель химического строения земной коры // Геохимия. 1976. № 12. С. 1763–1794.
61. *Рябчиков И.Д.* Природа кимберлитовых магм // Геология руд. месторождений. 1980. № 6. С. 18–26.
62. *Соболев Р.Н., Фельдман В.И.* Методы петрохимических пересчетов горных пород и минералов. М.: Недра, 1984. 223 с.
63. *Соловьев С.П.* Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л.: Наука, 1970. 311 с.
64. *Таусон Л.В.* Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
65. *Тейлор С.* Геохимия андезитов // Распространенность элементов в земной коре. М.: Мир, 1972. С. 16–39.
66. *Тернер Ф., Ферхуген Дж.* Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: Изд-во иностр. лит. 1961. 592 с.
67. *Ткачев Ю.А., Юдович Л.Э.* Статистическая обработка геохимических данных. Л.: Наука, 1975. 233 с.
68. *Уайли П.Дж.* Петрогенезис и физика Земли // Эволюция изверженных пород. М.: Мир, 1983. 527 с.
69. *Уэйджер Л., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.
70. *Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С.* Петрология магматических гранитоидов. М.: Наука, 1975. 287 с.
71. *Фролова Т.И.* Ассоциации магматических пород современных островных дуг и орогенных поясов континентов // Докл. 27-й МГК. М.: Наука, 1984. Т. 9. С. 230–237.
72. *Фролова Т.И., Перчук Л.Л.* Вулканизм океанических островов и островных дуг // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1982. С. 27–39.
73. *Шинкарев Н.Ф., Иванов В.В.* Физико-химическая петрология изверженных пород. М.: Недра, 1983. 271 с.
74. *Штейнберг Д.С.* О химической классификации эффузивных горных пород // Тр. Ин-та геол. УФСН СССР. 1964. Вып. 72. 106 с.
75. *Штейнберг Д.С.* О классификации магматитов. М.: Наука, 1985. 159 с.
76. *Штейнберг Д.С., Богатиков О.А., Бородаевская М.Б., Бородин Л.С., Маракушев А.А.* Проблема магматических формаций // Проблемы петрологии. М.: Наука, 1976. С. 75–93.
77. Щелочные породы / Под ред. Х. Сёренсена. М.: Мир, 1976. 400 с.
78. *Ярошевский А.А.* О химическом составе гранит-базитового слоя континентальной коры и химическом

- строении земной коры с позиций концепции геохимического баланса // Геохимия. 1985. № 8. С. 1139–1147.
79. *Aramaki S., Ui T.* Japan // *Andesites / Ed. R.S. Thorpe.* N.Y.: Wiley, 1982. P. 259–292.
 80. *Bailey D.K.* Nephelinites and ijolites // *The alkaline rocks / Ed. H. Sörensen.* L.: Wiley, 1974. P. 53–66.
 81. *Baker I.* Petrology of the volcanic rocks of Saint Helena Island South Atlantic // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1969. Vol. 80, N 7. P. 1283.
 82. *Barberi F., Ferrara G., Suntacrocce R.* A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallization, the Boina centre (Afar rift, Ethiopia) // *J. Petrol.* 1975. Vol. 16. P. 22–00.
 83. *Brotzu P., Marbidelly L., Peccerillo E., Traversa G.* The basanite to peralkaline phonolite suite of the plio-quadernary Nyambeni multicentre volcanic range (East Kenya Plateau) // *Neues Jb. Mineral. Abh.* 1983. Bd. 147, H. 3. S. 253–280.
 84. *Brousse R., Wimmenauer W.* Le volcanisme alcalin lie aux distensions cénozoïques de l'Ouest européen // *Sciences de la Terre.* 1979. Vol. 23, N 3. P. 3–60.
 85. *Brown G.M., Holland G.G., Sigurdson H.A.* et al. Geochemistry of the Lesser Antilles volcanic island arc // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1977. Vol. 41, N 6. P. 785–801.
 86. *Byerly G.R.* The nature of differentiation trends in some volcanic rocks from the Galapagos spreading center // *J. Geophys. Res. B.* 1980. Vol. 85, N. 7. P. 3797–3810.
 87. *Byerly G.R., Melson W.G., Vogt P.R.* Rhyodacites, andesites, ferro-basalts and ocean tholeiites from the Galapagos spreading center // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1976. Vol. 30, N 2. P. 215–221.
 88. *Cameron K.L., Hanson G.N.* Rare-earth element evidence concerning the origin of voluminous mid-Tertiary rhyolitic ignimbrites and related volcanic rocks Sierra Madre Occidental, Chihuahua, Mexico // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1980. Vol. 46, N 9. P. 1489–1503.
 89. *Carmichael I.S.* The petrology of Thingmuli, a Tertiary volcano in Eastern Iceland // *J. Petrol.* 1964. Vol. 5, N 3. P. 435–460.
 90. *Carmichael I.S., Turner F.G., Verhogen G.* *Igneous petrology.* N.Y.: McGraw-Hill, 1974. 739 p.
 91. *Carr M.J., Rose W.I., Stoiber R.E.* *Central America // Andesites / Ed. R.S. Thorpe.* N.Y.: Wiley, 1982. P. 149–166.
 92. *Cole J.W.* Tonga-Kermadec--New Zealand // *Ibid.* P. 167–186.
 93. *Collerson K.D., Bridgwater D.* Metamorphic development of early archaic tonalitic and trondhjemitic gneisses: Saglek Area, Labrador // *Trondhjemites, dacites and related rocks / Ed. F. Barker.* 1979. 659 p.
 94. *Collerson K.D., Jesseau C.W., Bridgwater D.* Crustal development of the Archean gneiss complex: Eastern Labrador // *The early history of the Earth / Ed. B. Windley.* L.: Wiley, 1976. P. 237–253.
 95. *Ewart A.* A petrological study of the younger Tongan andesites and dacites, and the olivine tholeiites of Niua Fo'ou Island, South-Western Pacific // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1976. Vol. 58, N 1. P. 1–21.
 96. *Ewart A.* A review of the mineralogy and chemistry of Tertiary-recent dacitic, rhyolitic, and related salic volcanic rocks // *Trondhjemites, dacites and related rocks / Ed. F. Barker.* 1979. P. 13–121.
 97. *Ewart A.* The mineralogy and petrology of Tertiary-recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesite-basaltic compositional range // *Andesites / Ed. R.S. Thorpe.* N.Y.: Wiley, 1982. P. 25–98.
 98. *Ewart A., Maitre R.W.* Some regional composition differences within Tertiary-recent orogenic magmas // *Chem. Geol.* 1980. Vol. 30, N 3. P. 257–283.
 99. *Ewart A., Bryan W.B., Gill J.B.* Mineralogy and geochemistry of the Younger Volcanic Island of Tonga, S.W. Pacific // *J. Petrol.* 1973. Vol. 14, N 3. P. 420–465.
 100. *Foden J.* The petrology of the calcalkaline lavas of Rinjani volcano, East Sunda arc: a model for Island arc petrogenesis // *J. Petrol.* 1983. Vol. 24, N 1. P. 98–130.
 101. *Foden J., Varne R.* The petrology and tectonic setting of Quarternary-recent volcanic centres of Lombok and Sumbawa, Sunda arc // *Chem. Geol.* 1980. Vol. 30, N 3. P. 201–226.
 102. *Gann B.M., Roobol J.M., Smith A.L.* *Petrochemistry of Peleantype Volca-*

- noes of Martinique // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1974. Vol. 85, N 7. P. 1023–1030.
103. *Goldich S.S., Treves S.B., Suhr N.H., Stucklss J.S.* Geochemistry of the Cenozoic volcanic rocks of Ross island and vicinity Antarctica // *J. Geol.* 1975. Vol. 83, N 4. P. 415–435.
 104. *Goldschmidt V.M.* Geochemistry. Oxford: Clarendon press, 1954. 730 p.
 105. *Grasselly Gy.* The role and significance of the complex anionic potentials in the geochemistry // *Acta mineral-petrogr.* Szeged. 1959. Vol. 12, N 1. P. 3–29; Vol. 14, N 1. P. 41–49.
 106. *Grasselly Gy.* Correlation between electrostatic energies and energy constants of some complex oxyanions // *Ibid.* 1967. Vol. 18, N 1. P. 3–12.
 107. *Irvine T.N., Baragar W.R.* A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // *Canada J. Earth Sci.* 1971. Vol. 8, N 5. P. 523–547.
 108. *Jakeš P., White A.* Major and trace elements abundances in volcanic rocks of orogenic areas // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1972. Vol. 83, N 1. P. 29–39.
 109. *James D.E.* Andean Cenozoic volcanism: magma genesis in the light of Strontium isotopic composition // *Ibid.* 1976. Vol. 87, N 4. P. 592–600.
 110. *Jacques A.L., Green D.H.* Anhydrous melting of Peridotite at 0-15 kb pressure and the Genesis of tholeiitic basalts // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1980. Vol. 73, N 3. P. 287–310.
 111. *Johnson R.W.* Papua New Guinea // *Andesites* / Ed. R.S. Thorpe. N.Y.: Wiley, 1982. P. 225–244.
 112. *Klerkx J., Deutsch S., Pichler H., Zeil W.* Strontium isotope composition and trace element data bearing on the origin of Cenozoic volcanic rocks of the Central and Southern Andes // *J. Volcanol. and Geotherm. Res.* 1977. Vol. 2, N 1. P. 48–71.
 113. *Kuno H.* High-alumina basalt // *J. Petrol.* 1960. Vol. 1, N 1. P. 121–145.
 114. *Kuno H.* Origin of andesite and its bearing on the island-arc structure // *Bull. Volcanol.* 1968. Vol. 32, N 1. P. 141–176.
 115. *Kussmaul S., Hormann P.K., Ploskonka E.* Volcanism and structure of Southwestern Bolivia // *J. Volcanol. and Geotherm. Res.* 1977. Vol. 1, N 2. P. 73–111.
 116. *Kyle P.* Mineralogy and geochemistry of a basanite to phonolite sequence at Hut Point peninsula, Antarctica, based on core from Dry Valley drilling project // *J. Petrol.* 1981. Vol. 22, N 4. P. 451–550.
 117. *Maatsoe S., Petersen T.S.* Petrogenesis of oceanic andesites // *J. Geophys. Res. B.* 1981. Vol. 86, N 11. P. 10273–10276.
 118. *Le Maitre R.* Petrology of volcanic rocks, Gough Island, South Atlantic // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1962. Vol. 73, N 11. P. 1309–1340.
 119. *Mac Donald R.* The role of a fractional crystallization in the formation of the alkaline rocks // *The alkaline rocks* / Ed. H. Sørensen. L.: Wiley, 1974. P. 442–458.
 120. *McBirney A.B., White C.M.* The Cascade Province // *Andesites* / Ed. R.S. Thorpe. N.Y.: Wiley, 1982. P. 115–136.
 121. *Meifer A.* Mariana–Volcano Islands // *Ibid.* P. 293–306.
 122. *Morse S.A.* Basalts and phase diagrams. N.Y. Springer, 1980. 493 p.
 123. *Pichler H., Zeil W.* The Cenozoic rhyolite-andesite association of the Chilean Andes // *Bull. Volcanol.* 1972. Vol. 35, N 2. P. 425–452.
 124. *Rea W.J.* The Lesser Antilles // *Andesites* / Ed. R.S. Thorpe. N.Y.: Wiley, 1982. P. 167–186.
 125. *Robinson R.T.* Petrology of the Silver Peak Volcanic Center, Western Nevada // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1972. Vol. 83, N 6. P. 1693.
 126. *Rosler H.J., Lande H.* Geochemical tables. 1972. 468 p.
 127. *Sakuyama M.* Petrology of arc volcanic rocks and their origin by mantle diapirs // *J. Volcanol. and Geotherm. Res.* 1983. Vol. 18, N 3. P. 297–320.
 128. *Shrebeny O.* Chemical composition of alkaline neovolcanics of the Krusné hory MtSBohemia // *Věstn. Ústřed. ústavu geol.* 1980. Roč. 55, N 1. S. 1–10.
 129. *Shrebeny O., Machacek V.* Geochemistry of trachitic rocks of the Ceske Stredohory MtS // *Čas. miner. a geol.* 1973. Roc. 18, N 2. S. 131–161.
 130. *Smith A.L., Carmichael I.S.* Quarternary lavas from the Southern Cascades, Western U.S.A. // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1968. Vol. 19, N 4. P. 212–238.
 131. *Smith A.L., Roobol M.J., Gunn B.M.* The Lesser Antilles – a discussion of

- the Island Arc magmatism // *Bull. Volcanol.* 1980. Vol. 43, N 2. P. 287-302.
132. *Spencer A.B.* Alkanic igneous rocks of the Balcones Province, Texas // *J. Petrol.* 1969. Vol. 10, N 2. P. 272-306.
 133. *Taylor S.R., McLennan S.M.* The composition and evolution of the continental crust: rare-earth element evidence from sedimentary rocks // *Philos. Trans. Roy. Soc. London A.* 1981. Vol. 301. P. 381-399.
 134. *Taylor S.R., McLennan S.M.* Continental crust: its composition and evolution. Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.
 135. *Thorpe R.S., Francis P.W., Hamill M., Baker M.C.* The Andes // *Andesites / Ed. R.S. Thorpe.* N.Y.: Wiley, 1982. P. 187-206.
 136. *Thorpe R.S., Francis P., O'Callaghan L.* Relative roles of source composition, fractional crystallization and crustal contamination in the petrogenesis of Andean volcanic rocks // *Trans. Roy. Soc. London A.* 1984. Vol. 310. P. 675-692.
 137. *Venturelly G., Fragiapani M., Weibel M.* Trace-element distribution in the Cainozoic lavas of Nevado Coropuna and Andagua Valley, Central Andes of Southern Peru // *Bull. Volcanol.* 1978. Vol. 41, N 3. P. 213-228.
 138. *Weaver S.D., Saunders A.D., Pankhurst R.J., Tarney J.* A geochemical study of magmatism associated with the initial stages of back-arc spreading: Quaternary volcanics of Bransfield Strait, South Shetland Islands // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1979. Vol. 68, N 2. P. 151-169.
 139. *Westercamp D.* Petrology of the volcanic rocks of Martinique, West Indies // *Bull. Volcanol.* 1976. Vol. 39, N 2. P. 175-200.
 140. *Wilkison J.F.* The mineralogy and petrography of alkali basaltic rocks // *The alkaline rocks / Ed. H. Sørensen.* L.: Wiley, 1974. P. 66-95.
 141. *Wimmenauer W.* The alkaline province of Central Europe and France // *Alkaline rocks / Ed. Sørensen.* L.: Wiley, 1974. P. 238-270.
 142. *Wood D.A.* Major and trace-element variation in the Tertiary lavas of Eastern Iceland and their significance to the Iceland Geochemical anomaly // *J. Geol.* 1978. Vol. 19, N 3. P. 393-436.
 143. *Zielinski R.A., Frey F.A.* Gough Island: evaluation of a fractional crystallization model // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1970. Vol. 29, N 3. P. 242-254.

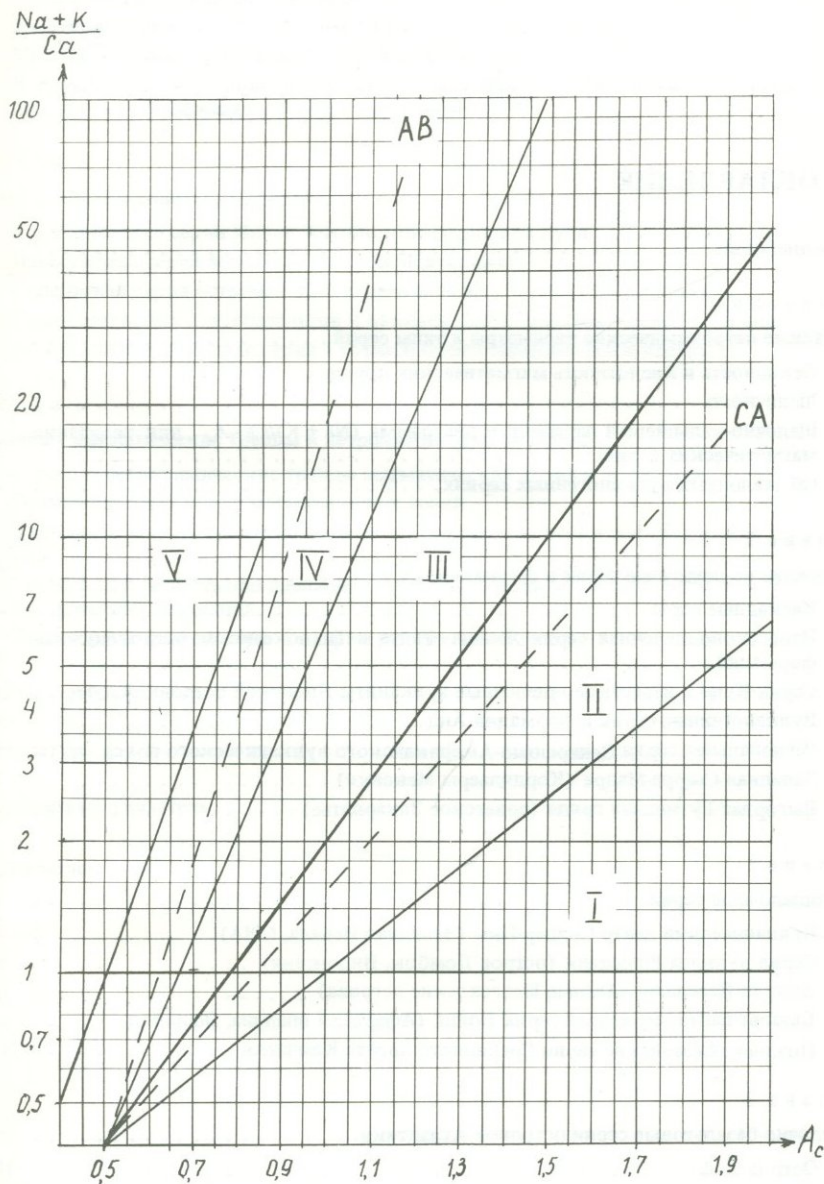
ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Анатектический докембрийский тренд гранитоидов 239, 241
- Андезитовая формация 62–65, 75, 209, 219
- Андский вулканический пояс
- генезис андезитов 63–65
 - главные вулканические зоны 59–61
 - магматическая эволюция 66
 - магматические источники 61, 66
 - средний состав пород, 60
 - формации вулканитов 64–67
- Анионный потенциал 20
- Архейская кора (см. Земная кора)
- Архейские петрохимические тренды 232, 233
- Ассоциация Пеле–Лассен–Пик 166
- Базальтовый слой (см. Земная кора)
- Базальты, общая типизация 27–30, 207, 208, 218
- Базанит-фонолитовый (базанитоидный) тренд 123, 128, 132, 133, 142
- Геосинклиальный эффузивный тренд 231
- Гиперстеновая серия 52–55
- Главные петрохимические тренды
- известково-щелочной 187–189
 - известковый 194, 197
 - щелочно-базальтовый 189–194
- Гранитизация 234, 239, 240
- Гранитный слой (см. Земная кора)
- Гранитоиды
- рудоносность 245
 - типовые тренды 230, 231, 245
- Гранулит-базитовый слой 234
- Диаграммы петрохимические
- АФК 245
 - АФМ 35, 53, 157, 175, 201–203, 206
 - Заварицкого 41, 198, 199
 - Макдональда–Кацуря 28, 32
 - Пеккерилло–Тейлора 33, 34
- Земная кора
- андезитовая модель 235
 - архейская 239–241
 - базальтовый слой 234–236
 - верхняя, состав 237, 238
 - гранитный слой 234–236
 - модельные типы 236–239
 - первично-коровый тренд 239, 240
 - средний состав 236–238
 - эволюционный тренд 230, 241, 246
- Йилолиты, йилолитизация 147–149
- Карбонатиты 144–146
- Кимберлитовый тренд 224, 225
- Кислотность магматитов
- взаимодействие катионов 9
 - кремнекислотность 16–19
 - общая характеристика 10
 - оценка главных типов пород 25, 26
 - поликремниевые кислоты 17, 20, 21, 24
 - примеры пересчета анализов пород 18, 36, 221
- Комендиты 103–106
- Латиты 83–87, 213, 216, 219
- эталонный тренд 218, 224
- Магматизм мантийный, общая схема трендов 145
- Магматическая дифференциация
- кристаллохимическая модель, по Н.В. Белову 22–24
 - основность пород 13–16
 - петрохимические тренды 218
 - силификация 23
- Магматические формации 205–209
- Магмы первичные 142, 145
- Мантийный полибарический тренд 228, 229
- Маракушева метод 13–15

- Меймечиты 229
- Нефелинизация 146–149
- Нефелинитовый тренд 132, 133, 138, 139, 142, 145, 224
- Океанический известковый тренд 194, 197
- Орогенный повышенно-калиевый тренд 213–215, 218, 224
- Островодужный известково-щелочной тренд 49, 50, 213, 214, 218
- Основность
- главных типов пород 13–16
 - оценка, по Л.С. Бородину 13–16
 - оценка, по А.А. Маракушеву 14–16
 - шкала катионов 12
- Пантеллериты 96
- Парагенезисы минералов щелочно-ультраосновных пород 153–155
- Первично-коровый тренд 239, 240
- Петрологическая комплементарность магматитов 67, 234
- Пижонитовая серия 52–55
- Пикритовый базальт, пикриты 112, 225, 228, 229
- Пиролит Рингвуда 228
- Плагиклазовый эффект 99
- Полевошпатовый барьер 143
- Потенциалы ионизации 10–12
- Принцип когерентности редких элементов 27, 43, 241
- Реакционная серия (ряд) Боуэна 23–25
- Региональные тренды и серии пород
- Андского пояса 59, 60, 67
 - Восточный рифт, Африка 132, 133
 - Запада Северной Америки 48, 49
 - Камчатки 106
 - Каскадных гор 47, 48
 - палеозойских магматитов СССР 231
 - северо-запада Тихого океана 56–58
 - Северо-Рейнской вулканической дуги, Эйфель 139, 140
 - Центрально-Американского пояса 70, 71
 - Центрального Французского массива 139–141
 - Чешского Среднегорья 138, 139
 - юго-западной части Тихого океана 49, 51
 - Японской вулканической дуги 56
- Редкие элементы
- коэффициенты концентрации 244
 - средние содержания в коре 242, 243
- Риолитовая формация 64, 65, 67
- Родоначальные (материнские) магмы
- анкармитовая 114, 228
 - базанитовая 125
 - высокоглиноземистая 53
 - меланефелинитовая 123, 133, 145
 - толеитовая 156, 157, 169, 184
 - щелочно-базальтовая 112–114, 200
 - щелочно-пикритовая 145
 - щелочно-ультраосновная 142, 145
- Скергаард, состав типичных пород 181
- Тингмули, тренд 178–181, 185
- Тихоокеанская вулканогенная формация (см. региональные тренды)
- Толейтовый тренд 156, 175, 201
- Толейты 157, 158, 173, 180, 185, 200, 204
- Тоналит-плагитогранитовый тренд 233, 239
- Трахиты (эталонные составы) 217
- Фенитизация и фениты 144, 146, 147
- Фонолиты
- континентальные рифтогенные 122–135, 137–139
 - океанические островные 107, 108, 113–118
- Чарнокиты 232, 233, 240
- Шошонитовый тренд 65, 67
- Щелочность магматических серий
- оценка по величине $(Na + K)/Ca$ 35–40
 - по соотношению $(Na + K) - SiO_2$ 28, 29, 33
 - эффективная калиевая 33, 34
- Щелочные базальты, эталонные составы 204
- Шкала основности катионов (см. основность)
- Эволюционный ряд первично-коровых пород 231–233
- Эндербиты 232
- Эталонные серии
- по А.Н. Заварицкому 40, 41, 166
 - по Х. Куно 52–55
 - по П. Якишу и А. Уайту 42, 49, 50, 188
 - составы пород (таблицы для трендов) 214–217

ПРИЛОЖЕНИЕ

Типовой бланк диаграммы $(Na + K)/Ca - A_c$ для петрохимической типизации базальтоидных и гранитоидных серий



ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	5
В в е д е н и е	
Главные петрохимические параметры и типы серий	9
Основность и кислотность магматических пород	9
Щелочность	27
Щелочно-кальциевый параметр и диаграмма $(Na + K)/Ca - A_c$ для типизации магматических серий	34
Об эталонных вулканогенных сериях	40
Г л а в а 1	
Известково-щелочные серии и формации	46
Каскадные горы	46
Известково-щелочная серия Якиша-Уайта и Тихоокеанская островодужная формация	49
Серии Куно и известково-щелочные вулканы Японской островной дуги	52
Вулканогенные серии и формации Анд	58
Региональная серия Центрально-Американского вулканического пояса	68
Западная Сьерра-Мадре (Кордильеры Мексики)	71
Выгорлат-Гутинская гряда (советское Закарпатье)	75
Г л а в а 2	
Субщелочные серии	81
Вулканический центр Силвер-Пик (Западная Невада, США)	82
Серия вулкана Ринджани (остров Ломбок, Индонезия)	88
Вулкан Десепшен (Южные Шетландские острова)	92
Базальт-пантеллеритовая серия Бойна (Афарская впадина, Эфиопия)	96
Позднекайнозойские серии Срединного хребта Камчатки	103
Г л а в а 3	
Щелочно-базальтовые серии островов Атлантики	107
Остров Гоф	109
Остров Святая Елена	113
Остров Тристан (архипелаг Тристан-да-Кунья)	116

Глава 4

Щелочные рифтогенные серии	120
Меланефелинит-базанитовая серия Балконес (Техас, США)	121
Базанитоидная серия острова Росс (Антарктида)	123
Щелочные серии Кенийской зоны (Восточный рифт, Африка)	128
Щелочные серии и формации Центральной Европы.	135
К сравнительной петрологии вулканогенных серий и интрузивных массивов щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов	141

Глава 5

Известковые и толеитовые серии	155
Вулканические серии Малой Антильской островной дуги	158
Известковая серия Мон-Пеле (остров Мартиника)	166
Толеитовая серия островов Тонга (юго-западная часть Тихого океана)	169
Серии третичных платобазальтов и вулкана Тингмули (Восточная Исландия)	174
Абиссальная толеитовая серия Галапагосского спредингового центра.	182

Глава 6

Главные магматические тренды и петрохимия земной коры.	185
Главные петрохимические тренды магматических серий и формаций	185
Оценка типовых пород магматических серий	200
Эталонные составы и петрохимические трендовые пучки магматических серий	209
Глобальный известково-щелочной тренд эволюции магматических и метаморфических формаций	259
Петрохимия земной коры и кларки редких элементов	234
Заключение.	246
Литература	249
Предметный указатель.	255
Приложение	257

CONTENTS

Preface	5
Introduction	
Major petrochemical parameters and types of series	9
Basicity and acidity of magmatic rocks.	9
Alkalinity	27
Calc-alkaline parameter and $(Na + K)/Ca - A_c$ diagram for classification of magmatic series	34
On the standard types of effusive series	40
Chapter 1	
Calc-alkaline series and formations	46
Cascade province	46
Calk-alkaline series outlined by P. Jakš and A. White and Pacific island arc formation	49
Magmatic series outlined by H. Kuno and calk-alkaline rocks of Japan volcanic arc	52
Andean volcanic series and formations	58
Regional series of Central American volcanic belt.	68
Sierra Madre Occidental (Mexican Cordillera)	71
Vygorlat-Gutin range (Soviet Transcarpathians).	75
Chapter 2	
Subalkaline series	81
Silver Peak volcanic center (Western Nevada, USA).	82
Rinjani volcano (Lombok Island, Indonesia)	88
Deseption volcanic island (South Shetland islands, Antarctic).	92
Basalt-pantellerite series of Boina centre (Afar, Ethiopia)	96
Late Cenozoic series of Middle Kamchatka range	103
Chapter 3	
Alkaline basaltic series of Atlantic islands	107
Gough Island	109
St. Helen Island	113
Tristan Island	116

Chapter 4	
Rift-related alkaline series	120
Melanephelinite-basanite series of the Balcones province (Texas, USA)	121
Basanitoid series of Ross Island (Antarctic)	123
Alkaline series of Kenya rift zone (Eastern Rift, Africa)	128
Alkaline series and formations of Central Europe	135
On comparative petrology of volcanic and intrusive series of ultrabasic-alkaline rocks and carbonatites	141
Chapter 5	
Calcic and tholeiitic series	155
Volcanic series of the Lesser Antiles island arc	158
Calcic series of Mont-Pele (Martinique island)	166
Tholeiitic series of Tonga islands (S.-W. Pacific)	169
The series of tertiary platobasalts and Thingmuli volcano (Eastern Iceland)	174
The abyssal tholeiitic series of the Galapagos spreading center	182
Chapter 6	
The major magmatic trends and petrochemistry of Earth crust	185
The major petrochemical trends of magmatic series and formations	185
Evaluation of typical rock compositions of magmatic series	200
The standard rock compositions and bundles of trends	209
The global calc-alkaline evolutionary trend of magmatic series and formations	259
Petrochemistry of Earth crust and average abundances of rare elements	234
Conclusions	246
References	249
Index	255
Appendix	257

Лев Сергеевич Бородин

ПЕТРОХИМИЯ

МАГМАТИЧЕСКИХ СЕРИЙ

*Утверждено к печати
Институтом минералогии, геохимии
и кристаллохимии редких элементов*

Редактор *Т.Б. Гришина*

Художник *А.П. Дегтярев*

Художественный редактор *М.Л. Храмцов*

Технические редакторы

Г.А. Фетисова, Г.П. Каренина

Корректор *О.А. Пахомова*

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 35687

Подписано к печати 13.05.87. Т — 05562
Формат 60 × 90 $\frac{1}{16}$. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная
Усл. печ. л. 16,5. Усл. кр.-отт. 16,9. Уч.-изд. л. 20,4
Тираж 1050 экз. Тип. зак. 1508
Цена 4р. 30к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485,
Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ НАУКА

готовятся к печати:

А.П. Виноградов. Проблемы геохимии и космохимии. Избранные труды. — 40 л. — 6 р. 40 к.

Избранные труды А.П. Виноградова, куда входят фундаментальные работы по распространению химических элементов в земной коре, метеоритах, на Солнце, послужили основанием для разработки оригинальных представлений о происхождении и эволюции вещества Солнечной системы, Земли, ее оболочки. Работы по исследованию внеземного вещества с помощью космических аппаратов привели к принципиально новым идеям, имеющим основополагающее значение в современной космохимии.

Для геологов, геохимиков, космохимиков, планетологов.

А.А. Краснобаев, С.Л. Вотяков, В.Я. Крохалев. Спектроскопия цирконов: свойства, геологические приложения. — 15 л. — 2 р. 30 к.

В синтетических и природных цирконах методами оптической спектроскопии и электронного парамагнитного резонанса исследованы примесные и собственные дефекты структуры, изоморфизм редких земель, элементов группы железа, их электронных аналогов. Выделены типоморфные сочетания спектроскопических признаков для цирконов из уральских гранитоидов разной фациальной принадлежности и пегматитов различного состава, кимберлитов Якутии.

Для минералогов, геологов, геохимиков и петрологов.

Каолины, их минералогия и генезис. — 15 л. — 2 р. 20 к.

Сборник рассматривает природу первичных каолинов крупнейшего в Советском Союзе — Велико-Гадоминецкого месторождения и особое поведение в разрезе важнейшего загрязняющего компонента — окислов титана. Изучен генезис вторичных каолинов, огнеупорных глин, кварцевых песков. Большое внимание уделено классификации и оценке практической значимости важнейших заменителей каолина — фарфоровых камней. Вермикулит, его свойства и минеральная природа также составляют объект детального исследования. Рассмотрена природа нижней границы коры выветривания и морфологические особенности, возникающие при размыве кор выветривания.

Для геологов, минералогов, технологов-силикатчиков.

Рудоносность магматических ассоциаций. — 18 л. — 2 р. 70 к.

В книге рассмотрены проблемы рудоносности магматических пород кислого и среднего состава. Затронуты общие вопросы формирования потенциально рудоносных ассоциаций, намечены критерии их выделения. Изложены закономерности распространения некоторых типов оруденения, связанного с проявлениями кислого магматизма на территории Монгольской Народной Республики. Дается обоснование механизма одного из типичных случаев реализации потенциальной рудоносности гранитоидов, сопровождающихся оловянной, вольфрамовой и молибденовой минерализацией.

Для геологов, петрологов и геохимиков.

ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ ПО ОДНОМУ ИЗ ПЕРЕЧИСЛЕННЫХ АДРЕСОВ МАГАЗИНОВ "КНИГА-ПОЧТОЙ" "АКАДЕМКНИГА":

Магазины "Книга-почтой":

252030 Киев, ул. Пирогова, 4

197345 Ленинград, Петрозаводская, 7

117192 Москва, Мичуринский пр-т, 12

Л.С. Бородин

**ПЕТРОХИМИЯ
МАГМАТИЧЕСКИХ
СЕРИЙ**

В изучении глобальных закономерностей магматической эволюции и формирования земной коры эффективным методом является петрохимический анализ на основе сравнения типовых трендов дифференциации магматических серий на диаграмме $(Na + K)/Ca - A_c$. Возможности метода иллюстрируются в настоящей книге на обширном материале по магматизму эталонных континентальных и океанических петрографических провинций, существенно дополняющем их геохимическую характеристику, намеченную в предыдущей монографии автора "Геохимия главных серий изверженных пород".