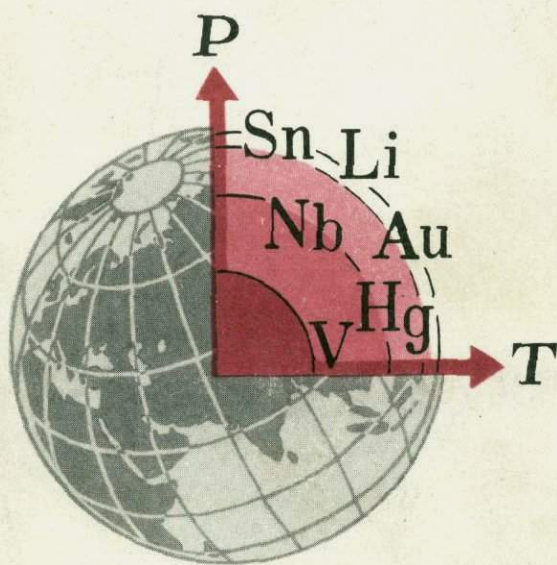


АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОХИМИЯ МАГМАТИЗМА



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ИНСТИТУТ МИНЕРАЛОГИИ, ГЕОХИМИИ И КРИСТАЛЛОХИМИИ
РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

ГЕОХИМИЯ МАГМАТИЗМА

3941



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

Москва 1982



Исследовано поведение петрогенных малых и рассеянных элементов при региональном метаморфизме и магматизме. Предложены модели докембрийского гранитообразования и формирования зон регионального метаморфизма, палингенового магмообразования, формирования орогенных известково-щелочных серий, щелочных оливиновых базальтов континентов и океанических островов, платформенных щелочно-ультраосновных серий. Выделены закономерности, способствующие расширению и углублению представлений о роли магматизма в образовании рудных месторождений различных генетических типов.

Ил. 49. Табл. 38. Библиогр. 193 назв.

Ответственные редакторы
чл.-кор. АН СССР Л.Н. ОВЧИННИКОВ,
Н.К. ДМИТРЕНКО

ГЕОХИМИЯ МАГМАТИЗМА

*Утверждено к печати Институтом минералогии,
геохимии и кристаллохимии редких элементов*

Редактор *Д.В. Павлов*
Редактор издательства *Т.Б. Гришина*
Художник *М.И. Эльцуфен*. Художественный редактор *М.В. Версоцкая*.
Технический редактор *И.И. Джиоева*. Корректор *А.Н. Попова*

ИБ № 24158

Подписано к печати 29.09.82. Т — 14067. Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл.печ.л.14,0+1,8 вкл. Усл.кр.-отт. 16,1. Уч.-изд.л. 20.3
Тираж 1200 экз. Тип. зак. 1611. Цена 3 р. 10 к.

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

ПРЕДИСЛОВИЕ

Проблемы происхождения изверженных пород, выяснения причины разнообразия состава этих пород, связи с процессами дифференциации глубинных зон Земли и ее верхних оболочек всегда привлекали внимание петрологов и геохимиков. Тем не менее успешному решению этих проблем длительное время — вплоть до 50–60 годов нынешнего столетия — препятствовало отсутствие надежных данных о составе подкорового вещества и особенностях эволюции глубинных магм в зависимости от специфики тектоно-магматических процессов в различных геодинамических обстановках. Поэтому и обобщения геологических материалов по магматизму и металлогении проводились преимущественно на уровне описательных работ, различавшихся главным образом шириной региональных обобщений и объемом фактических данных. Генетическая интерпретация этих данных для глобальных обобщений объективно не могла выйти за рамки общих астрофизических гипотез или приближенных аналогий, например с металлургическими процессами.

Лишь за последние 10–15 лет общий научно-технический прогресс и модернизация теоретического и экспериментального базиса естественных наук, включая и геологию, позволили перейти к качественно новому этапу в познании глубин Земли. Наглядным выражением этого этапа было проведение комплексных геологических и геофизических глобальных исследований по международным проектам изучения верхней мантии, дна океана и рифтовых зон, а также экспериментальных и теоретических петрологических исследований, направленных на выяснение физико-химической природы процессов магмообразования в условиях высоких давлений и температур. Не меньшее значение в решении принципиальных вопросов петрологии и металлогении имели достижения изотопной геохимии, равно как и развитие точных количественных методов определения низких ("следовых") содержаний элементов-примесей (микроэлементов) в горных породах и породообразующих минералах (нейтронно-активационный, рентгено-спектральный, микронзондовый и другие методы анализа).

Важность применения новейших аналитических методов оказалась особенно актуальной в связи с изучением полученных в последние годы обширных материалов по продуктам мантийного петрогенезиса из различных континентальных и океанических провинций — кимберлитам и нодулям в базальтах, карбонатитам, различным щелочным и другим глубинным породам.

На основе качественно новой петрологической и геохимической информации определилась объективная возможность перехода от систематизации фактов на уровне эмпирических описательных обобщений к их анализу в рамках количественных моделей, связывающих различные этапы химической эволюции и взаимодействия вещества земной коры и мантии. Это

потребовало пересмотра и значительного обновления всего фактического базиса, повышения статистической надежности фактов и их геологической и генетической представительности в объеме типичных петрографических провинций и главных магматических формаций.

Вместе с тем значительно усложнились многие исходные положения петрологии и геохимии. Так, на основе развития прежних представлений о двух ведущих типах родоначальных магм — базальтовом и гранитовом — в последние годы выяснилась необходимость выделения и противопоставления нескольких главных групп первичных магм: мантийных — преимущественно базальтовых, а также щелочно-ультраосновых, и коровых палингенных — различных гранитовых.

Специфика состава глубинных базальтовых и других магм, согласно современным петрологическим концепциям, зависит в первую очередь от глубины магмообразования и степени селективного плавления исходного мантийного вещества. Генерация гранитовых магм обусловлена иными процессами — регионального метаморфизма и корового палингенеза. Однако грандиозные масштабы региональной гранитизации и сопряженного с нею метасоматического преобразования толщ осадочно-метаморфических пород, концентрация в гранитоидах щелочных и редких металлов заставляют многих исследователей предполагать существенную роль в развитии этих процессов мощных восходящих потоков глубинно-коровых и мантийных растворов (флюидов). Тем самым предполагается, что процессы магмообразования и последующей дифференциации различных типов магм всегда в той или иной степени отражают взаимодействие земной коры и мантии, проявляющееся как при перемещении и эволюции ювенильных магм и растворов в верхних частях литосферы, так и при генерации коровых анатектических магм. На основе новейшей геохимической информации принципиально изменились и прежние представления об однородной мантии (эклогитовой, перидотитовой и др.). Постепенно стала вырисовываться проблема неоднородности верхней мантии: значительного диапазона глубинности процессов в ней, ее вертикальной и латеральной зональности — факторов, приводящих к возникновению различных геологических образований в доступных нашему наблюдению участках и блоках земной коры. Поэтому в последние годы разрабатываются многочисленные модели взаимодействия вещества мантии и коры, высказываются различные предположения об условиях и закономерностях этого процесса, основанные в значительной мере на интерпретации косвенных геофизических данных. Приходится отметить, что предложенные к настоящему времени модели магматических процессов и связи с ними эндогенных месторождений обычно в той или иной степени гипотетичны ввиду ограниченности наших знаний о составе и строении не только мантии Земли, но и глубинных горизонтов земной коры. Поэтому неизбежны методологически разные пути и подходы к выяснению достоверности тех или иных принципиальных положений предложенных моделей, также неизбежно и "сосуществование" различных порой взаимоисключающих представлений о генезисе отдельных типов пород, масштабах и соотношении ювенильных и коровых источников магм и др.

Отметим еще одно принципиальное обстоятельство. Хотя основным источником информации при обосновании генетических моделей, как и

прежде, является сравнительное изучение состава изверженных пород, в современной петрологии и геохимии важнейшее значение получили данные о распределении малых, редких и рассеянных элементов-примесей. Именно эти микроэлементы и их индикаторные отношения могут быть использованы для контроля степени селективного плавления, комагматичности отдельных магматических дифференциатов, выявления масштабов ассимиляции мантийными магмами корового материала, изменения условий кислотности-основности при магматической дифференциации, изохимичности метаморфизма и т.д. Поэтому при обосновании общих моделей развития магматических процессов и выяснении тектонической специфики тех или иных типов магм необходимо учитывать особенности распределения в этих магмах редких и других элементов-примесей и поведения в процессах дифференциации и взаимодействия с вмещающими коровыми породами. Не менее эффективно использование данных по геохимии редких элементов и при решении сложных вопросов режима регионально-го метаморфизма, источников гранитизирующих растворов и др. Таким образом, в познании интересующих нас глубинных процессов первостепенная роль должна быть отведена прямой и непосредственной информации, которую могут дать методы и приемы практической геохимии, опирающиеся на данные анализа химического состава различных геологических образований — продуктов разных этапов и стадий изучаемых процессов, в обязательной гармоничной совокупности с детальными минералого-петрографическими исследованиями.

Авторы монографии провели широкий комплекс исследований и обобщили обширный фактический материал с целью внести свой вклад в решение перечисленных выше задач. Работа выполнялась под руководством чл.-кор. АН СССР Л.Н. Овчинникова и охватывала два основных направления: 1) геохимия регионального метаморфизма и палингенного магмообразования в земной коре; 2) разработка геохимических характеристик петрологических моделей генерации магм.

Наряду с общими вопросами петрологии и геохимии во всех случаях особое внимание было уделено металлоносности изучаемых систем и связанным с ними возможным процессам рудообразования, включая их непосредственную предысторию.

По первому направлению предусматривалась разработка геохимической модели прогрессивного регионального метаморфизма в связи с проблемой корового гранитообразования вместе в геохимической характеристикой различных по составу исходных пород и выяснением их геохимической эволюции при метаморфизме. Исследования проводились в ряде регионов СССР, представительных для различных типов метаморфических комплексов: монофациальных (Алданский щит) и зонально-метаморфических (Северное Приладожье, Лапландский пояс, Воронежский кристаллический массив (ВКМ), хр. Хамар-Дабан, Печенгская структура, Украинский щит (УЩ) и Южно-Чуйский хребет). Разрабатывались также количественные петрологические и геохимические модели палингенеза складчатых областей с целью выяснения источников и особенностей миграции редких элементов и оценки металлоносности автохтонных гранитоидов.

По второму направлению проводилась разработка геохимических и петрохимических характеристик моделей генерации мантийных магм на ос-

нове изучения главных типов щелочных базальтов и платформенных щелочно-ультраосновных—карбонатитовых и кимберлитовых формаций, изучение вещественного состава глубинного субстрата в зонах андезитового и гранитоидного магматизма и обоснование модели формирования серий известково-щелочных изверженных пород.

Для сравнительного петрохимического анализа использованы оригинальные материалы по ряду щелочных и кимберлитовых провинций СССР (Прибайкалье, Карело-Кольская, Якутия, Кузнецкий Алатау, Маймеча-Котуйская и др.), а также обширные литературные источники. Особое внимание уделено дискуссионным вопросам петрологии и генезиса карбонатитов, а также некоторым новым аспектам карбонатитовой проблемы (дифференциация карбонатитов и флюидно-магматический режим их образования).

Разработка петролого-геохимической модели формирования орогенных известково-щелочных серий на основе прямой генетической информации путем фазового анализа природных магматических образований и последующей реставрации P — T — X условий, начиная от момента зарождения расплава и кончая его полным затвердением в виде горной породы. В качестве объекта исследований были выбраны плиоцен-четвертичные вулканиты Кавказа и Закарпатья с типоморфными петрографическими и геохимическими признаками, свойственными внутриконтинентальным орогенным вулканитам, состав которых охватывает всю известково-щелочную серию — от базальтов до риолитов.

Особой задачей, выполнявшейся в рамках указанных геолого-геохимических исследований, было выявление общих закономерностей распределения редких и петрогенных элементов в процессе магматической дифференциации и формирования главных магматических серий. С этой целью были разработаны новые методы сравнения геохимических трендов на основе оценки кислотности главных типов изверженных пород.

Предлагаемая работа, суммируя основные результаты исследований, представляет собой коллективную попытку изучения геохимии процессов магматизма и метаморфизма, попытку разработки и приложения геохимических методов для оценки доли корового вещества в образовании магм различных типов, а также выяснения возможной роли рассматриваемых процессов в рудогенезе и их принципиального металлогенетического значения. Полученная информация и выявленные закономерности, по мнению авторов, должны способствовать расширению и углублению познаний о роли магматизма в образовании рудных месторождений различных генетических типов и закономерностей пространственной и генетической связи промышленных руд различных продуктов мантийного и мантийно-корового магматизма.

В процессе работы над указанными проблемами большую помощь авторам оказали следующие сотрудники ИМГРЭ: И.В. Лапидус, Л.К. Самодурова, К.А. Зайцевский, Ю.С. Николаенко, В.А. Семина, Н.И. Конова, Н.П. Смирнова, Н.Ф. Егорова, В.М. Соловьева, а также В.С. Шкодзинский (ИГ ЯФ АН СССР). Всем им авторы монографии выражают самую горячую благодарность.

ГЕОХИМИЯ ПРОГРЕССИВНОГО РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА И СВЯЗАННОГО С НИМ ГРАНИТООБРАЗОВАНИЯ

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Проблема поведения вещества в процессе прогрессивного регионального метаморфизма и ультраметаморфогенного гранитообразования является одной из важнейших в современной метаморфической петрологии. Причину изменения содержаний микрокомпонентов при этом обычно связывают либо с различиями исходного состава, либо — с перераспределением вещества при метаморфизме и анатексисе. Существующие представления о геохимическом режиме регионального метаморфизма сводятся, как известно, к двум противоположным точкам зрения.

Первая отстаивает классические представления об изохимическом характере, не отрицая возможности перемещения компонентов на небольшие расстояния между соседними зернами или маломощными слоями, при этом одни исследователи располагают доказательствами об изохимическом характере метаморфизма вплоть до условий амфиболитовой фации, другие — до гранулитовой, что нередко дает основание для безапелляционных палеогеографических реконструкций. Вторая постулирует аллохимический характер регионального метаморфизма, опираясь при этом на предположение Д.С. Коржинского [55] о вполне подвижном поведении щелочей при метаморфизме под воздействием натриевых флюидов подкорового происхождения. Наиболее полное развитие эта точка зрения получила в работах А.А. Маракушева и др. [82, 83], доказывающих доминирующую роль аллохимического метаморфизма на всех стадиях развития подвижных поясов, в ходе которого вполне подвижными являются не только H_2O , CO_2 , K и Na, но и Ca, Fe и другие элементы. Крупномасштабная модель регионального метаморфизма, т.е. контактово-шутонического, по данным некоторых авторов, также в равной степени дает примеры как изохимического, так и аллохимического процесса.

По мнению авторов, надежные выводы о характере миграции вещества при метаморфизме и ультраметаморфизме, а также о факторах, обуславливающих связанное с этими процессами рудообразование, могут быть получены только при целенаправленном сборе массового фактического материала на единой методической основе, с обязательными статистическими сопоставлениями по разнообразным комплексам.

Настоящее исследование ставит своей задачей подойти к решению альтернативы "изохимизм—аллохимизм" путем геолого-петрографического изучения различных типов метаморфических комплексов с анализом поведения микроэлементов при прогрессивном изменении Р—Т параметров от низкотемпературных фаций до условий палингенно-анатектического гранитообразования. Вместе с тем изучение геохимического режима микроэлементов при прогрессивном региональном метаморфизме и ультраметамор-

фогенном гранитообразовании проводилось нами с целью выяснения двух вопросов, имеющих важное прикладное значение: 1) каковы границы возможности использования микроэлементов при реконструкции и корреляции протосостава древних суперкрупных комплексов; 2) каковы масштабы перераспределения и миграции микроэлементов при прогрессивном метаморфизме, а также частичном и полном плавлении пород субстрата, т.е. могут ли суперкрупные толщи выступать в роли рудогенерирующих систем.

Проведенное исследование базируется на оригинальном фактическом материале, включающем 1670 проб по 8 регионам СССР. Принятые в работе наименования зон прогрессивного регионального метаморфизма (табл. 1) приводятся в соответствии со схемой фаций Н.Л. Добрецова и др. [36].

Ведущим методом полевых исследований являлось сопоставление детальнейших геологических разрезов с последующей корреляцией их в различных зонах метаморфизма. В отдельных случаях (хр. Хамар-Дабан, см. рис. 10) один и тот же пласт прослеживался через различные зоны метаморфизма. Массовое геохимическое опробование проводилось точечно-сколовым методом с последующим петрографическим изучением каждой геохимической пробы (диагностика фаций—субфаций метаморфизма и отбраковка от наложенных процессов). В высокотемпературных зонах метаморфизма, характеризующихся широким развитием мигматитов, составлялись детальнейшие разрезы с опробованием пропорционально мощности всех разновидностей пород. Наряду с авторскими в работе были также использованы коллекции пород, любезно предоставленные Р.Я. Белевцевым (ИФМ АН УССР), В.И. Березкиным (ИГ ЯФ СО АН СССР), О.И. Египко (ВГУ), А.И. Ивлиевым (ИГ КФ АН СССР), К.Б. Кепежинским (ИГиГ СО АН СССР), И.П. Лебедевым (ВГУ) и В.С. Шкодзинским (ИГ ЯФ СО АН СССР).

Содержания микроэлементов определялись в ИМГРЭ и БГГЭ следующими методами: спектральным (Be, B, F, Sc, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ge, Sr, Zr, Mo, Ag, Sn, Ba, W, Pb, Bi; чувствительность $0,5-50 \cdot 10^{-4}\%$), квантометрическим (Ti, V, Mn, Ga; чувствительность $5-10 \cdot 10^{-4}\%$), химическим (Nb, ΣTR ; чувствительность $7-50 \cdot 10^{-4}\%$), пламенно-фотометрическим (Li, Rb, Cs; чувствительность $0,5-10 \cdot 10^{-4}\%$) и инструментальным нейтронно-активационным (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Tm, Yb, Lu; чувствительность $0,05-3 \cdot 10^{-4}\%$).

Изучение поведения микроэлементов по мере увеличения степени метаморфизма проводилось в двух главных по распространенности группах метаморфических пород, соответствующих продуктам метаморфизма герригенных песчано-глинистых отложений (метапелиты) и основных вулканогенных пород (метабазиты). С целью конкретизации термина "метапелиты", охватывающего широкий диапазон разновидностей исходных герригенных пород (глины, алевролиты, алевро-песчаники и т.п.), в группу нормальных метапелитов включались только те сланцы и гнейсы, в химических анализах которых после пересчета на "сухое вещество" содержание SiO_2 оставалось в пределах 57–67 вес.% при содержании CaO меньше 3 вес.% [105]. Элементы, ограничивающие рамки петрохимических групп, из дальнейшего рассмотрения исключались. Введение такого ограничения позволило нам, с одной стороны, резко снизить влияние исходного состава, с

Таблица 1

Фации и зоны прогрессивного регионального метаморфизма в породах бедных CaO (метапелитах) и богатых CaO (метабазитах)

Фация	Метапелиты		Метабазиты	
	зона	индекс зон	зона	индекс зон
1. Зеленых сланцев; T = 350–550° C	1.1 Серицит-хлоритовая	<i>Ср-Хл</i>	1.1 Пренит-пумпеллитовая	<i>Пр-Пум</i>
	1.2 Биотитовая	<i>Би</i>	1.2 Актинолит-хлоритовая	<i>Акт-Хл</i>
	1.3 Гранатовая	<i>Гр</i>	1.3 Актинолит-(роговая обманка)-биотитовая	
2. Эпидот-амфиболитовая (андалузит-силлиманит-мусковитовых сланцев); T = 500–650° C	2.1 Ставролит-андалузитовая	<i>Ст-Анд</i>	2.1 Роговообманково-эпидотовая	<i>РО-Эп</i>
	2.2 Силлиманит-мусковитовая	<i>Сил-Му</i>	2.2 Роговообманково-олигоклазовая	<i>РО-Олг</i>
3. Амфиболитовая (биотит-силлиманитовых гнейсов); T = 650–800° C	3.1.а Биотит-силлиманитовая	<i>Би-Сил</i>	3.1 Роговообманково-андезиновая	<i>РО-Адз</i>
	3.1.б Силлиманит-калишпатовая	<i>Сил-КППШ</i>		
	3.2 Гранат-кордиерит-калишпатовая	<i>Гр-Кд</i>	3.2 Пироксен-рогово-обманковая	<i>Пи-РО</i>
4. Гранулитовая (двупироксеновых гнейсов); T = 750–1000° C	Гиперстеневая		Диопсид-гиперстеневая	
	4.1А /P < 8 кбар/	} <i>Гун</i>	4.1А /P < кбар	} <i>Ди-Гун</i>
	4.1Б /P = 8–10 кбар/		4.1Б /P = 8–10 кбар/	
	4.1В /P > 10 кбар/		4.1В /P > 10 кбар/	

другой – усилить корректность при сравнительном анализе пород, отобранных из различных петрофациальных зон и стратиграфических уровней их образования. Последнее особенно важно при изучении труднодиагностируемых образований из высокотемпературных зон метаморфизма. Первично-осадочная природа исследованных метатерригенных образований устанавливалась на основании анализа условий их залегания (слоистое строение серий, ритмичность, выдержанность состава и мощности слоев по латерали), а также структурно-текстурных признаков пород (микрослоистость, blastopсаммитовые структуры и т.п.) и морфологии реликтовых обломков кварца и плагиоклаза. В группу метабазитов включались амфиболовые сланцы, амфиболиты и двупироксеновые кристаллические сланцы, отвечающие по химическому составу изверженным породам нормального габбро-базальтового ряда (вес. %): SiO₂ – 48–55, CaO – 8,5–11,0, MgO – 5–9 [59].

Геохимические пробы объединялись с учетом геологической и статистической представительности. В итоге были сформированы три группы пород: метабазиты (712 проб), метапелиты (643 пробы) и ассоциирующие с ними гранитоиды (317 проб), характеризующиеся однородным минеральным

составом в пределах каждой ступени метаморфизма вне зависимости от района развития этих пород. Проверка статистической однородности выборок по зонам осуществлялась с помощью M — критерия Диксона: $M = (x_2 - x_1)/(x_n - x_1) = (x_n - x_{n-1})/(x_n - x_1)$. Средние содержания (\bar{x}_{I-IV}) микроэлементов рассчитывались в зависимости от сложности объектов исследования ($\bar{x}_I = \Sigma x_i/N$; $\bar{x}_{II} = \Sigma x_i n_i/N$; $\bar{x}_{III} = \Sigma x_i m_i/\Sigma m_i$; $\bar{x}_{IV} = \Sigma x_i \cdot h_i/\Sigma h_i$), где x_i — содержание элемента в пробе; n_i — число проб в i -й выборке, $N = \Sigma n_i$; m_i — мощность i -ого разреза; h_i — относительная доля (в %) породы в разрезе ($\Sigma h_i = 100$).

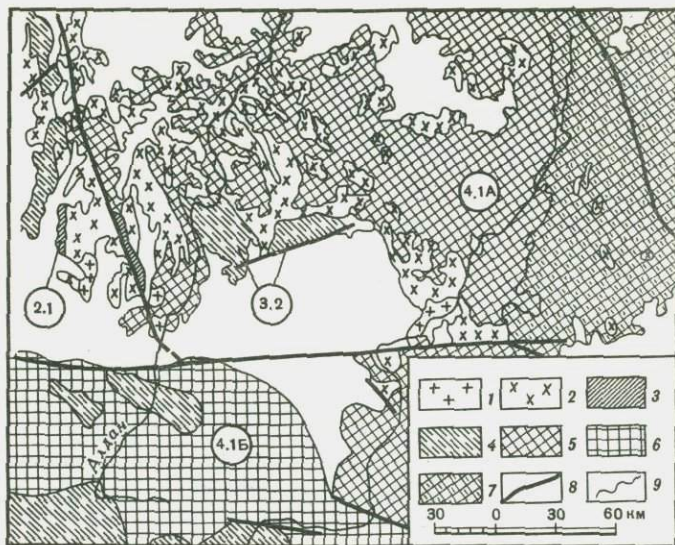
Сравнение средних содержаний микроэлементов в разных зонах метаморфизма проводилось в помощью параметрического t — критерия Стьюдента и линейного корреляционного анализа. В качестве меры, характеризующей тренды перераспределения исходных концентраций при прогрессивном метаморфизме и ультраметаморфогенном гранитообразовании, использовался коэффициент относительного накопления $K = \bar{x}_I/\bar{x}_i (i \neq 1)$, где \bar{x}_I — среднее содержание микроэлементов в зоне самого слабого метаморфизма; \bar{x}_i — содержание этого же микроэлемента в каждой последующей зоне.

ТИПЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ И УЛЬТРАМЕТАМОРФОГЕННЫХ ГРАНИТОИДОВ

Петролого-геохимические исследования проводились в пределах Балтийского, Украинского и Алданского щитов, Воронежского кристаллического массива (ВКМ), а также Хамар-Дабанского и Южного-Чуйского хребтов. Поскольку подробная геолого-петрографическая характеристика изученных метаморфических комплексов приводится в работах Р.Я. Белевцева [4], О.И. Египко [39], А.И. Ивлиева [43], К.Б. Кеpezинскаса [47], В.И. Кицула [50], В.И. Кицула, В.С. Шкодзинского [131], И.П. Лебедева [75] и А.А. Шафеева [127], то ниже кратко охарактеризуем лишь принципиальные черты геологического строения и метаморфизма этих комплексов. Описываемые метаморфические комплексы относятся нами к двум главным группам: монофациальным и зонально-метаморфическим комплексам.

Монофациальные комплексы

Эти комплексы принято относить к продуктам ареального метаморфизма и различать среди них как средне- и низкотемпературные (преимущественно молодые), так и архейские гранулитовые. T и P здесь создаются за счет вышележащих толщ, вследствие чего отличительным признаком является совпадение изоград со стратиграфическими границами разновозрастных комплексов. Специфика повсеместно распространенной в раннем докембрии двупироксеновой (гранулитовой) фации может быть объяснена с позиции гипотезы о расширяющейся Земле за счет более высоких значений планетарных палеоградиентов P и T [59]. Последующее уменьшение значений этих градиентов во времени способствовало смещению условий метаморфизма в область более низких P и T : для верхне-архейских отложений — амфиболитовая, для PR_{1-2} — эпидот-амфиболитовая, для PR_3 — зеленосланцевая. В итоге для докембрийских щитов обыч-



Р и с. 1. Схема метаморфизма Алданского щита, по В.И. Кицулу, В.С. Шкодзинскому [51]

1 — мезозойские интрузии разного состава; 2 — гранито-гнейсы; 3–7 — зоны метаморфизма: 3 — *Ст — Анд*, 4 — *Гр — Кд*, 5 — *Гип* ($P < 8$ кбар), 6 — *Гип* ($P > 10$ кбар), 7 — *Гип* ($P = 8-10$ кбар); 8 — тектонические нарушения; 9 — геологические границы

ной является ложная горизонтальная метаморфическая зональность, обусловленная тектоническим выведением на единый гипсометрический уровень разновозрастных и различно метаморфизованных комплексов.

Так, например, в пределах исследованного нами Алданского щита (рис. 1) выделяются [50]: в раннем архее — гранулитовая (алданский комплекс, занимающий подавляющую часть щита), в позднем архее — амфиболитовая (унгрийский комплекс), в PR_1 — эпидот-амфиболитовая фация и биотит-силлиманитовая зона амфиболитовой фации (субганский комплекс). Последние два комплекса слагают небольшие по размеру тектонические клинья (грабены), зажатые среди пород алданского комплекса. Метасадочно-вулканогенные толщи, выполняющие грабены, испытали прогрессивный зональный метаморфизм андалузит-силлиманитового типа.

Гранулитовая фация проявлена в нижеархейских породах алданского комплекса, состоящего главным образом из высокоглиноземистых гнейсов, основных кристаллических сланцев и карбонатных пород, и имеет неодинаковую степень метаморфизма (см. рис. 1): 1) малоглубинная и низкотемпературная зона характерна для западной части щита (верхнеалданская и федоровская свиты иенгрской серии); 2) более высокотемпературная зона (4.1А, алданский тип) развита в восточной части (тимптоно-желтулинская серия) и 3) наиболее глубинная зона (4.1Б, сутамский тип) охватывает южную часть щита (серия Зверева и верхнетимптонская свита иенгрской серии). Среди парагенезисов высокоглиноземистых пород последней зоны появляются ассоциации *Гип* с *Сил* (максимум по Т) и *Спф* (максимум по Р). По мнению И.В. Кицула [50], описанная метаморфическая неоднородность гранулитового комплекса является следствием

блокового строения фундамента Алданского щита и неодинаковой его эродированности. Учитывая это, изучение геохимии прогрессивного метаморфизма проводилось нами на примере исключительно метабазитовых пород, характеризующихся устойчивым химическим составом в унгринском, субганском и алданском комплексах.

В западной, наименее эродированной части щита широким развитием пользуются гранитоиды, а в более глубокоэродированной южной части — чарнокиты при резко подчиненном развитии гранитоидов, локализованных в зонах тектонических нарушений. В высокотемпературных метаморфических комплексах широко развиты поля мигматитов. В соответствии с представлениями В.С. Шкодинского [131], выделены и геохимически изучены следующие генетические типы гранитоидов.

Метаморфические гранитоиды являются результатом метаморфической перекристаллизации соответствующих по составу пород кислой протокры. Об их метаморфическом генезисе свидетельствуют совершенно согласное залегание, присутствие тонких ненарушенных прослоев кристаллических сланцев, гнейсовидные текстуры и бластические структуры, развитие в них тех же процессов анатексиса, что и в типичных метаморфических породах.

Анатектические гранитоиды представлены жильным материалом мигматитов, чаще всего "пропитывающим" кислые по составу гнейсы (рассеянный гранитный материал), реже образуют согласные и секущие жилы мощностью до первых метров. Их анатектический генезис доказывается физико-химической равновесностью наиболее распространенного рассеянного гранитного материала с субстратом, его равномерным рассеянным распределением в однородных по составу породах, присутствием расплавленных включений. В подгруппу остаточно-анатектических гранитоидов отнесены мало распространенные поздние, более низкотемпературные обособления и жилы пегматитов и крупнозернистых гранитов в мигматитах. Предполагается их образование в результате обособления и кристаллизации последних порций анатектического расплава в регрессивную стадию метаморфизма.

Реоморфические гранитоиды имеют признаки течения и являются, по-видимому, недоразвитыми гранитными интрузиями или корнями таких интрузий. Для них характерны аллохтонное залегание, большая неоднородность состава, присутствие будиноподобных включений метаморфических пород. По составу они близки к метаморфическим гранитоидам, но более изотропны и не содержат анатектического жильного материала. В подгруппу остаточно-реоморфических гранитоидов отнесены разности, образованные в результате обособления и кристаллизации остаточного реоморфического расплава.

Интрузивно-магматические однородные гранитоиды, не содержащие реликтов метаморфических пород, обычно имеют гипидиоморфнозернистую структуру и образуют ясно выраженные интрузии с ореолами ороговывания. К ним относятся гранитоиды верхних уровней земной коры. Генетически связанные с этими гранитами жилы аплитов, крупнозернистых гранитов и пегматитов выделены в подгруппу остаточно-магматических гранитоидов.

Зонально-метаморфические комплексы

Рассматриваемые комплексы имеют, как правило, протерозойский возраст и образуются вследствие вертикального или горизонтального изменения величины геотермического градиента (рис. 2). В порядке увеличения P выделяются [37] три наиболее распространенных типа зональности: 1) андалузит-силлиманитовый, подразделяемый на $Gr-Kd$ (пиренейский) и $St-And$ (ладожский) подтипы; 2) промежуточный (южно-чуйский), характеризующийся сосуществованием андалузита и кианита; 3) $Ku-Sil$ (барроусский). При этом различают изо- и гетеробарическую метаморфическую зональность; формирование последней связывают [37] с "буферно-автоклавым" эффектом, что, как известно, наиболее удовлетворительно объясняет неоднородность распределения P в пределах одновозрастной толщи.

По характеру распределения в пространстве и во времени геотермического градиента мы предлагаем выделять следующие типы зонально-метаморфических комплексов: **стратозональные** — изограды метаморфизма совпадают со стратиграфическими границами толщ, зональность неотчетливая с резким преобладанием низко- и среднетемпературных зон над монотонными высокотемпературными; образуются при метаморфизме погружения преимущественно в доскладчатый этап; **латеральные** — изограды секут стратиграфические границы толщ, образуя нередко изолированные участки высоко- и среднетемпературных зон среди преобладающих низкотемпературных фаций; образуются в периферических зонах локальных тепловых аномалий, преимущественно в синскладчатый этап; **линейнозональные** — изограды вытянуты вдоль зон глубинных разломов, приуроченных обычно к осевым частям складчатых структур; образуются преимущественно в постскладчатый этап; **контактозональные** — изограды оконтуривают интрузивные тела; образуются при выделении магматических расплавов на умеренных глубинах.

В высокотемпературных зонах первых 3 типов зональности метаморфизм обычно сопровождается анатексисом с образованием полей мигматитов, а также авто- и аллохтонных гранитоидов.

В соответствии с охарактеризованными типами зонально-метаморфических комплексов рассмотрим принципиальные черты геологического строения исследованных нами регионов, акцентируя внимание при этом на отличительных особенностях их метаморфизма и ультраметаморфизма.

Типичным примером стратозональных комплексов является Печенгская структура (Кольский полуостров), залегающая на суперкрупных образованиях кольской серии гнейсов (AR) и представляющая собой неполную синформу, южное крыло которой срезано надвигом и перекрыто отложениями PR_1 (рис. 3). Рассматриваемая структура сложена метаморфическими породами печенгского комплекса (PR_2), подразделяемого на четыре осадочно-вулканогенных толщи общей мощностью около 7 км. Отличительной особенностью строения всех толщ является залегание метасадочных пород в нижних их частях, а преобладающих по мощности метавулканогенных пород — в верхних частях толщ. По мнению авторов, в Печенгской структуре проявлен одноактный зональный метаморфизм андалузит-силлиманитового типа, охватывающий более 95% ее площади (см. рис. 3). Образование кианита, отмечаемого в узкой зоне юго-восточно-

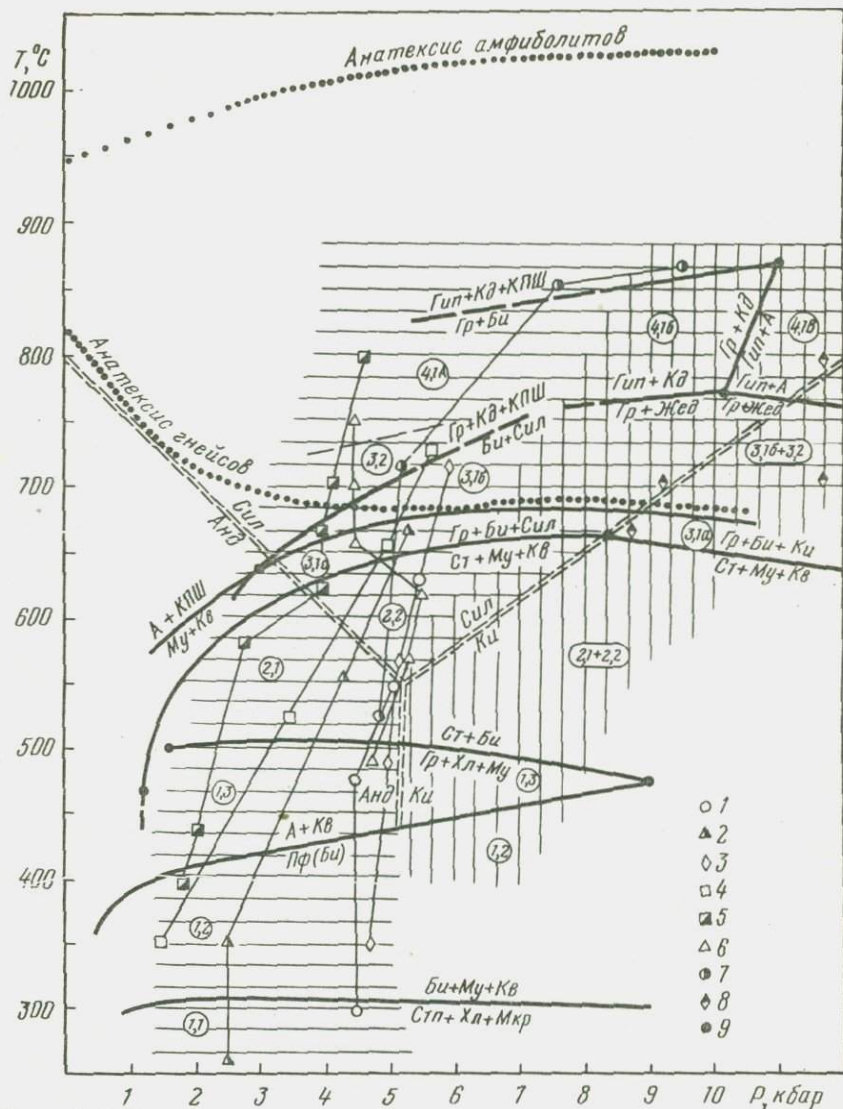


Рис. 2. P-T диаграмма прогрессивного регионального метаморфизма пелитов
 Цифры в кружках соответствуют номерам треугольных диаграмм на рис. 11; линии инвариантных равновесий даны по Ю.В. Нагайцеву [90], К.Б. Кележинскому [47] и С.П. Кориковскому [59]
 1 - Южно-Чуйский хребет; 2 - Печенгская структура; 3 - хр. Хамар-Дабан; 4 - ВКМ; 5 - Северное Приладожье; 6 - Украинский щит; 7 - Алданский щит; 8 - Лапландский пояс; 9 - неинвариантные точки

го замыкания Печенгской структуры, по-видимому, связано либо с локальным изменением режима P в зоне центриклинального замыкания структуры, либо с совмещением на современном эрозионном уровне тектонических блоков, испытавших метаморфизм в условиях различного P. Зоны метаморфизма в пределах данной структуры выделены: как по метапелитам,

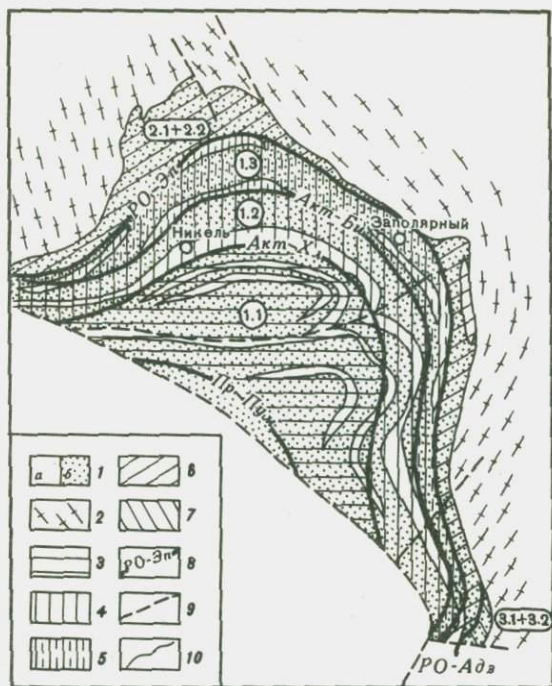


Рис. 3. Схема метаморфической зональности Печенгской структуры, Кольский полуостров; по Г.Г. Дук [38], с уточнениями авторов

1 — протерозойские метаморфические породы: а — метаосадочные, б — основные metavулканы; 2 — гнейсо-граниты архейского основания; 3–7 — метаморфические зоны: 3 — Пр–Пум; 4 — Акт–Хл; 5 — Акт–Би, 6 — РО–Эп+РО–Олг, 7 — РО–Адз+Пи–РО; 8 — изограды в основных metavулканитах; 9 — тектонические нарушения; 10 — геологические границы

так и по метабазитам; при этом низко- и среднетемпературные фации (по данным В.И. Казанского) охватывают более 85% мощности разреза (Пр–Пум — 1100 м, Акт–Хл — 1700 м, Акт–Би — 2100 м, РО–Олг — 1100 м); на амфиболитовую фацию приходится менее 15% разреза (800 м). Схема изменения количественного минерального состава и эволюция парагенезисов метабазитов в ходе зонального прогрессивного метаморфизма Печенгской структуры показаны на рис. 4 и 12.

Латеральнозональные комплексы исследовались в Северном Приладожье, на Воронежском кристаллическом массиве, Украинском щите и в юго-западном Прибайкалье.

Северное Приладожье является классическим примером проявления метаморфической зональности андалузит-силлиманитового типа. Метаморфические породы ладожской формации занимают площадь около 15 тыс. км² и подразделяются на две серии (рис. 5): сортавальскую (метаэффузивно-осадочную мощностью до 1600 м) и ладожскую (метатерригенную мощностью до 4000 м). Степень метаморфизма пород ладожской формации последовательно нарастает от биотитовой зоны зеленосланцевой фации до гиперстеновой зоны гранулитовой фации [89], что позволило Н.Л. Доб-

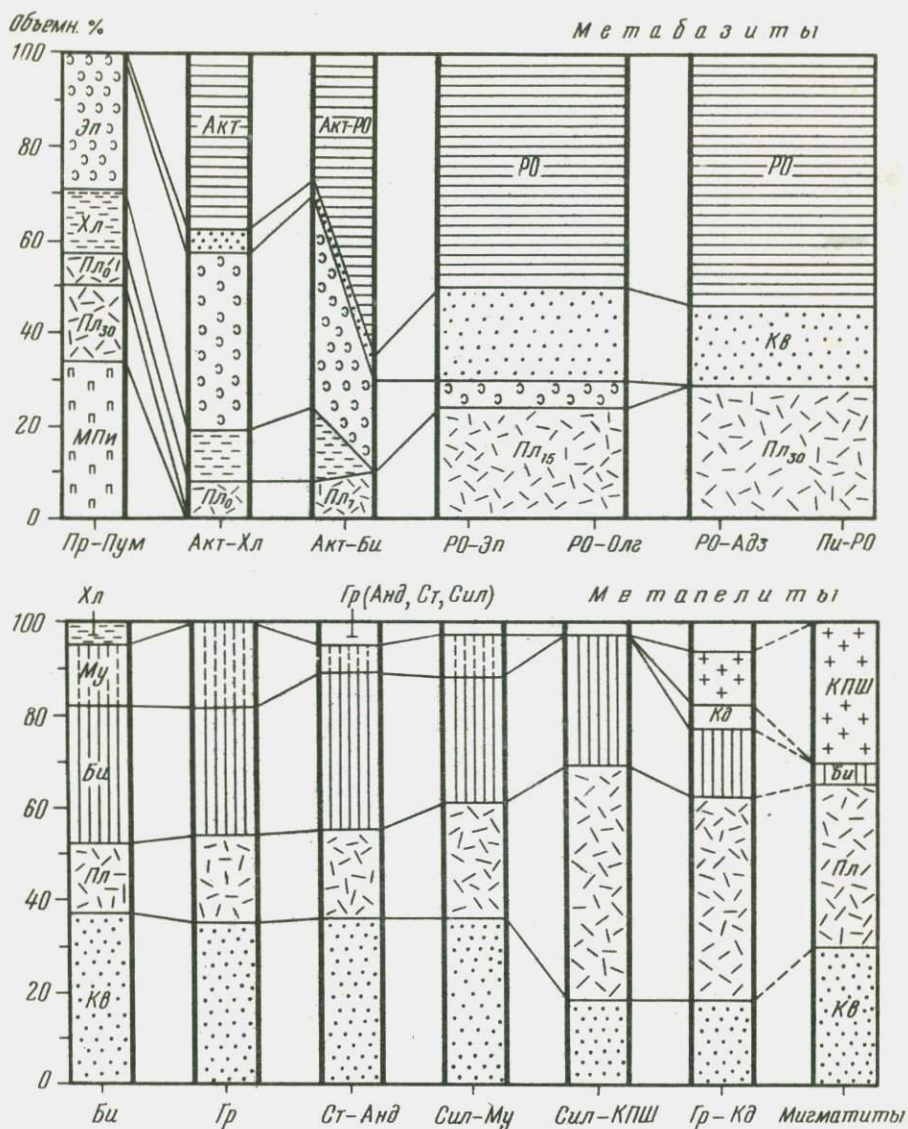


Рис. 4. Изменения средних содержаний породообразующих минералов при прогрессивном метаморфизме базитов Печенгской структуры и пелитов Северного Приладожья

рецову и др. [37] выделить данную зональность в собственно "ладожский" (Ст-Анд) подтип зональности Анд-Сил типа. Исследования, проведенные авторами настоящей работы в Северном Приладожье, подтвердили принципиальную схему метаморфической зональности только до Гр-Кв зоны амфиболитовой фации (см. рис. 5); выделение Гил зоны гранулитовой фации считаем ошибочным на основании следующей системы доказательств.

К критическим парагенезисам гранулитовой фации Ю.В. Нагайцев [89]

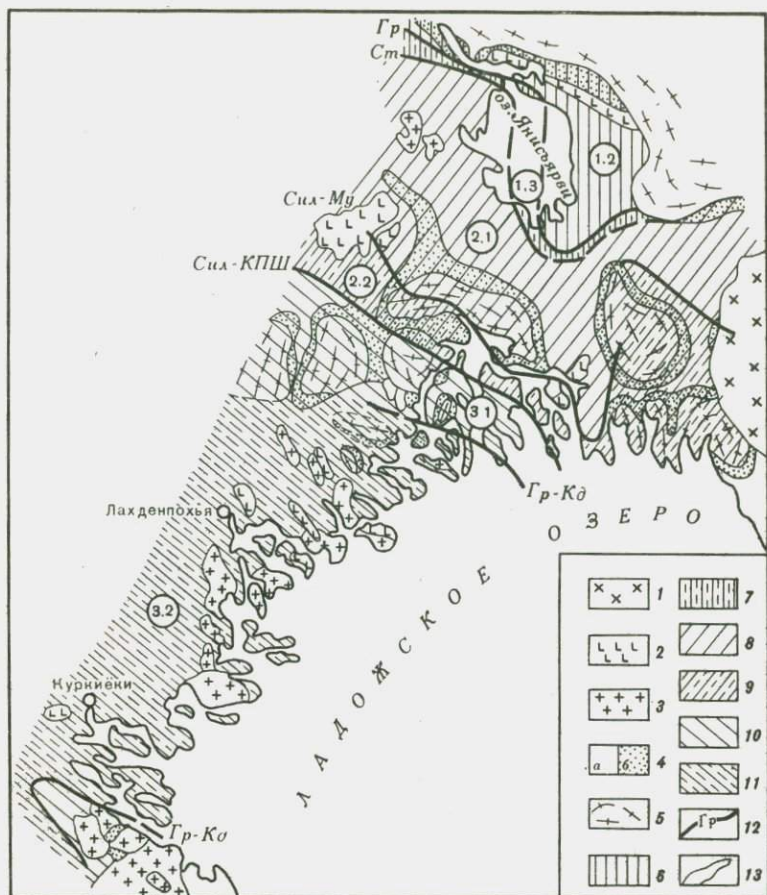


Рис. 5. Схема метаморфической зональности Северного и Северо-Западного Приладожья; по Ю.В. Нагайцеву [89] с уточнениями авторов

1 — граниты рапакиви; 2 — интрузии базит-гипербазитов; 3 — плагиоклазовые и микроклиновые граниты; 4 — протерозойские метаморфические породы: а — метасадочные, б — карбонатные и основные метавулканисты; 5 — гнейсо-граниты архейского основания; 6–11 — метаморфические зоны: 6 — Би, 7 — Гр, 8 — Ст-Анд, 9 — Сил-Му, 10 — Сил-КПШ, 11 — Гр-Кд; 12 — изограды в метапелитах; 13 — геологические границы

относит $Гр + Гун + Би + Пл_{30-47} + Кв \pm КПШ$ в метапелитовых породах и $(Ди + РО + Пл_{30-48}) \pm Гун, Би, Гр, Кв$ в метабазахитах. В породах основного состава, как указывает и Ю.В. Нагайцев, гиперстен появляется еще в условиях амфиболитовой фации ($РО + Кв \rightleftharpoons Ди + Гун + Пл + Н_2О$). То же относится и к породам смешанного состава (кислые метатерригенные отложения с примесью основного вулканомиктового материала), для которых в эпидот-амфиболитовой фации устойчива ассоциация $РО + Би + Пл + Кв \pm Гр$. В условиях Гр-Кд зоны амфиболитовой фации указанная ассоциация замещается парагенезисами с Гун, например, по реакции: $РО + 1,39Гр + Би + 6Кв = 5,8Гун + КПШ + 2,5Пл_{88} + Н_2О$. В отношении метапелитовых пород, отвечающих по химическому составу таковым из более

низкотемпературных зон, следует сказать, что в условиях амфиболитовой фации образование ассоциации $Gr + K\delta + Bu + КПШ$ оценивается нами по $Gr-Bu$ термометру в $660-725^{\circ}C$. Появление в метapelитах того же состава парагенезисов с Gup возможно лишь либо при $T > 800^{\circ}C$ и $P = 3-7$ кбар по реакции $Bu + Gr + K\delta = K\delta + Gup + КПШ + H_2O$ [57], либо при $P > 9,5$ кбар и $T > 800^{\circ}C$ по реакции: $Gr + K\delta = Gup_{Al} + Sil_{1,00} + Pl_{1,00} + K\delta + H_2O$ [84]. Полное разложение биотита ($Bu + K\delta = Gup + КПШ + H_2O$) должно происходить при еще более высоких температурах. Однако проведенное нами изучение реальных ассоциаций метapelитовых и ассоциирующих пород иного состава из оконтуренных Ю.В. Нагайцевым областей развития Gup зоны (районы Лахденпохья и Куркиёки) однозначно свидетельствует об отсутствии парагенезиса с Gup в нормальных метapelитах (обычной является ассоциация $Bu + Gr + Pl + КПШ + K\delta$, температура образования которой по $Gr-Bu$ термометру оценивается нами в $650-700^{\circ}C$) и о максимально широком их развитии в преобладающих здесь породах среднего и основного состава. Этот факт, а также то, что существенные изменения в составе сосуществующих Bu и Gr из $Gr-K\delta$ зоны (Bu_{46-53} ; Gr_{69-81}) и так называемой Gup зоны (Bu_{43} ; Gr_{68-74}) отсутствуют, позволяют нам сделать вывод об отсутствии в Северном Приладожье локально проявленной гранулитовой фации и, таким образом, ограничить верхний температурный предел "ладожского" типа метаморфизма областью устойчивости $Gr + K\delta + Bu + КПШ$ парагенезиса.

В юго-восточной части Воронежского кристаллического массива (ВКМ) около половины территории (более 70 тыс. км²) сложено раннепротерозойским комплексом преимущественно метаосадочных пород, объединяемых в воронцовскую серию. В стратиграфическом разрезе серии различаются четыре вулканогенно-терригенные толщи, общая мощность которых составляет 10-12 км. Отчетливо выражена правильная метаморфическая зональность страто- и латеральнозонального типов (рис. 6), нарушенная блоковыми подвижками отдельных участков фундамента [75]. Наиболее высокотемпературные зоны - области развития пород амфиболитовой фации - образуют изолированные выходы на поверхности кристаллического фундамента площадью до 600 км². По мере удаления от этих зон наблюдается последовательная смена более низкотемпературных фаций вплоть до Bu изограды. В наиболее высокотемпературных зонах амфиболитовой фации (зоны $Sil-KПШ$ и $Gr-K\delta$) среди гнейсов развиты поля мигматитов и автохтонные тела реоморфических гранитоидов мигматит-тоналит-плагногранитной формации [39], образованных в результате анатексиса пород нижних частей разреза воронцовской серии (Подколodновский участок, см. рис. 6). Кроме того, в пределах исследуемой территории отмечаются аллохтонные тела гранитоидов (Панинский и Коршевский участки), относимые к продуктам интрузивно-магматического гранитообразования за счет тех же глубокометаморфизованных отложений воронцовской серии. Таким образом, формирование зонально-метаморфического комплекса и развитие гранитоидного магматизма в юго-восточной части ВКМ представляются последовательными звеньями в цепи эндогенных преобразований раннепротерозойских терригенных отложений.

Украинский щит (УЩ) сложен преимущественно гранитоидами, которые рассматриваются как блоки архейского (2,8-3 млрд. лет) фундамента -

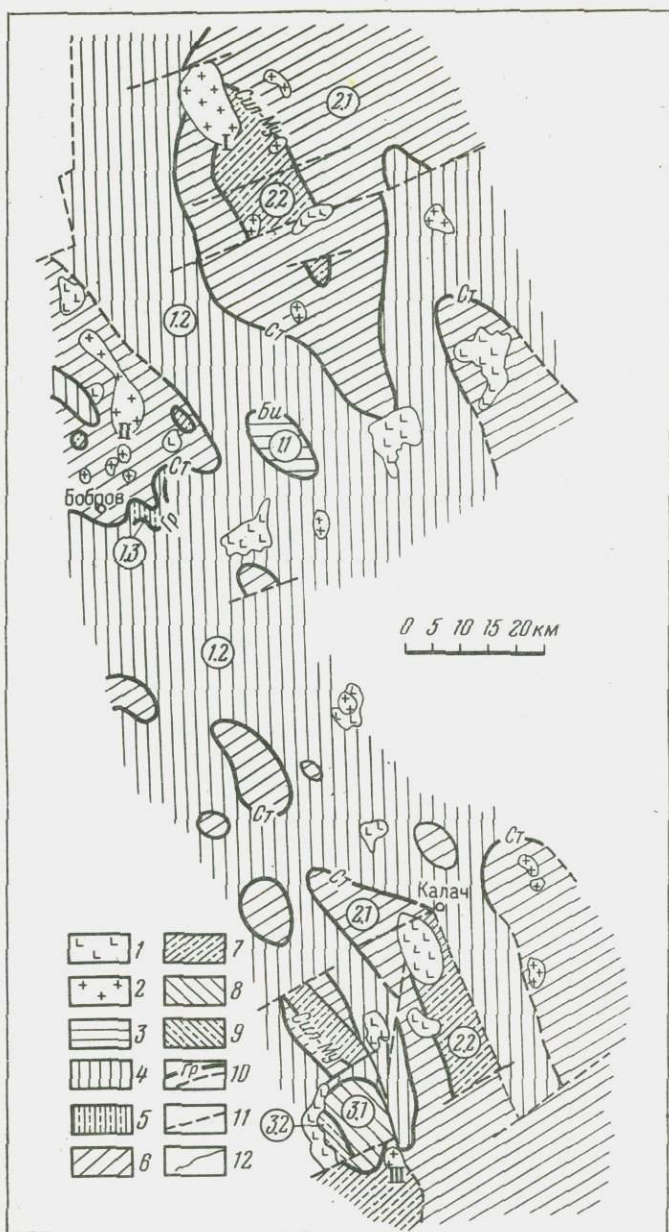


Рис. 6. Схема метаморфической зональности юго-восточной части ВКМ; по И.П. Лебедеву [75]

1 – интрузии базит-гипербазитов; 2 – интрузии гранитоидов: участки – I – Панинский, II – Коршевский и III – Подколodновский; 3–9 – метаморфические зоны: (3 – Ср-Хл, 4 – Би, 5 – Гр, 6 – Ст-Анд, 7 – Сил-Му, 8 – Сил-КПШ), 9 – Гр-Кд); 10 – изограды в метapelитах, в том числе предполагаемые; 11 – тектонические нарушения; 12 – геологические границы

нижний структурный этаж. Метаморфические породы составляют не более 20% площади УЩ, слагая пространственно разрозненные полосы, выполняющие межблоковые раннепротерозойские (1,7–2,3 млрд. лет) синклинали – верхний структурный этаж. Межблоковые синклинали имеют псевдомоноклинальную структуру с крутопадающими крыльями; мощность метаосадочно-вулканогенных толщ определяется шириной синклиналей, достигая 5–6 км. Картирование и петрологическое изучение метаморфических комплексов УЩ, проведенные Р.Я. Белевцевым [4], показали, что зеленосланцевая фация характерна для эвгеосинклиналей, эпидот-амфиболитовая – для миоэвгеосинклиналей, а амфиболитовая – для миогеосинклиналей. Площади развития гранулитовой фации фиксируются лишь на блоках фундамента. Ширина метаморфических зон колеблется от 1–2 до 50 км; преобладающее простирание – северо-восточное. Границы метаморфических зон секут как раннепротерозойские межблоковые синклинали, так и блоки архейского фундамента (рис. 7). По мнению Р.Я. Белевцева [4], протерозойский региональный метаморфизм и связанная с ним в высокотемпературных зонах мигматизация проявлены одновременно, но при различном температурном режиме для пород блоков (тепловые купола) и межблоковых синклиналей (тепловые депрессии). В частности, в Криворожско-Кременчугской зоне выявлена и прослежена метаморфическая зональность андалузит-силлиманитового типа от *Gr* до *Сил–КШШ* зоны (см. рис. 7). Зональность в целом является изобарической, температурной, нарастая с востока на запад с горизонтальным геотермическим градиентом 10–25 град/км; вертикальный градиент не выше 20 град/км. В наиболее высокотемпературных зонах развиты венитовые послойные или полосчатые мигматиты, образовавшиеся при анатексисе нижнепротерозойских метапелитов. В блоках архейского фундамента, пользующихся широким распространением к востоку и западу от Криворожско-Кременчугской зоны, развиты огромные поля преимущественно порфиروبластических теневого полимигматитов амфиболитовой и гранулитовой фаций.

Регионально метаморфизованные отложения Юго-Западного Прибайкалья, выделенные в хамар-дабанскую серию (PR_1), слагают обширный участок (около 18 тыс. км²), располагающийся на стыке саянских и байкальских структур. Хамар-дабанская серия, по данным А.А. Шафеева [127], представляет собой образование единого седиментационного цикла, в составе которого выделяются слюдянская и хангарульская подсерии. Слюдянская подсерия имеет преимущественно метатерригенно-карбонатный состав, хангарульская – метатерригенный. Формационно вся серия имеет миогеосинклинальный облик и мощность 8–13 км. Породы серии в целом испытали как региональный стратозональный метаморфизм (от зеленосланцевой фации в ее верхней части – шубутуйская и верхи корнеливской свит до гранулитовой – низы хангарульской подсерии), так и локальный латеральнозональный (приосевая часть Утуликского синклинория, заметно выделяющаяся по узкой субширотной полосе развития пород шубутуйской свиты). В латеральнозональном комплексе проявлена метаморфическая зональность андалузит-силлиманитового типа (см. рис. 2), отчетливо секущая вкрест простирания одни и те же пласты исходных пород от *Би* до *Би–Сил* зоны (рис. 8). В пределах *Ст–Анд* зоны распространены пологосекущие микроклин-альбитовые пегматиты со сподуменом, берил-

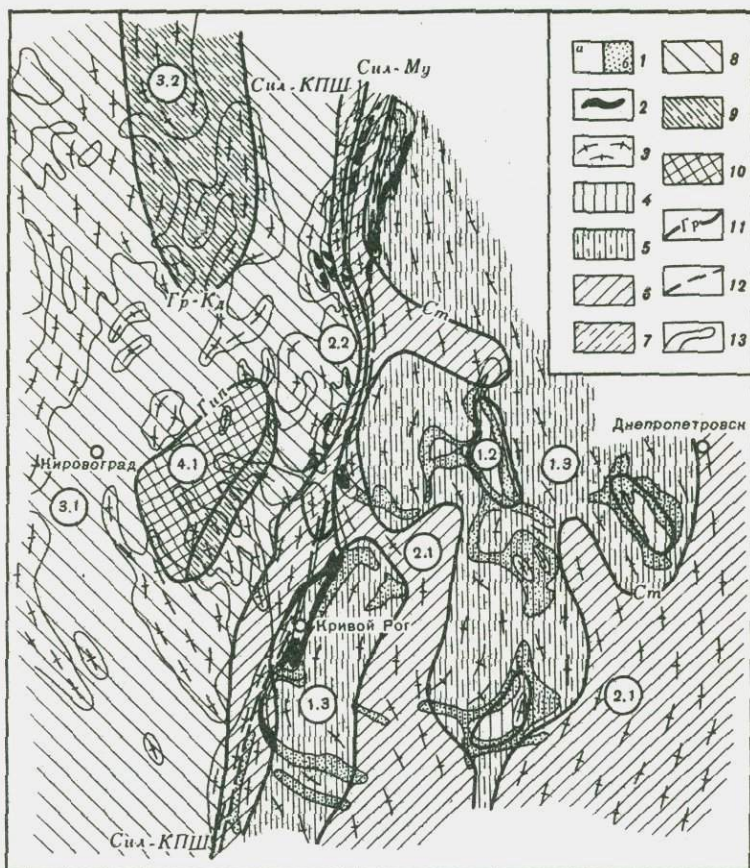


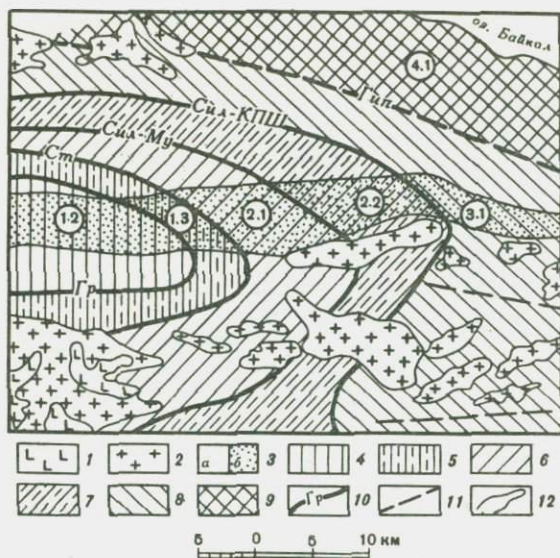
Рис. 7. Схема метаморфической зональности центральной части Украинского щита; по Р.Я. Белевцеву [4]

1 – протерозойские породы; а – метаосадочные, б – основные метавулканыты; 2 – железистые породы; 3 – гнейсо-граниты архейского основания; 4–10 – метаморфические зоны: 4 – Би, 5 – Гр, 6 – Ст-Анд, 7 – Сил-Му, 8 – Сил-КПШ, 9 – Гр-Кд, 10 – Гип; 11 – изограды в метapelлитax; 12 – тектонические нарушения; 13 – геологические границы

лом и касситеритом, а в зоне между изоградой Сил и появлением кварцевых мигматитов наблюдаются мусковитовые пегматиты [81]. Наличие маломощных околопегматитовых ореолов и четкая приуроченность различных типов пегматитов к определенным метаморфическим зонам свидетельствуют о том, что процесс пегматитообразования следует во времени сразу за метаморфизмом пород и контролируется "длительным сохранением распределения температур, достигнутых на прогрессивном этапе" [81, с. 244].

К линейнозональным комплексам нами отнесены Лапландский гранулитовый пояс (северо-запад Кольского полуострова) и Южно-Чуйский хребт (Алтай).

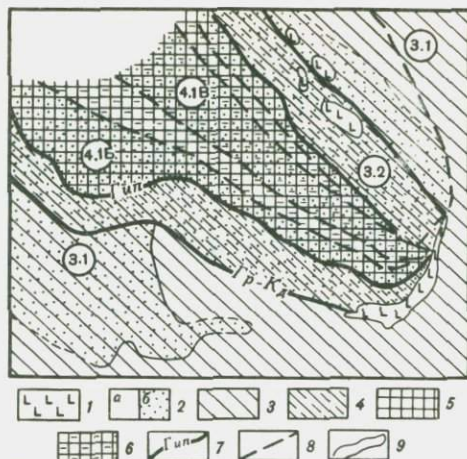
Лапландский гранулитовый пояс, простираясь от полярной Норвегии



Р и с. 8. Схема метаморфической зональности юго-западного Прибайкалья; по А.А. Шафееву [127]

1 — интрузии базит-гипербазитов; 2 — интрузии гранитоидов; 3 — протерозойские метаморфические породы: а — метаосадочные, б — основные метавулканыты; 4–9 — метаморфические зоны: 4 — Би, 5 — Гр, 6 — Ст-Анд., 7 — Сил-Му, 8 — Сил-КПШ, 9 — Гун; 10 — изограды в метапелитах; 11 — тектонические нарушения; 12 — геологические границы

через Финскую Лапландию в район Сальных тундр, представляет собой серповидную в плане структуру протяженностью 400 км, шириной 5–80 км. Юго-восточная часть Лапландского гранулитового пояса, развитая на территории Мурманской области, образует линейную зону бластомилонитов (шириной 5–25 км), простирающуюся в юго-восточном направлении на 60 км. Зона бластомилонитов образует как бы синклинорную структуру, лежащую своей осью в зоне глубинного разлома, осложненного поперечными брахиоформными складками или будинообразными пережимами. В районе Сальных тундр (рис. 9) метаморфические породы подразделяются на три метаосадочно-вулканогенные толщи общей мощностью до 3,2 км. Метаморфическое картирование, проведенное А.И. Ивлиевым [43] в данном районе, позволяет выделить два этапа метаморфизма. На первом этапе проявлен синскладчатый региональный метаморфизм в условиях амфиболитовой фации (Би-Сил зона), минеральные парагенезисы которого на современном эрозионном срезе сохранились лишь во внешних зонах пояса. Второй этап метаморфизма связан с тектонической активизацией фундамента в карельское время и проявился лишь в осевой зоне описываемой структуры с образованием широкой полосы эклогитизации по ассоциации первого этапа. Наиболее отчетливо это можно увидеть при продвижении от периферических зон Лапландского гранулитового пояса к его осевой части (см. рис 9). Здесь в метапелитах начинают преобладать парагенезисы с *Ku*, *Ku + Сил + КПШ* (амфиболитовая фация высокого давления), а еще ближе к осевой части пояса отмечается замещение вышеуказанных ассоциа-

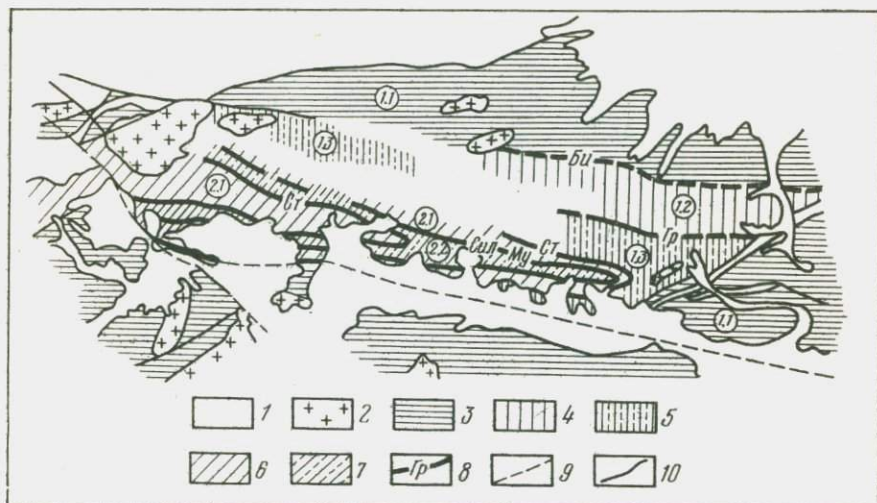


Р и с. 9. Схема метаморфической зональности юго-восточного замыкания Лапландского гранулитового пояса, Кольский полуостров; по А.И. Ивлиеву [43]

1 — интрузии базит-гипербазитов; 2 — ранеодокембрийские метаморфические породы: а — метаосадочные, б — основные метавулканиты; 3–6 — метаморфические зоны: 3 — Сил–КПШ, 4 — Гр–Кд, 5 — Гип ($P = 8-10$ кбар), 6 — Гип ($P > 10$ кбар); 7 — изограды в метapelитах и metabазитах; 8 — тектонические нарушения; 9 — геологические границы

ций парагенезисом: $Гр + Сил + КПШ \pm$ титанистый Би (гранулитовая фация среднего давления).

Метаморфический комплекс Южно-Чуйского хребта представляет собой уникальный пример метаморфической зональности, характеризующейся сосуществованием андалузита и кианита, а также отчетливым увеличением интенсивности метаморфизма в пределах антиклинальной структуры от периферии к ее замковой части. Кроме того, во всех метаморфических образованиях данного района отсутствует КПШ. В структурном отношении метаморфические породы образуют линейную приразломную шовную антиклиналь с развитой вдоль ее осевой части мощной зоной смятия, протягивающейся в виде узкой (10–15 км) полосы на расстояние до 60 км (рис. 10). Позднеодокембрийские флишеидные отложения горноалтайской серии подразделяются на две свиты: нижнюю преимущественно аркозовую песчано-алевролитовую и верхнюю пестроцветную с повышенной известковистостью. Общая мощность обеих свит 5,5–6,5 км. Принципиальная схема метаморфической зональности метapelитов Южно-Чуйского хребта впервые была описана А.С. Митропольским и др. в 1967 г. Уточнивший позднее эту схему К.Б. Кепежинскас [47] выделяет пять зон, развитых вкрест простирания полосы и характеризующихся различным минеральным составом пород при сходном валовом составе. Эти зоны откартированы по индекс-минералам с учетом структурных взаимоотношений и подтверждены детальным микроскопическим изучением, обнаружившим закономерную смену минеральных парагенезисов прогрессивного метаморфизма от $Ср-Хл$ до $Сил-Му$ зоны (см. рис. 2). Границы зон грубо параллельны и приблизительно совпадают со стратиграфическими. Общая ширина зонального комплекса не превышает 10 км.



Р и с. 10. Схема метаморфической зональности Южно-Чуйского хребта, Алтай; по К.Б. Кебезинскому [47]

1 - ледники; 2 - граниты; 3-7 - метаморфические зоны: 3 - Ср-Хл, 4 - Би, 5 - Гр, 6 - Ст-Анд, 7 - Сил-Му; 8 - изограды в метапелитах; 9 - тектонические нарушения; 10 - геологические границы

Для Южно-Чуйского хребта характерна наряду с отчетливо выраженной температурной зональностью андалузит-силлиманитового типа "зональность по Р", которая не повторяет контуров температурной зональности и проявлена преимущественно в западной части района, где развиты парагенезисы с кианитом. В наиболее высокотемпературной части толщи появляются мигматиты, мелкие тела гранитоидов и обособления пегматоидного типа. Послойные тела гранитоидов (мощность до 8 м) приурочены главным образом к замковой части антиклинали Южно-Чуйского хребта и через мигматизированные гнейсы связаны постепенными переходами с обычными гнейсами.

ГЕОХИМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ПРОГРЕССИВНОГО МЕТАМОРФИЗМА И ГРАНИТООБРАЗОВАНИЯ

Как было показано, метапелиты и metabазиты исследованных восьми регионов, несмотря на их принадлежность к различным типам метаморфических комплексов, имеют докембрийский возраст и относятся к андалузит-силлиманитовому типу прогрессивного метаморфизма (см. рис. 2); исключение составляют локальные зоны повышенного давления в Лапландском гранулитовом поясе и Южно-Чуйском хребте. С учетом этого, а также ввиду ограниченного объема настоящей работы анализ эволюции минерального и химического состава исследованных образований приводим в обобщенном виде с необходимыми ссылками на конкретные регионы.

Геохимия петрогенных элементов

Геолого-петрографическая характеристика исследованных комплексов свидетельствует о коренном изменении минерального состава терригенных и основных вулканогенных пород (см. рис. 4) при прогрессивном метаморфизме. На диаграммах $Al-Mg-Fe^1$ (для метapelитов) и $Ca-Mg + Fe-Al$ (для metabазитов) показаны (рис. 11 и 12) соответственно схемы эволюции составов этих минералов и слагаемых ими парагенезисов от зеленосланцевой до гранулитовой фации. Фигуративные точки химических составов метapelитов и metabазитов восьми исследованных регионов на соответствующих ериях диаграмм занимают одни и те же поля и, таким образом, однозначно свидетельствуют об изохимичности рассматриваемого процесса в отношении Al , Ca , Mg и Fe на всех ступенях прогрессивного метаморфизма.

Содержания щелочных металлов в образованиях разных метаморфических зон также мало меняются (см. табл. 2, 4), что не согласуется с представлением ряда исследователей о существенном привносе щелочей извне в процессе регионального метаморфизма терригенных и основных вулканогенных пород. Как известно, разрешение этого противоречия имеет принципиальное значение для познания геохимической природы, а следовательно, и механизма формирования гранитно-метаморфического слоя континентальной коры (гранитизационная, или анатектическая, модель). С этой целью вычисленные значения атомных Na/K отношений для метapelитов и metabазитов изученных нами регионов были нанесены на предложенную А.А. Маракушевым [83, с. 22] петрохимическую диаграмму векторных зональных комплексов (рис. 13).

Из диаграммы явствует, что в отличие от зонально-метаморфических комплексов Камчатки, Японии и Америки, тренды резкого увеличения значений Na/K отношения отсутствуют на всех стадиях прогрессивного метаморфизма изученных комплексов. Причина такого несоответствия обусловлена, по-видимому, тем, что цитируемые А.А. Маракушевым исследователи при изучении, например, метатерригенных отложений в одну группу включали породы, образовавшиеся за счет пестрых по составу исходных отложений с широким диапазоном предельных содержаний щелочных металлов (пелиты — 2,7–4,1% K и 0,0–4,5% Na ; алевролиты — 1,4–2,7% K и 0,0–6,0% Na ; псаммиты — 0,0–1,4% K и 0,0–7,0% Na). Кроме того, модель натрового догранитного и калиевого гранитного метаморфизма, разработанная на примере указанных комплексов, вероятнее всего, нельзя полностью распространять на докембрийские образования, отличающиеся весьма значительно от фанерозойских как по составу исходных пород, так и по геотектоническим условиям формирования. Иными словами, кардинальный вопрос метаморфической петрологии — что считать исходной породой? — остается здесь открытым. Поэтому авторы этой части работы при изучении геохимической модели прогрессивного метаморфизма вынуждены были наряду со структурно-текстурными и т.п. признаками априорно принять ограничения и по составу в отношении

¹ На диаграммах $Al-Mg-Fe$ полевые шпаты также входят в треугольник, благодаря чему можно более достоверно оценивать изменения минерального состава метатерригенных пород при метаморфизме.

Таблица 2

Средние содержания микроэлементов ($\text{п} \cdot 10^{-4} \%$), Na и K (вес.%) в метapelитах из различных зон прогрессивного метаморфизма

Регион	Индекс зоны	Число проб	Литофильные				
			Na	K	Li	Rb	Sr
Южно-Чуйский хребет ¹	<i>Ср-Хл+Би+Гр</i>	18	1,42	2,10	36	91	73
	<i>Ст-Анд</i>	27	1,58	2,36	46	106	59
	<i>Сил-Му</i>	22	1,69	2,09	37	97	71
Хамар-Дабан	<i>Би</i>	39	1,89	1,75	63	78	70
	<i>Гр</i>	32	1,92	2,35	109	130	55
	<i>Ст-Анд</i>	43	1,98	2,06	81	96	30
Воронежский кристаллический массив	<i>Сил-Му</i>	38	—	—	—	—	55
	<i>Би-Сил</i>	24	1,76	2,11	82	94	45
	<i>Би</i>	44	1,67	2,88	56	122	37
Северное Приладожье	<i>Ст-Анд</i>	20	1,72	3,07	72	130	38
	<i>Сил-Му</i>	28	1,59	3,13	115	153	45
	<i>Сил-КПШ</i>	16	1,53	2,39	58	109	93
Украинский щит	<i>Гр-Кд</i>	6	2,30	2,48	43	125	55
	<i>Би</i>	37	1,39	2,82	59	161	34
	<i>Гр</i>	12	1,99	2,88	51	168	31
Лапландский пояс	<i>Ст-Анд</i>	31	1,43	2,93	57	151	30
	<i>Сил-Му</i>	27	1,55	2,52	62	129	37
	<i>Сил-КПШ</i>	26	2,33	2,31	30	81	200
Украинский щит	<i>Гр-Кд</i>	45	1,58	2,27	29	140	40
	<i>Гр</i>	19	0,27	3,59	32	184	20
	<i>Ст-Анд+Сил-Му</i>	37	0,75	3,33	48	158	31
Лапландский пояс	<i>Сил-КПШ+Гр-Кд</i>	23	1,19	3,28	34	193	33
	<i>Гип</i>	13	1,77	3,40	23	156	57
	<i>Сил-КПШ+Гр-Кд</i>	6	1,66	2,49	13	82	45
Лапландский пояс	<i>Гип</i>	10	1,14	2,57	5	67	58

¹ По Южно-Чуйскому хребту, кроме того, определены средние содержания суммы редких земель в соответствующих зонах ($\text{в п} \cdot 10^{-4} \%$) — 182, 198 и 213.

различных групп пород (см. стр. 8). Вместе с тем детальное изучение геологических разрезов при прослеживании всего объема толщи (пачки) метатерригенных отложений через зоны прогрессивного метаморфизма позволило выявить резко различную степень проявленной в них дифференциации вещества. Максимальная устойчивость исходных структурно-текстурных признаков и общего минерального состава отмечается для метаалевропсаммитов и метасаммитов вплоть до гранулитовой фации, минимальная — для метаалевропелитов и метapelитов, которые уже на уровне *Сил-КПШ* изограды отчетливо дифференцируются на лейко- и меланосому мигматитов. Этот факт, а также то, что отсутствует, как правило, возможность непосредственного прослеживания одного и того же пласта (пачки) на большие расстояния, приводят к необходимости при геохимическом изучении зонально-метаморфических комплексов отбирать из низко- и среднетемпературных зон пробы пород, отвечающие по составу метapelитам (сланцам), а из высокотемпературных — мета-

	Литофильные							
	Ba	Be	B	Sc	Ga	Ge	Sn	Zr
	300	1,7	37	10,0	15	< 1	4,0	50
	241	1,9	24	9,0	18	< 1	5,0	56
	209	2,4	21	9,0	19	< 1	5,0	80
	250	0,4	83	9,0	28	0,3	4,6	71
	250	0,8	82	7,6	30	—	5,0	87
	405	2,0	82	7,4	36	0,2	7,2	87
	160	1,0	88	6,5	42	2,0	6,6	86
	275	0,9	83	7,0	28	0,2	5,7	69
	333	< 3	90	3,6	28	0,6	2,9	82
	197	< 3	28	3,4	27	0,6	3,4	75
	280	< 3	66	4,5	32	0,6	4,1	97
	256	< 3	14	5,0	30	0,7	2,7	105
	283	< 3	10	5,8	30	0,8	2,3	92
	378	0,6	62	5,9	19	1,3	3,6	111
	500	1,0	65	2,5	30	0,5	1,4	83
	292	0,7	85	4,5	26	0,9	1,7	115
	309	0,5	25	7,0	25	1,1	5,3	184
	880	0,5	6	9,6	29	0,8	3,6	170
	350	0,5	5	6,6	31	1,1	2,6	160
	213	0,5	247	5,0	26	2,0	3,0	98
	333	0,7	62	3,5	30	1,3	4,0	157
	338	0,5	5	3,0	29	1,4	3,3	110
	517	0,5	4	3,0	24	0,9	3,0	81
	680	1,5	2	8,5	22	0,2	2,0	117
	560	—	9	4,4	18	0,5	3,5	148

алевропсаммитам (гнейсам). Сравнительный анализ таких выборок неизбежно покажет ложный "привнос" натрия, кремния и других элементов подобно тому, как это впервые было установлено П. Лападю-Аргом [69] при формальном сопоставлении литературных данных по средним составам глин, сланцев и гнейсов.

Геохимия микроэлементов

Для характеристики трендов перераспределения исходных концентраций микроэлементов при метаморфизме был использован коэффициент относительного накопления (К), позволяющий на единой основе проводить сравнение трендов для различных регионов вне зависимости от вариаций местного геохимического фона. Вместе с тем детальные микроскопические наблюдения указывают, что в ряде страто- и латеральнозональных

Таблица 2 (окончание)

Регион	Индекс зоны	Число проб	Халькофильные				
			Nb	F	Cu	Zn	Ag
Южно-Чуйский хребет ¹	<i>Ср-Хл+Би+Гр</i>	18	8	487	49	121	< 0,1
	<i>Ст-Анд</i>	27	7	451	41	124	< 0,1
	<i>Сил-Му</i>	22	9	373	51	131	< 0,1
	<i>Би</i>	39	7	-	12	120	< 0,1
Хамар-Дабан	<i>Гр</i>	32	10	-	45	170	0,05
	<i>Ст-Анд</i>	43	10	-	57	270	0,04
	<i>Сил-Му</i>	38	6	-	41	400	0,02
	<i>Би-Сил</i>	24	10	-	38	123	0,02
Воронежский кристаллический массив	<i>Би</i>	44	4	552	69	127	0,06
	<i>Ст-Анд</i>	20	4	501	44	167	0,04
	<i>Сил-Му</i>	28	4	523	65	175	0,06
	<i>Сил-КПШ</i>	16	4	616	65	196	0,04
Северное Приладожье	<i>Гр-Кд</i>	6	4	545	67	167	0,06
	<i>Би</i>	37	11	384	38	176	0,05
	<i>Гр</i>	12	10	551	47	217	0,03
	<i>Ст-Анд</i>	31	10	529	55	315	0,04
Украинский щит	<i>Сил-Му</i>	27	15	263	38	152	0,07
	<i>Сил-КПШ</i>	26	16	-	29	155	0,09
	<i>Гр-Кд</i>	45	14	-	37	135	0,09
	<i>Гр</i>	19	5	260	25	104	0,03
Лапландский пояс	<i>Ст-Анд+Сил-Му</i>	37	9	425	39	118	0,05
	<i>Сил-КПШ+Гр-Кд</i>	23	7	651	43	108	0,06
	<i>Гип</i>	13	6	872	25	87	0,04
	<i>Сил-КПШ+Гр-Кд</i>	6	19	420	52	290	< 0,05
	<i>Гип</i>	10	12	138	56	120	< 0,05

комплексов отсутствуют признаки непосредственного замещения низкотемпературных минералов все более высокотемпературными, например: *Хл* → *Гр*, *Би* → *Гр*, *РО* → *Пи* и т.п. Это позволяет высказать предположение об одновременном (а не о последовательном!) формировании разнометаморфических парагенезисов в каждой зоне единого метаморфического комплекса. Несомненно, что одновременность формирования парагенезисов всех метаморфических зон обусловлена относительно малой величиной скорости образования минералов по сравнению с длительностью в миллионы лет "экспозиции" разделяющих их изоград. Однако в зависимости от градиента температуры скорость метаморфических реакций в разных типах зональных комплексов будет резко различной: минимальной в стратозональных и максимальной в линейно- и латеральнозональных.

Максимальная скорость реакций в пределах последних двух типов комплексов, очевидно, характерна для их эпицентральных участков, что обуславливает образование здесь основной массы подвижных соединений, образующих синметаморфогенный флюид. При этом вектор изменения химического состава пород при прослеживании одной и той же пачки по простиранию в латеральнозональных комплексах или в вертикальном сечении стратозональных комплексов следует понимать только как на-

Сидерофильные								
Pb	Bi	Mo	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni
23	< 3	< 0,5	3000	114	85	678	22	109
40	< 3	< 0,5	3000	130	101	904	25	101
34	< 3	< 0,5	3000	109	107	1205	25	103
32	< 3	0,5	4500	180	300	1200	17	80
44	< 3	1,0	4000	220	150	1000	20	42
37	< 3	0,2	3800	205	155	950	24	57
42	< 3	0,3	3600	110	180	1700	20	39
35	< 3	0,3	3900	220	160	520	15	43
40	< 3	0,9	3050	227	215	340	23	80
28	< 3	1,0	2560	176	178	237	24	79
32	< 3	1,9	2730	169	134	215	20	66
22	< 3	0,9	3530	188	216	362	28	100
17	< 3	1,2	4000	217	233	300	35	80
28	0,7	0,9	4400	219	156	610	18	65
11	0,6	0,6	3400	348	105	390	26	52
21	0,6	0,5	4500	318	178	610	33	88
32	0,6	1,5	4700	201	142	354	14	40
30	0,5	1,3	4600	190	170	220	16	23
36	0,5	0,8	4600	150	138	290	10	37
16	0,5	0,8	4470	382	144	600	23	54
49	0,7	1,1	3838	186	255	309	23	88
52	0,5	1,2	3565	185	165	157	22	58
46	0,5	0,5	2631	162	163	280	13	54
37	< 1	3,7	5170	147	92	340	12	28
38	< 1	3,6	3350	88	122	360	15	60

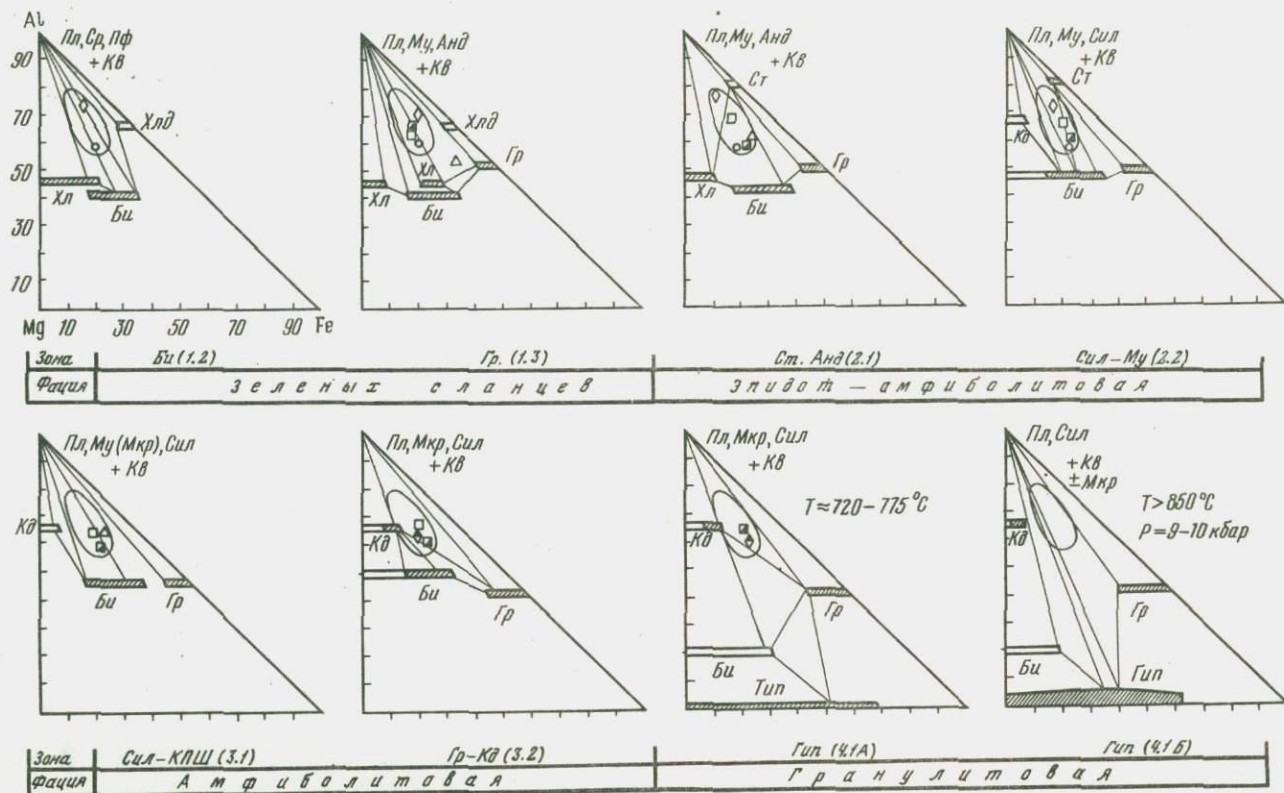
правление, определяемое движением синметаморфогенного флюида из высокотемпературных зон в сторону исходного состава. Для метапелитов отчетливо выявляются три статистических тренда распределения относительных содержаний микроэлементов (рис. 14, см. вкл., табл. 2):

1) незначимые изменения исходных содержаний Rb, Ba, Be, Ga, Ge, Sn, Zr, Nb, F, Cu, Zn, Ag, Pb, Mo, Ti, Cr, Co, Ni в низко-, средне- и высокотемпературных зонах всех типов метаморфических комплексов; аналогичные тенденции проявляют элементы редкоземельной группы (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Tm, Yb, Lu), определения которых выполнены с помощью высокочувствительного нейтронно-активационного анализа (см. рис. 18,а);

2) значимый вынос Li, B, Sc, Zn, V и Mn из высокотемпературных зон сопровождается перераспределением этих же элементов в среднетемпературных зонах;

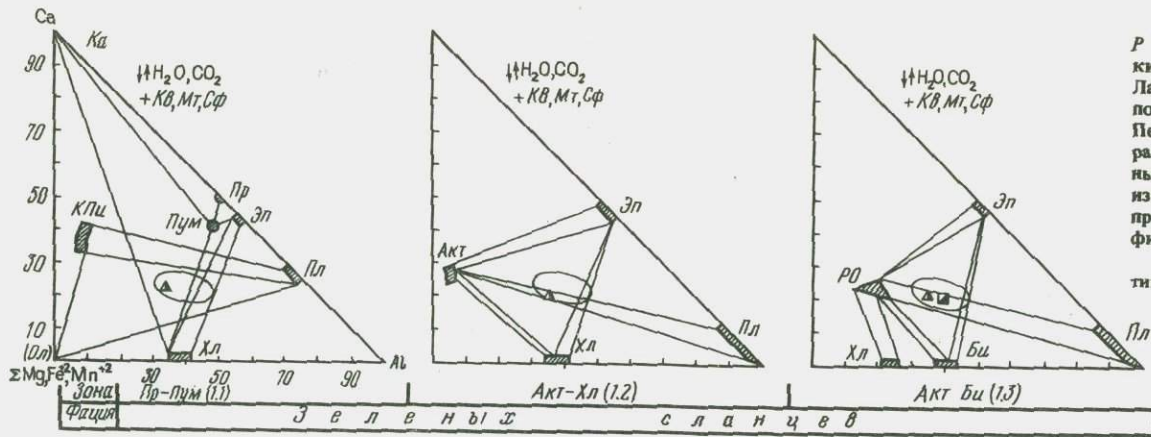
3) значимое накопление Sr в средне- и высокотемпературных зонах.

Природа выявленных трендов определяется сменой минеральных парагенезисов, приводящей к скачкообразному изменению как содержаний исходных породообразующих минералов, так и их изоморфной емкости. Известно, что в метапелитах наиболее емкими минералами-концентраторами микроэлементов являются слюды, остальные минералы можно рас-



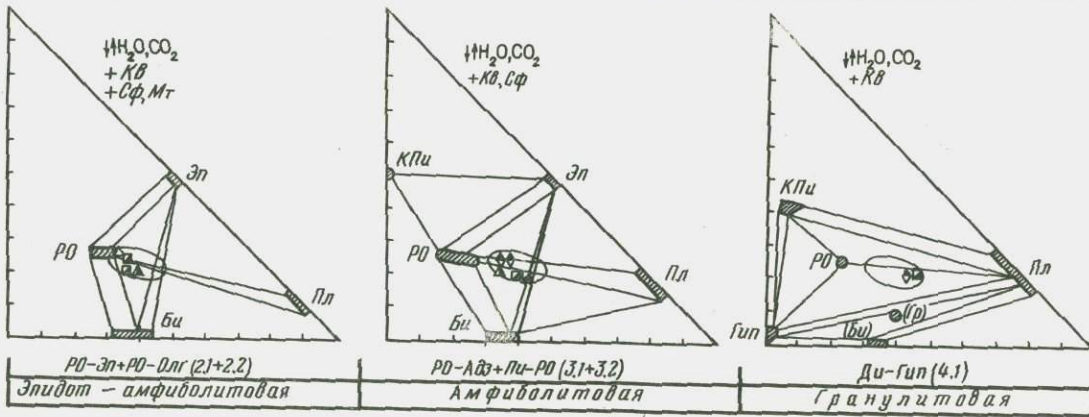
Р и с. 11. Проекция химических составов метapelитов Северного Приладожья, Воронежского кристаллического массива, хр. Хамар-Дабан, Украинского щита и Южно-Чуйского хребта (оконтуренные поля) на диаграммах изменения парагенезисов при прогрессивном метаморфизме

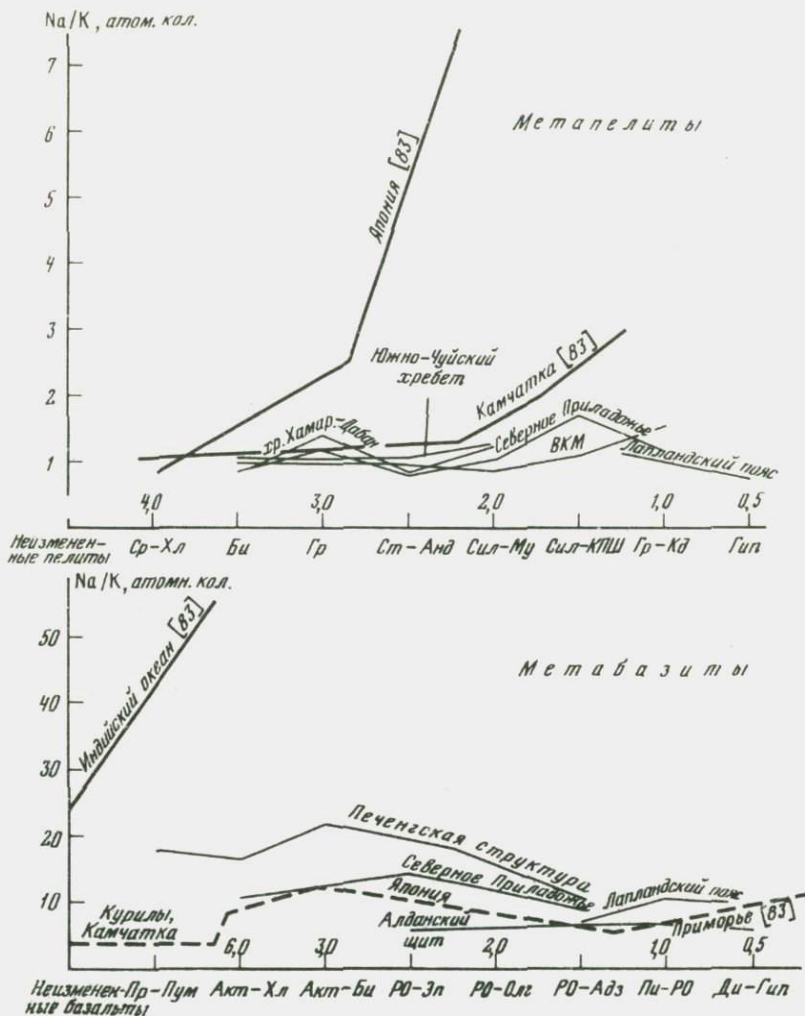
Усл. обозначения фигуративных точек на рис. 2



Р и с. 12. Проекция химических составов метабазитов Лопландского гранулитового пояса, Северной Приладожья, Печенгской структуры и Украинского щита (оконтуренные поля) на диаграммах изменения парагенезисов при прогрессивном метаморфизме

Усл. обозначения фигуративных точек см. на рис. 2





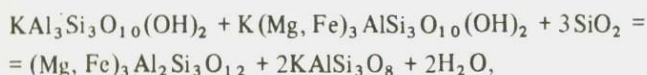
Р и с. 13. Петрохимические диаграммы векторных зональных комплексов, изученных авторами (тонкие линии) и по А.А. Маракушеву и др. [82] (жирные линии)

положить следующим образом в порядке уменьшения в них средних содержаний микроэлементов: Хл, РО, Акт, Ст, Гр, Пл, КПШ и Кв (табл. 3).

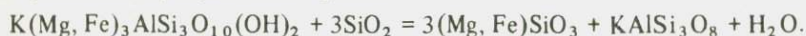
Рассмотрим наиболее существенные особенности минеральных изменений терригенных пород в ходе прогрессивного метаморфизма. Большинство метаморфических реакций, происходящих в условиях последовательного повышения температуры, вызывает выделение воды из твердых фаз и может быть проиллюстрировано на примере пелитовых пород, бедных кальцием и богатых калием. Рыхлые пелитовые осадки этого типа содержат максимальное количество воды, фиксированное как в самих глинистых минералах, так и в межгранулярном флюиде ($\Sigma \text{H}_2\text{O} = 6,0-12,0\%$). Диагенетические преобразования осадков, выражающиеся в их уплотнении

и цементации, сопровождаются частичной потерей воды и сорбированных ионов металлов. Основная доля от исходного содержания этих элементов сохраняется практически без изменения, так как преобладающее количество, например, Rb и Li входит в решетки глинистых минералов, а Sr фиксирован в реликтовых зернах *Пл* и биогенных карбонатах. По мере увеличения температуры в интервале от фации зеленых сланцев ($T = 350^{\circ}\text{C}$) до амфиболитовой фации ($T = 650^{\circ}\text{C}$) минеральные преобразования идут по схеме: $Гр \rightarrow Ст \rightarrow Анд \rightarrow Сил$, средние содержания каждого из которых в породе не превышает 5–10 объемн.% (см. рис. 4). Общее количество ассоциирующих с ними слюд при этом изменяется незначительно, составляя в среднем 30–45 объемн.%, что в итоге является решающим фактором сохранения в метапелитах исходных концентраций микроэлементов вплоть до амфиболитовой фации (изохимическая стадия прогрессивного метаморфизма).

Однако в условиях повышенной температуры (амфиболитовая и гранулитовая фации) слюды становятся неустойчивыми, разлагаясь, например, в соответствии со следующими реакциями: в условиях амфиболитовой фации



а в условиях гранулитовой фации



Частичное замещение слюд (главных минералов-концентраторов микроэлементов) вплоть до их полного исчезновения (см. рис. 4) сопровождается выносом части металлов из высокотемпературных зон и накоплением в средне- и низкотемпературных фациях (автометасоматическая стадия прогрессивного метаморфизма). Кроме того, ряд элементов, например литий, цезий и др., выносятся из системы благодаря сокращению изоморфной емкости биотита при его перекристаллизации в условиях *Гр–Кд* зоны (см. табл. 3). Таким образом, при метаморфизме пелитов ведущими факторами экстрагирования микроэлементов являются дегидратация (на стадиях диагенеза и метагенеза) с образованием так называемых "истощенных" пород и коренная перекристаллизация последних (начиная с *Сил–КПШ* зоны).

Для metabazитов также выявлены три статистических тренда распределения микроэлементов при прогрессивном метаморфизме (рис. 15, табл. 4): 1) незначимые изменения исходных концентраций практически всех элементов в низко- и среднетемпературных зонах и только Ga и V в высокотемпературных зонах;

2) значимый вынос Sr, B, Sc, Ge, Sn, Zr, Cu, Zn, Mo, Ti, Cr, Co и Ni из высокотемпературных зон;

3) значимое накопление Nb, Pb и Mn в высокотемпературных зонах.

Следует отметить, что заметные изменения исходных содержаний микроэлементов в metabazитах, так же как и в метапелитах, проявляются только с амфиболитовой фации. Таким образом, выявленные закономерности распределения микроэлементов при прогрессивном метаморфизме терригенных и основных вулканогенных пород полностью согласуются с гипотезой

Таблица 3

Средние содержания микроэлементов ($n \cdot 10^{-4} \%$), Na и K (вес.%) в породообразующих минералах метapelитов из различных зон прогрессивного метаморфизма ВКМ

Минерал	Индекс зоны	Число проб	Литофильные				
			Na	K	Li	Rb	Cs
Плагиоклаз	Ст-Анд	2	4,45	3,31	19	5	2,5
	Сил-Му	3	5,80	1,86	16	5	2,5
	Сил-КПШ	1	3,59	1,77	17	50	2,5
Мусковит	Гр-Кд	4	6,04	0,68	13	20	2,5
	Ст-Анд	10	1,25	6,97	38	160	2,5
	Сил-Му	6	1,09	7,45	73	190	2,5
Биотит	Ст-Анд	6	0,71	5,75	400	320	6,0
	Сил-Му	18	0,64	5,96	280	330	3,1
	Сил-КПШ	10	0,78	6,82	152	290	2,5
Гранат	Гр-Кд	3	0,63	6,54	43	270	2,5
	Ст-Анд	3	0,03	0,05	32	-	-
	Сил-Му	3	0,43	0,43	24	5	2,5
Ставролит	Сил-КПШ	6	0,27	0,23	20	5	2,5
	Гр-Кд	2	0,31	0,39	21	160	2,5
	Ст-Анд	4	-	-	-	-	-

Таблица 3 (окончание)

Минерал	Индекс зоны	Число проб	Халькофильные				
			Zr	Nb	Cu	Zn	Ag
Плагиоклаз	Ст-Анд	2	40	5	37	60	0,25
	Сил-Му	3	150	5	28	15	0,35
	Сил-КПШ	1	20	5	50	15	0,1
	Гр-Кд	4	63	5	30	15	0,29
Мусковит	Ст-Анд	10	40	6	24	160	0,10
	Сил-Му	6	30	5	19	110	0,08
Биотит	Ст-Анд	6	13	3	17	160	-
	Сил-Му	18	26	4	30	200	0,20
	Сил-КПШ	10	30	6	20	230	0,18
	Гр-Кд	3	15	7	30	210	0,37
Гранат	Ст-Анд	3	16	5	45	174	0,28
	Сил-Му	3	40	5	51	150	0,11
	Сил-КПШ	6	30	5	61	250	0,21
	Гр-Кд	2	35	5	50	300	0,05
Ставролит	Ст-Анд	4	10	-	49	4000	0,17

Литофильные									
Sr	Ba	Be	B	Sc	Ga	Ge	Sn	Y	Yb
75	100	1,5	6	11	15	1,5	4,3	19	2,3
1000	130	3,3	12	5	13	1,5	0,5	14	1,5
80	50	1,0	30	2	30	1,0	8,0	5	1,5
530	300	1,3	10	5	17	1,5	2,9	8	1,4
40	430	2,6	50	4	19	1,5	4,5	5	1,5
29	680	2	45	3	23	1,5	6,0	4	3,0
15	80	1,7	-	2	11	1,5	1,2	5	1,2
16	157	1,8	8	3	16	1,5	4,3	7	1,8
35	246	1,7	9	5	20	1,5	3,0	4	1,5
15	272	2,0	3	2	19	1,5	2,8	4	1,5
15	50	1,5	25	4	7	9,0	2,7	26	4,7
15	100	1,5	7	20	10	7,0	5,0	56	4,7
15	75	1,5	11	21	9	9,0	6,3	77	8,7
15	75	1,5	8	37	10	3,7	0,5	65	5,5
15	-	8,3	-	2	53	8,0	7,5	10	1,3

Сидерофильные									
Pb	Mo	W	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	
25	1,1	5	330	17	80	1500	3	19	
35	0,2	5	870	8	20	200	2	8	
30	2,0	5	200	30	30	40	1	20	
25	0,2	5	570	21	50	87	2	6	
30	0,6	5	2200	160	110	58	3	17	
43	0,8	5	1800	230	150	27	2	11	
-	0,7	-	2000	160	170	360	17	30	
34	0,7	5	3300	210	240	700	17	44	
15	0,7	5	1760	229	232	620	22	53	
200	1,2	5	4790	363	267	270	20	67	
8	1,5	5	600	47	24	4600	10	10	
9	0,7	5	600	73	110	5000	15	16	
25	1,3	7	380	62	122	5100	24	17	
4	0,2	5	570	70	150	7000	17	9	
-	0,8	-	2200	120	163	1200	45	40	

Таблица 4

Средние содержания микроэлементов ($n \cdot 10^{-4} \%$), Na и K (в %) в метабазах из различных зон прогрессивного регионального метаморфизма

Регион	Зона и группа по калию*	Число проб	Литофильные						
			Na	K	Li	Rb	Sr	Ba	
Печенгская структура	Пр-Пум	I	134	1,48	0,14	13	11	58	20
		II	11	1,86	0,68	15	24	75	62
	Акт-Хл	I	66	1,75	0,18	17	6	41	82
		Акт-Би	I	153	2,18	0,17	12	5	34
	II		11	2,18	0,69	11	6	41	241
	Акт-Би	I	47	1,66	0,18	13	7	54	106
		РО-Эп + РО-Олг	I	11	3,75	0,35	8	16	36
	II		7	3,48	0,74	8,0	19	67	343
	РО-Адз	I	7	2,03	0,31	8	18	5	5
		II	20	2,16	0,78	9	35	26	101
Северное Приладожье	Акт-Хл	11	1,42	0,23	17	5	22	50	
	РО-Эп	24	1,69	0,20	9	6	22	54	
	РО-Олг	59	1,43	0,20	12	9	17	52	
	РО-Адз	18	1,50	0,28	38	23	24	50	
Алданский щит	Пи-РО	7	0,69	0,42	8	44	146	250	
	РО-Эп	16	2,23	0,63	19	20	128	162	
	Пи-РО	27	2,28	0,54	11	11	167	144	
	Ди-Гип	25	2,08	0,57	15	7	91	121	
Лапландский пояс	Ди-Гип	17	1,89	0,51	12	10	143	250	
	Д**	13	2,25	0,65	19	25	108	119	
	РО-Адз	7	1,75	0,42	12	8	26	71	
Лапландский пояс	РО-Адз+Пи-РО	14	1,90	0,29	11	3	46	29	
	Ди-Гип	7	1,86	0,32	11	0,4	57	71	

* I - K < 0,5%, II - K ≥ 0,5%.

** Д - диафторез по породам гранулитовой фации.

тезой изохимического поведения петрогенных элементов только в низко- и среднетемпературных зональных комплексах, характеризующихся неполным набором метаморфических зон; в высокотемпературных же комплексах малые элементы в отличие от петрогенных проявляют неизохимический характер, начиная с *Сил-КПш* изограды. На этом основании весь комплекс исследованных микроэлементов можно подразделить на две группы: условно инертных и условно подвижных микроэлементов.

Условно инертные микроэлементы характеризуются статистически незначительными изменениями исходных концентраций, которые, так же как различные индикаторные отношения их, могут быть рекомендованы для реконструкции и корреляции древних суперкрупных комплексов. Условно подвижные микроэлементы характеризуются статистически значимым перераспределением исходных концентраций. Элементы второй группы, отгоняясь синметаморфогенными флюидами из центров термальных аномалий, могут поступать по ослабленным тектоническим зонам в верхние структурные этажи и являться источниками гидротермального рудообразования [94] либо направляться в периферические зоны тер-

Литофильные							Халькофильные			
B	Sc	Ga	Ge	Sn	Zr	Nb	Cu	Zn	Pb	Mo
7	8	15	1,0	4	43	3	271	120	6	1,0
8	10	16	1,0	3	36	3	226	110	5	1,0
	13	19	1,0	3	47	4	190	130	6	1,0
8	13	14	1,0	4	47	4	104	90	11	1,0
10	15	14	1,0	3	35	3	74	70	9	2,0
5	15	16	1,0	4	66	3	120	100	7	1,0
7	13	17	0,2	4	38	1	74	20	7	0,8
8	9	20	0,1	2	66	1	84	20	13	1,0
5	3	16	0,6	2	24	5	156	50	15	0,1
6	4	16	0,7	2	35	7	111	70	13	0,3
9	9	17	1,6	3	156	6	109	391	11	0,5
5	9	11	0,5	1	53	4	113	267	5	0,3
6	11	16	1,5	2	28	2	167	415	1	0,3
7	19	15	1,6	6	28	5	127	194	9	0,3
11	15	23	3,0	4	89	6	136	293	19	2,2
13	9	15	0,9	2	55	5	60	150	31	0,6
14	15	15	1,0	3	37	4	50	89	10	0,5
13	11	16	1,0	4	38	6	50	121	20	0,5
10	10	14	0,8	3	31	6	65	138	11	0,5
8	26	17	0,6	2	27	2	81	139	8	0,7
2	18	27	0,3	2	10	1	10	99	4	-
1	12	22	0,3	2	45	2	150	109	5	0,4
5	8	19	0,4	2	19	2	83	1114	0,4	0,6

мальных аномалий (в пределах единого комплекса) и рассеиваться в породах средне- и низкотемпературных фаций. И, наконец, в зонах ультраметаморфизма микроэлементы, унаследованные твердой фазой, могут экстрагироваться анатектическими выплавками при условии [48], что соответствующий коэффициент распределения между расплавом и материалом субстрата существенно больше единицы. Однако из-за различной степени водонасыщенности анатектических выплавок степень экстрагирования редких металлов в различных фациальных сериях будет неодинаковой, что, по-видимому, может объяснить преимущественную приуроченность, например, редкометалльных пегматитов к *Анд-Сил* типу метаморфизма.

Изучение геохимии ультраметаморфогенных гранитоидов, формирование которых генетически связано с прогрессивным метаморфизмом, проводилось на примере Алданского щита и Воронежского кристаллического массива. Фактический материал по содержаниям ведущих литофильных и халькофильных микроэлементов, а также петрогенных натрия и калия подобран с учетом следующей схемы генетических взаимоотношений

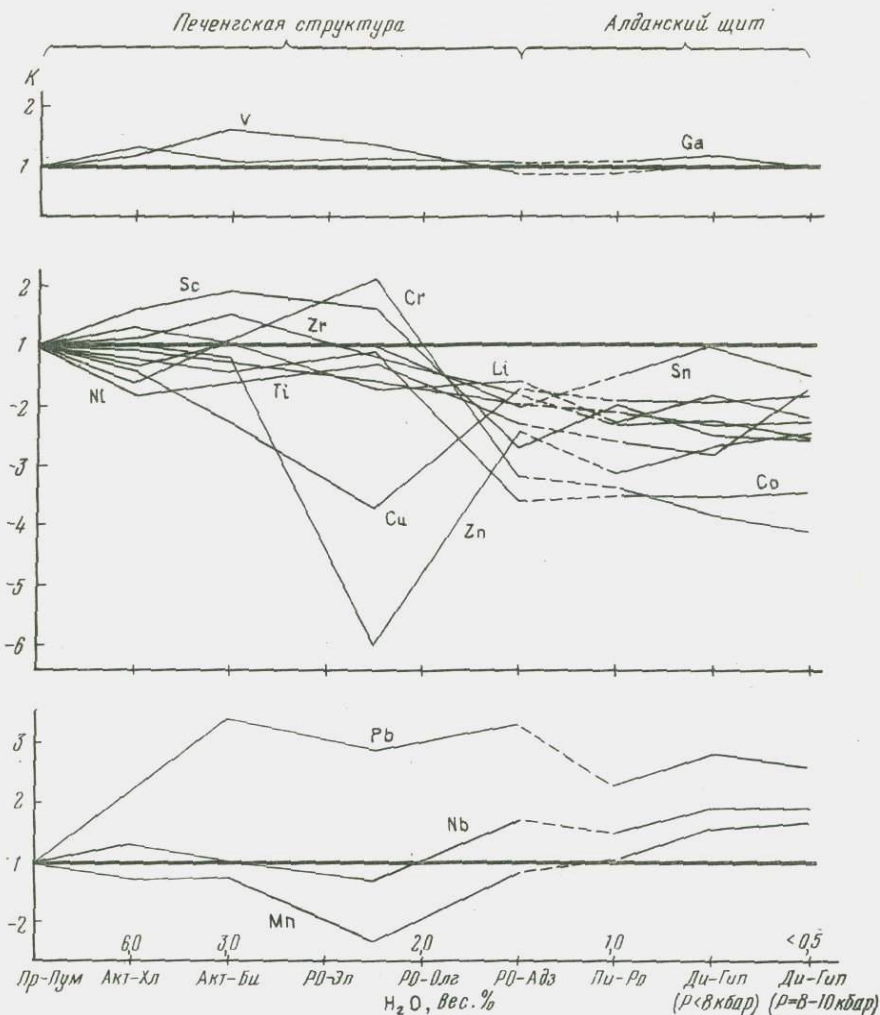
Таблица 4 (окончание)

Регион	Зона и группа по калию*	Число проб	Сидерофильные						
			Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	
Печенгская структура	Пр-Пум	I	134	6000	240	92	1600	54	77
		II	11	4100	250	122	1300	45	85
	Акт-Хл	I	66	5700	280	57	1300	44	43
		Акт-Би	I	153	5600	270	66	1400	36
	II		11	4500	260	68	1100	35	34
	Акт-Би	I	47	4900	380	105	1300	38	49
	РО-Эп + +РО-Олз	I	11	3700	340	191	700	47	60
		II	7	5000	300	157	900	43	47
	РО-Адз	I	7	3100	220	29	1400	15	34
		II	20	2200	170	159	1500	20	89
Северное Приладожье	Акт-Хл	11	7100	280	136	409	41	38	
	РО-Эп	24	6100	290	377	169	78	94	
	РО-Олз	59	6000	343	247	214	143	213	
	РО-Адз	18	7300	367	249	956	54	116	
	Пи-РО	7	5286	290	130	2428	49	101	
Алданский щит	РО-Эп	16	3100	172	340	1000	30	69	
	Пи-РО	27	2804	176	293	1186	33	53	
	Ди-Гип	25	3952	198	215	1752	32	47	
	Ди-Гип	17	3971	184	177	1806	36	106	
	Д**	13	3423	235	204	1108	49	115	
Лашландский пояс	РО-Адз	7	6140	229	136	2114	54	107	
	РО-Адз+Пи-РО	14	5890	207	138	2293	47	92	
	Ди-Гип	7	4214	264	123	1371	44	111	

исходных метаморфических и гранитоидных пород:



Индексами этой схемы обозначены соответствующие выборки проб метаморфических и ультраметаморфических пород в табл. 5. Сравнительный статистический анализ этих данных (рис. 16) показал, что преобладающее количество проанализированных элементов унаследовалось как анатектическими (Rb, Ba, Be, B, Ga, La, Cu, Zn, Ag, Mo, Ti, Co, Ni), так и реоморфическими (Rb, Ba, Be, B, Sc, Ga, Sn, La, Ti, Mn, Ni) гранитоидными расплавами из метаморфических пород субстрата Алданского щита и, таким образом, свидетельствует об изохимическом характере начальных



Р и с. 15. Тренды распределения относительных: содержаний микроэлементов (К) при прогрессивном метаморфизме основных вулканитов
 Наименования метаморфических зон см. в табл. 1

этапов докембрийского корового гранитообразования в наиболее глубоких зонах метаморфизма.

При этом максимальное количество статистически незначимо подвижных элементов отмечается в гранитоидах натриевого типа (см. рис. 16, а). Значимое увеличение концентраций Li, Sr, Sc, Cr и Co в анатектических и реоморфических гранитоидах относительно метаморфического субстрата также не связано с влиянием подкоровых флюидов, а определяется различной контрастностью перераспределения компонентов при анатектической и, главным образом, кристаллизационной дифференциации гранитоидов Na и K типов. Последнее отчетливо подтверждается увеличением

Таблица 5. Средние содержания микроэлементов ($n \cdot 10^{-4}$ %), Na и K (вес. %) в различных типах ультраметаморфогенных гранитоидов

Регион	Особенности метаморфических и ультраметаморфических пород*	Число проб	Литофильные				
			Na	K	Li	Rb	Sr
Воронежский кристаллический массив	М метатерригенные	61	2,21	1,86	39	88	85
	РГ	17	2,71	2,25	58	101	102
	РЖ	10	2,68	4,09	44	256	41
	ИГ глубинные	13	2,43	3,86	69	279	—
	ИЖ	9	3,00	3,72	101	342	132
	ИГ малоглубинные	15	2,73	3,33	131	217	41
Алданский щит	ИЖ	9	2,93	3,73	73	280	—
	М натриевого типа	16	2,29	2,32	7	95	126
	АГ "	18	2,62	2,56	16	94	116
	РГ "	12	2,67	2,18	15	95	114
	РЖ "	8	2,80	3,20	11	132	146
	М К-Na типа	27	2,27	4,03	10	157	72
	АГ То же	18	2,02	4,29	10	158	68
	РГ "	24	2,32	3,88	14	130	158
	РЖ "	6	2,67	3,34	15	121	106
	М калиевого типа	19	2,12	4,51	6	198	59
	АГ То же	15	2,63	4,20	7	185	95
	РГ "	16	2,3	4,08	8	163	97
	РЖ "	4	2,8	3,6	12	139	161

Таблица 5 (окончание)

Регион	Особенности метаморфических и ультраметаморфических пород*	Число проб	Литофильные		Халькофильные		
			Nb	F	Cu	Zn	Ag
Воронежский кристаллический массив	М метатерригенные	61	4	480	52	168	0,11
	РГ	17	6	204	48	139	—
	РЖ	10	5	103	54	55	0,08
	ИГ глубинные	13	12	183	12	60	0,09
	ИЖ	9	12	Не опр.	32	170	0,05
	ИГ малоглубинные	15	6	Не опр.	24	42	—
Алданский щит	ИЖ	9	8	210	51	40	—
	М натриевого типа	16	13	—	22	70	—
	АГ "	18	5	—	16	50	—
	РГ "	12	9	—	12	74	—
	РЖ "	8	20	—	14	112	—
	М К-Na типа	27	18	—	21	175	—
	АГ То же	18	18	—	14	30	—
	РГ "	24	14	—	23	51	—
	РЖ "	6	12	—	31	78	—
	М калиевого типа	19	16	—	27	98	0,04
	АГ То же	15	6	—	35	77	0,04
	РГ "	16	7	—	15	45	—
	РЖ "	4	11	—	26	45	—

* Объяснение буквенных индексов см. в тексте.

Литофильные									
Ba	Be	B	Sc	Ga	Sn	Y	Yb	La	Zr
215	—	9	4,7	26	3	12	1,6	—	89
382	—	10	3,2	27	4	12	1,2	—	138
667	1,4	11	—	23	10	4	—	—	25
—	1,0	10	—	21	11	2	—	—	21
2125	1,9	7	—	55	6	24	1,2	—	52
227	1,2	14	1,0	31	11	8	—	—	103
—	3,3	13	1,0	26	17	6	—	—	24
648	3,1	—	7,0	14	—	—	2,0	37	406
557	2,3	—	2,2	13	—	—	2,0	30	188
406	2,4	—	5,4	12	—	23	2,0	52	219
541	6,6	—	6,5	12	—	12	1,0	28	220
674	2,2	—	2,4	15	—	31	3,0	69	454
607	2,3	—	7,0	13	—	34	3,0	44	209
749	2,0	7	2,1	13	51	17	2,0	71	265
623	2,0	6	2,3	11	78	9	1,0	70	169
593	1,9	—	1,9	12	4	41	4,0	66	439
663	2,0	—	2,0	14	2	26	2,0	28	118
578	1,6	—	2,8	10	—	14	2,0	33	171
925	1,4	—	6,4	10	—	25	3,0	22	182

Халькофильные				Сидерофильные			
Pb	Mo	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni
23	1,2	3136	170	183	340	26	63
18	1,8	3462	106	36	228	4	9
28	0,8	163	9	20	122	1	6
20	0,6	318	8	10	112	1	2
28	—	362	44	5	262	1	2
23	0,9	827	26	9	157	1	2
16	—	219	8	14	182	1	3
39	—	2650	29	172	334	9	13
32	—	2460	21	341	205	8	16
28	—	2621	36	359	256	11	14
55	—	2206	23	312	199	8	10
75	—	2194	465	151	213	6	9
47	—	1411	94	211	153	6	11
33	—	1463	13	540	175	8	9
21	—	1058	9	744	68	6	9
71	3,0	1855	5	109	200	4	8
84	2,0	1207	13	100	156	4	8
30	—	1194	356	897	148	10	8
28	—	1700	12	676	155	6	10

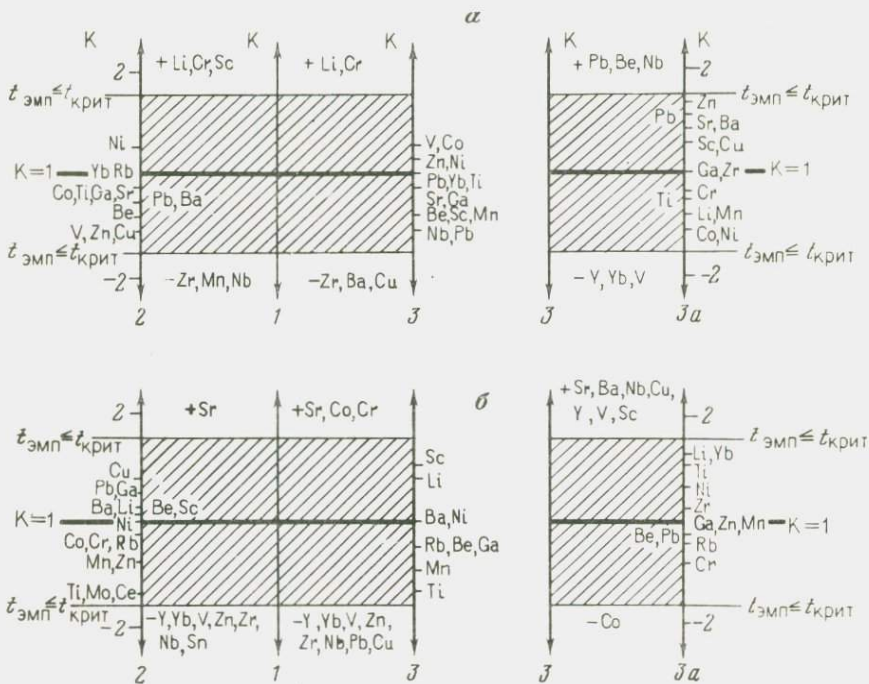


Рис. 16. Коэффициенты относительного обогащения (К) микроэлементами анатектических (2) и реоморфических (3) гранитоидов по сравнению с метаморфическими (1) и реоморфическими относительно остаточно-реоморфических (3а); области незначимых величин t критерия ($< t_{\text{критич}}$) показаны штриховкой

числа микроэлементов (превышающих содержания таковых субстрата) в остаточных продуктах кристаллизации реоморфического расплава (жилые фазы, см. рис. 16).

Аналогичные тенденции перераспределения микроэлементов отмечаются и для гранитоидов ВКМ, связанных постепенными переходами с глубоко-метаморфизованными вмещающими породами и содержащих многочисленные теньевые реликты последних (Подколдновский участок). Однако здесь в отличие от Алданского щита широким развитием пользуются аллохтонные тела глубинных (Панинский участок) и малоглубинных (Коршевский участок) гранитоидов (см. рис. 6). Геохимическое изучение интрузивно-магматического этапа докембрийского корового гранитообразования показало, что в процессе кристаллизационной, а в малоглубинных условиях, по-видимому, и эманационной дифференциации отчетливо проявлены два взаимопротивоположных тренда: статистически значимое увеличение содержания литофильных и уменьшение халькофильных и сидерофильных микроэлементов (рис. 17, см. вкл.). Наиболее четко прослеживается тенденция последовательного накопления редких литофильных элементов (Li, Rb, Be, Sn, Nb; см. табл. 5) особенно в остаточно-магматических фазах, представленных пегматоидными жилами. Последние, как правило, являются постскладчатыми, залегают среди среднетемпературных метаморфических

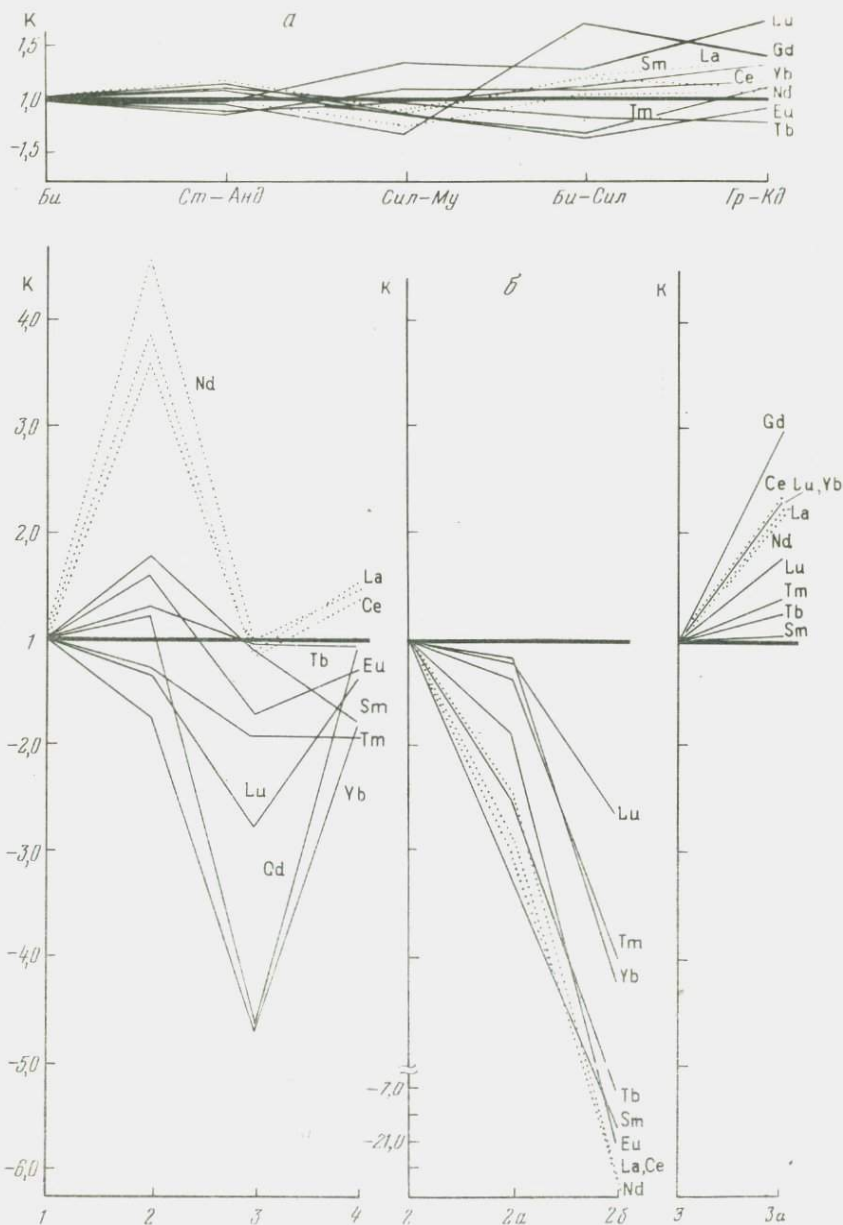


Рис. 18. Тренды распределения относительных содержаний (К) редкоземельных элементов при прогрессивном метаморфизме терригенных отложений (а) и ультраметаморфогенном гранитообразовании (б) в юго-восточной части ВКМ

1 – метатерригенные отложения воронцовской серии; 2–4 – генетические типы гранитоидов: 2 – реоморфические, 2а, б – остаточно-реоморфические – жилы гранитов (а) и пегматитов (б); 3, 4 – интрузивно-магматические: 3 – глубинные, 4 – малоглубинные, 3а – остаточно-магматические

Наименование метаморфических зон см. в табл. 1

пород основного состава и в пределах ВКМ иногда ассоциируют с альбит-сподуменовыми (с колумбит-танталитом и бериллом) и микроклин-альбитовыми (со сподуменом и колумбитом) пегматитами [19].

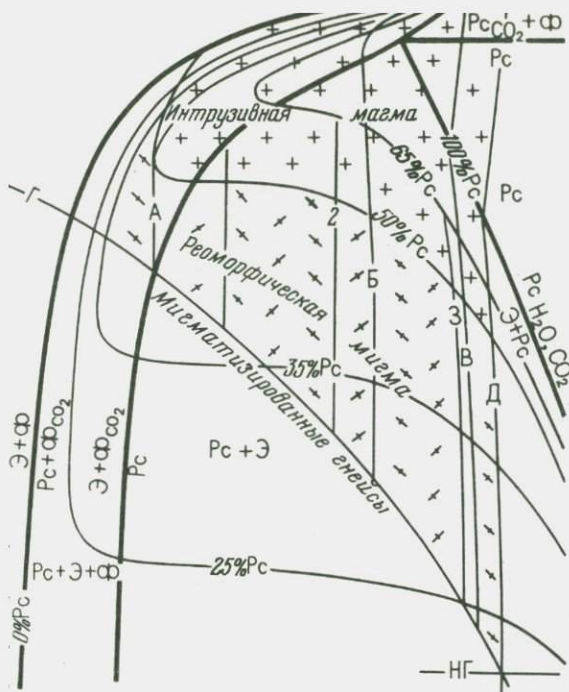
Редкоземельные элементы также проявляют отчетливое фракционирование в ходе ультраметаморфогенного гранитообразования (рис. 18, б). Наиболее интенсивное разделение, сопровождаемое накоплением легких лантаноидов (La, Ce, Nd), отмечается на стадии формирования реоморфических гранитов и, таким образом, хорошо согласуется с представлением о метаморфогенной природе известных рудопроявлений монацитоносных мигматитов.

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА И ГРАНИТООБРАЗОВАНИЯ В ДОКЕМБРИИ

Изложенные в предыдущих разделах данные позволят обосновать тезис о изохимическом (и автосоматическом) режиме прогрессивного метаморфизма и ультраметаморфизма и, таким образом, принять анатектическую модель в качестве ведущего механизма формирования гранитно-метаморфического слоя коры континентов.

В отношении проблемы докембрийского гранитообразования следует сказать, что, несмотря на длительную дискуссию о генезисе гранитов и гранитных магм, среди геологов до сих пор нет единства взглядов. Наиболее распространенными являются гипотезы: 1) метасоматического замещения, 2) магматического замещения, 3) кристаллизационной дифференциации основной магмы, 4) частичного плавления пород при метаморфизме и сепарации анатектического расплава. Однако, как известно, ни одна из названных гипотез полностью не объясняет всей совокупности данных, относящихся к проблеме гранитообразования. В большинстве гипотез магнообразования не учитываются изменения, которые происходят в магме при ее подъеме под влиянием резкого снижения давления и длительного вязкого течения, что в значительной степени связано с недостаточной разработанностью P-T диаграмм состояния гранитной магмы. Этот пробел в определенной степени восполняет рассчитанная В.С. Шкодзинским [131] полная P-T диаграмма для системы эвтектический теоретический гранит (альбит + ортоклаз + кварц в эвтектических соотношениях) — вода — углекислота и построенная на ее основе P-T диаграмма агрегатного состояния гранитной магмы (рис. 19) с содержанием 0,15 вес. % углекислоты, близким к ее количеству в гранитных магмах [111]), и содержанием воды (KH_2O) как функции температуры, $KH_2O = 2^{(8,9 - 0,01T)}$, соответствующим его количеству в разнотемпературных гранитных магмах).

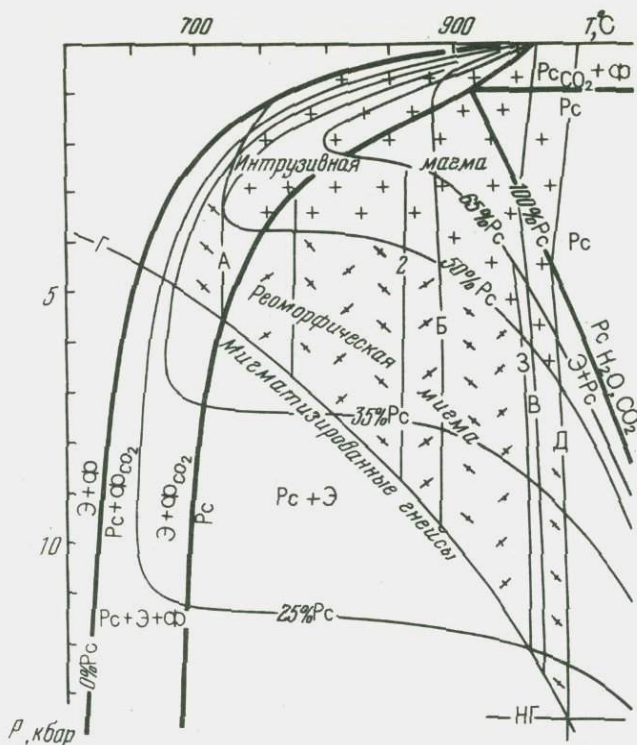
На диаграмме линиями показаны: А-Д и 1-3 — эволюция температур магм при подъеме, Г — геотермический градиент архейских метаморфических комплексов, НГ — условная нижняя граница распространения кислых пород в земной коре, остальные тонкие линии — содержания расплава. Между линиями А и Б, Б и В, В и Д расположены области генерации и эволюции гранитных магм соответственно: неспособных, ограниченно способных и способных к излиянию на поверхность; 1-3 — низкотемпературные границы областей генерации соответственно плагитогранитных, средних



—Т диаграмма агрегатного состава эвтектических гранитных магм при $-0,01T$ и $K_{CO_2} = 0,15$; по В.С. Шкодзинскому (1981 г.)

магм; изометричные и вытянутые кресты — области существо-
 :ственно магм интрузивных гранитов и магм реоморфических
 тов. На диаграмме выделено пять полей различного агрегатно-
 i гранитной магмы: Pc , $Pc + Ф$, $Pc + Э$, $Pc + Э + Ф$ и $Э + Ф$. Из их
 следует, что в условиях высокотемпературного глубинного
 ма ($T > 700^\circ C$ и $P = 5-12$ кбар), где, судя по большинству
 эждается гранитная магма, в ней должна отсутствовать само-
 флюидная фаза из-за полного растворения летучих в расплаве
 м высокого давления. Это, в частности, объясняет почти полное
 з наиболее глубинных мигматит-гранитах связанного с ними
 ьного оруденения.

ения изолиний содержаний расплава следует, что рост давления
 резкому уменьшению количества расплава в магмах за счет
 содержания твердых фаз. Поэтому, как иллюстрирует линии
 —Д, гранитные магмы, содержащие в малоглубинных условиях
 сплава, в условиях глубинного метаморфизма (на пересечении
 щии и геотермического градиента) должны содержать только
 плава и 60–80% твердых фаз. Содержание анатектического
 атериала в гранито-гнейсах (например, Алданского щита) со-
 це всего 10–30% и достигает 40–50%. Следовательно, магмы



Р и с. 19. P–T диаграмма агрегатного состава эвтектических гранитных магм при $K_{H_2O} = 2$ (8,9–0,01T) и $K_{CO_2} = 0,15$; по В.С. Шкодинскому (1981 г.)

и основных магм; изометричные и вытянутые кресты — области существования соответственно магм интрузивных гранитов и магм реоморфических гнейсо-гранитов. На диаграмме выделено пять полей различного агрегатного состояния гранитной магмы: Pс, Pс + Ф, Pс + Э, Pс + Э + Ф и Э + Ф. Из их положения следует, что в условиях высокотемпературного глубинного метаморфизма ($T > 700^\circ\text{C}$ и $P = 5\text{--}12$ кбар), где, судя по большинству данных, зарождается гранитная магма, в ней должна отсутствовать самостоятельная флюидная фаза из-за полного растворения летучих в расплаве под влиянием высокого давления. Это, в частности, объясняет почти полное отсутствие в наиболее глубинных мигматит-гранитах связяного с ними гидротермального оруденения.

Из положения изолиний содержания расплава следует, что рост давления приводит к резкому уменьшению количества расплава в магмах за счет увеличения содержания твердых фаз. Поэтому, как иллюстрирует линии эволюции А–Д, гранитные магмы, содержащие в малоглубинных условиях 50–100% расплава, в условиях глубинного метаморфизма (на пересечении линий эволюции и геотермического градиента) должны содержать только 20–40% расплава и 60–80% твердых фаз. Содержание анатектического жильного материала в гранито-гнейсах (например, Алданского щита) составляет чаще всего 10–30% и достигает 40–50%. Следовательно, магмы

малоглубинных гранитов на уровне глубинного регионального метаморфизма должны иметь соотношение расплава и твердых фаз, близкое к соотношению в мигматитах. Это важный вывод, поскольку из него следует, что всплывание и выжимание при метаморфизме наиболее близких по составу к гранитам магматизированных гнейсов как наиболее легких и пластичных пород должно приводить к значительному или полному их переплавлению с формированием в малоглубинных условиях магмы типичных интрузивных гранитов. Скорость всплывания крупных масс мигматитов должна быть на 10–15 порядков выше, чем скорость всплывания мелких капель расплава, поскольку она пропорциональна квадрату радиуса всплывающей массы. Если в качестве границы между магмой и мигмой принять 50%-ное содержание расплава, то, как следует из Р–Т диаграммы, при давлении более 3,5–7 кбар должна существовать мигма, а при меньших давлениях – магма.

Главная масса расплава должна формироваться в процессе подъема под влиянием снижения давления и выделения тепла трения при вязком течении, поэтому такой способ магмообразования назван В.С. Шкодзинским декомпрессионно-диссипативным. Сравнительно небольшое давление (1–3 кбар) при максимальном декомпрессионно-диссипативном расплавлении обуславливает относительно небольшое содержание воды и невысокую температуру, необходимые для магмообразования, что объясняет сухость и относительно низкотемпературность природных магм.

При декомпрессионно-диссипативном механизме магмообразования в условиях одних и тех же Р и Т возможно формирование в процессе подъема не только гранитной, но и соответственно плагиогранитной, средней и основной по составу магм. Это позволяет объяснить широко распространенное сонахождение гранитов с другими магматическими породами, т.е. происхождение магматических формаций. Связанная с изменением геотермических градиентов миграция очагов начального плавления по геосферам разного состава объясняет эволюцию магматизма во времени и пространстве.

Перемещение расплава в малоглубинные зоны распространения низкотемпературного метаморфизма сопровождается быстрым подъемом Т в опережающих расплав. термальных шапках-аномалиях. Быстрый подъем Т в сочетании с повсеместной водонасыщенностью пород малоглубинных зон приводит в действие "автоклавный" механизм, создающий в свою очередь условия локального сверхдавления (линейно- и латеральнозональные комплексы). В этом случае ассоциации высокотемпературных зон (*Гр–Кд–Орт* и *Гун*) могли не проходить все стадии метаморфизма в течение длительного периода времени, необходимого для установления равновесности каждой ступени, а возникли синхронно с минеральными ассоциациями пространственно удаленных (периферических) средне- и низкотемпературных зон метаморфизируемой толщи.

На основании изложенного предлагается следующая петролого-геохимическая модель корового гранитообразования в глубинных зонах стратозонального метаморфизма и формирования латеральнозональных метаморфических комплексов в докембрии.

В глубинных зонах стратозонального метаморфизма ($T > 700^\circ\text{C}$, $P = 5\text{--}12$ кбар) происходят метаморфическая перекристаллизация и ана-

тексис. В результате за счет исходного субстрата кислого состава образуются мощные тела гранито-гнейсов (метаморфические гранитоиды). Плавления больших масс пород при анатексисе не происходит из-за относительно невысокой T ($< 900^\circ\text{C}$) и малого количества воды. Гранито-гнейсы, претерпевшие анатексис (мигматизированные гнейсы, т.е. гнейс + расплав), имея меньшую плотность и большую пластичность, приобретают способность к всплыванию в зоны меньших глубин. Здесь под влиянием снижения P растворимость воды в расплаве уменьшается. В результате при исходном количестве воды и $P = 4-7,5$ кбар происходит дальнейшее плавление мигматизированных гранито-гнейсов с образованием гранитоидных масс с содержанием расплава до 50% (реоморфические граниты). Продолжение подъема (P менее 5 кбар) приводит к последовательному увеличению количества расплава (50–100%) за счет твердой фазы вплоть до полного плавления (интрузивно-магматические гранитоиды).

Сравнительный статистический анализ содержаний микроэлементов в описанной генетической серии гранитоидов (на примере Алданского щита) подтвердил преимущественно изохимический характер преобразований по схеме: метаморфические гранитоиды \rightarrow анатектические (реоморфические) \rightarrow остаточные-реоморфические. Изложенные данные показывают, что отсутствует необходимость обязательного привлечения подкоровых флюидов в качестве ведущего фактора формирования гранитов в глубинных зонах метаморфизма.

Подъем расплава из глубинных зон в малоглубинные сопровождается выделением тепла трения при вязком течении с образованием опережающего термального фронта. Быстрый подъем температуры в сочетании с повсеместной водонасыщенностью пород малоглубинных зон приводит в действие "автоклавный" механизм, создающий в свою очередь условия локального флюидного сверхдавления и формирование на малоглубинных уровнях латерально-зональных комплексов. Отличительной особенностью последних является одновременное проявление различных P , T условий метаморфизма в центре и в периферических частях тепловой аномалии. В центре такой аномалии существуют условия высокотемпературной амфиболитовой или гранулитовой фации при повышенном давлении, приводящее к удалению избыточной флюидной фазы из субстрата в вышележащие отложения. Следовательно, эпицентры латерально-зональных комплексов можно рассматривать как один из реальных источников метаморфогенного гидротермального рудообразования, генерирующих в первую очередь Li , B , Sn , Mo и др. В периферических частях этих же комплексов метаморфическая зональность формируется в традиционном ее понимании, т.е. путем последовательного замещения низкотемпературных ассоциаций все более высокотемпературными на фоне постоянного давления. Рудное вещество, экстрагированное синметаморфическим флюидом в высокотемпературных зонах, при спаде температуры снова переходит в минеральную форму, накапливаясь или рассеиваясь в средне- и низкотемпературных зонах этой же толщи.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате изучения страто-, латерально- и линейнозональных метаморфических комплексов восьми регионов СССР получены следующие выводы, имеющие принципиальное значение для познания геохимических аспектов формирования гранитно-метаморфического слоя на континентах.

1. Установлено, что при прогрессивном метаморфизме терригенных и основных вулканогенных толщ (от зеленосланцевой до гранулитовой фаций) проявлены изохимический режим поведения главных породообразующих элементов, включая натрий и калий, и существенное перераспределение микроэлементов, сопровождаемое переходом части элементов в синметаморфогенный флюид.

2. Глубинные зоны стратозональных метаморфических комплексов предлагается рассматривать в качестве гранитогенерирующих, а эпицентры латеральнозональных комплексов — рудогенерирующих систем (удаление металлоносных синметаморфогенных флюидов из высокотемпературных зон и фиксация их в вышележащих комплексах).

3. Показано унаследование преобладающего числа микроэлементов (Rb, Ba, Be, Sc, Ga, Nb, Cu, Zn, Pb, Ti, Mn, Co, Ni) гранитоидными расплавами, образующимися путем частичного плавления кислых протопород глубинных зон стратозональных комплексов, и существенное перераспределение рудных элементов при полном плавлении субстрата (селективное накопление Li, Be, Nb, Sn в продуктах кристаллизационной и эманационной дифференциации).

ГЛАВА II

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ ПАЛИНГЕНЕЗА СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Коровый гранитоидный палингenez (палингенно-метасоматическое гранитообразование) — сложный природный процесс, приводящий к образованию значительных объемов магматических расплавов на месте любых твердых исходных пород (матриц). Этот процесс играет важную роль в образовании континентальной коры. С коровыми магмами связано большинство эндогенных рудных месторождений. Поэтому палингенным гранитоидам посвящено очень большое количество исследований (Баддингтон, Барт, Ю.А. Билибин, Браун, А.П. Виноградов, Хаббард, Хеер, Кинг, Д.С. Коржинский, П.Н. Кропоткин, Ю.А. Кузнецов, Лейси, Ф.А. Летников, Мармо, А.А. Маракушев, Менерт, Л.Н. Овчинников, А.С. Павленко, А.А. Полканов, Перрин, Рейнольдс, Рид, В.С. Соболев, Л.В. Таусон, Н.И. Хитаров и др.). Однако проблема в целом далека от решения, и прежде всего из-за отсутствия количественной петрологической модели палингенеza. Традиционные геолого-петрографические методы позволили разработать лишь качественную петрогенетическую схему палингенеza, что в наиболее законченном виде осуществлено А.С. Павленко и др. [101]. Для получения количественных петрогенетических характеристик палингенеza, приближающихся к природным, эксперименты по плавлению должны осуществ-

вляться с одновременным привнесом—выносом вещества. Таких экспериментальных данных пока не существует, а переносить результаты исследования Р—Т условий плавления и кристаллизации в закрытых, даже наиболее приближающихся к природным системам на реальные процессы палингенеза — значит в корне исказить самую их суть. Количественные характеристики палингенеза пока нельзя получить и путем термодинамических расчетов, так как для важнейших природных минералов гранитоидов (в частности, слюды и амфиболов) отсутствуют необходимые термодинамические константы.

В предлагаемой модели количественными характеристиками палингенеза служат степени изменения в этом процессе химического состава гранитоидов, оцениваемые с помощью статистически обработанных полных силикатных анализов. Приложив теорию метасоматической зональности Д.С. Коржинского к доагматическому метасоматозу с участием анатексиса, на основе химического состава пород мы попытались разработать петрологическую и геохимическую количественные модели палингенеза складчатых областей и оценить его металлоносность.

Решение этой проблемы включает следующие последовательные этапы.

1. Изучение вещества, строения, парагенезисов, закономерностей пространственного размещения, взаимоотношений с вмещающими породами, возраста перемещенных (автохтонных) гранитоидов, что позволит: а) разработать их классификацию и осуществить формационное и фациальное членение, б) установить связь гранитоидного магматизма с развитием геологических структур, в) выявить латеральную и хронологическую эволюцию взаимосвязанных геологических событий: осадконакопление — тектогенез — палингенез.

2. Геолого-петрографический анализ детерминированных разрезов¹ от центра автохтонных плутонов через эндо- и экзоконтактные зоны к неизменным матрицам, позволяющий разработать обобщенную (без учета формационной и фациальной принадлежности) петрогенетическую схему палингенеза.

3. Создание на ее основе априорных петрохимических моделей палингенеза, которые после подстановки в них реальных аналитических данных дают возможность: а) конкретизировать и количественно охарактеризовать обобщенную схему процесса для реальных формаций и фаций гранитоидов, т.е. разработать его количественную петрологическую модель; б) предположив, что гранулит-базитовый слой является источником гранитофильного вещества в растворах — инициаторах палингенеза, количественно оценить массообмен петрогенных элементов матрица ↔ очаг палингенеза ↔ гранулит-базитовый слой.

4. Разработка (на базе петрологической модели) количественной геохимической модели палингенеза, позволяющей выяснить источники и особенности миграции малых, редких и рассеянных элементов (микроэлементов), охарактеризовать механизмы массообмена — металлоносности, приводящие

¹ Т.е. разрезов, в которых геолого-петрографическими методами установлена принадлежность наблюдаемых гранитоидов к определенным стадиям палингенного процесса; основные минералогические, петрохимические и геохимические закономерности палингенеза выявлены при анализе одних и тех же детерминированных разрезов (см. рис. 20, вкл.)

различные типы автохтонных гранитоидов к наблюдаемому составу по петрогенным элементам (ПЭ) и микроэлементам (МЭ), описать смену этих механизмов во времени и пространстве.

5. Оценка металлоносности как важнейшей составляющей металлогенической специализации палингенных гранитоидов разных типов; разработка геолого-геохимических методов прогнозирования территорий, где генерировались потенциально рудоносные расплавы.

Широкие возможности проведения подобных исследований предоставляет Западная Монголия, на территории которой в различных структурных зонах распространены автохтонные плутоны гранитоидов различного состава и разного возраста. В этом регионе палингенез был исследован последовательно на все более специализированных уровнях: геолого-петрографический анализ → обобщенная петрогенетическая схема → априорная петрохимическая модель → количественная петрологическая модель → априорная геохимическая модель → количественная геохимическая модель → металлоносность. На всех уровнях используется одна и та же методология: на базе результатов менее специализированного уровня разрабатывается обобщенная схема, не противоречащая всем известным фактам этого уровня, и на ее основе — теоретическая, априорная модель, предсказывающая результаты палингенеза на следующем, более специализированном уровне. При постановке реальных данных, существующих на этом более специализированном уровне, в априорную модель конкретизируется обобщенная схема для реальных минеральных фаций, в которых протекает данный процесс, что позволяет выявить его специфику, получить количественную характеристику и оценить правильность используемой априорной модели на основании наиболее мощного критерия практики.

ГРАНИТОИДНЫЕ ФОРМАЦИИ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ

В качестве наиболее крупного таксона в классификационной структуре палингенных гранитоидов Западной Монголии принимается петролого-тектоническая формация — группа магматогенных пород, возникшая на определенном этапе развития структуры и обладающая определенными и постоянными петрографическими и геохимическими признаками. Формация однозначно определяется: 1) местом ее в последовательности генераций гранитоидов, отвечающих отдельным этапам тектонического развития; 2) приуроченностью к определенным типам тектонических структур; 3) петрографо-петрохимическими и геохимическими признаками. Петролого-тектоническая формация — вневременная категория и в этом смысле аналогична формационному типу Н.П. Хераскова [98]. Различия в составах вмещающих пород отражаются и в составах гранитоидов, поэтому внутри формации могут выделяться субформации. Ограниченные определенными возрастными интервалами, они оказываются магматическими комплексами. В составе формации, субформации или комплекса выделяются минеральные и генетические фации.

Под минеральными фациями понимаются наборы различных минеральных парагенезисов, в виде которых реализуется определенный набор виртуальных инертных компонентов в различных интервалах кислотности—щелочности и апокотектической регрессивной гомогенизации каш (дейст-

вующий фактор — повышающаяся температура). Генетические фации (фации пространства — времени) — это последовательные стадии палингеза, протекающего в интервалах физико-химических условий определенной минеральной фации. Устанавливаются: а) домагматический метасоматоз матриц, приближающий их состав к составу эктектики этой фации; б) анатектическое плавление домагматических метасоматитов (метагранитоидов) с образованием каш: смесей надэвтектических порфиробластов метагранитоидов и анатектических аплитов; в) гомогенизация каш, приводящая к исчезновению метасоматических порфиробластов и появлению нерасщепленных магматических крупно-равномернозернистых гранитоидов.

С изложенных позиций гранитоиды Западной Монголии принадлежат трем петролого-тектоническим формациям: габбро-диорит-плагιοгранитной позднегеосинклинальной¹, гранодиоритовой (гранодиорит-гранитной или автомикроклинизированных плагιοгранитов) моногеосинклинальных прогибов, гранитной-щелочногранитоидной орогенной. Гранитоиды этих формаций определенным образом размещаются в складчатых структурах Западной Монголии, основными среди которых являются следующие [35].

1. Озерная раннекаледонская складчатая система, сформированная к верхнему кембрию; сложена преимущественно вулканогенными толщами основного состава.

2. Монголо-Алтайская каледонская складчатая система, сложенная преимущественно терригенными песчано-сланцевыми толщами верхнекембрийского — нижнеордовикского возраста; формирование отдельных складчатых зон в этой системе происходило неодинаково и заканчивалось в разное время; в Цаган-Шибетинской зоне геосинклинальные терригенно-вулканогенные породы накапливались в нижнем и среднем ордовике, и образование зоны завершилось в верхнем ордовике; в пределах Алтайской зоны, сформированной к силуру, в девоне возникла Дэлую-Юстыдская моногеосинклиналь, заполнявшаяся песчано-сланцевыми ("черносланцевыми") отложениями и прошедшая складчатость к началу карбона; в Кобдинской зоне в верхнем ордовике и нижнем силуре происходило накопление терригенно-вулканогенных геосинклинальных толщ, а складчатая структура сложилась в основном к девону.

3. Барун-Хурайская герцинская складчатая система, сформированная к визейскому времени нижнего карбона; сложена преимущественно вулканогенными толщами основного состава.

Геосинклинальная габбро-диорит-плагιοгранитная формация

Распространена в Озерной и Барун-Хурайской складчатых системах, в Кобдинской и Цаган-Шибетинской зонах Монголо-Алтайской системы. Массивы формации залегают согласно со складчатой структурой вмещающих толщ и окружены мощными (сотни метров — первые километры) ореолами габброизированных, диоритизированных, гранитизированных и мигматизированных вмещающих пород с многочисленными расплывчатыми жилообразными телами *in situ* анатектических аплитов и то нечетко, то более резко ограниченных реститов. Гранитоиды в ореолах обла-

¹ Далее для краткости — геосинклинальной.

дают пестрым составом, порфиroidной структурой, полосчатой и гнейсовидной текстурой, ориентированной согласно простиранию вмещающих толщ, с которыми они связаны постепенными переходами. К центру автохтонных плутонов гранитоиды становятся более массивными и крупнозернистыми, реститы превращаются в округлые меланократовые шпирь, количество которых резко уменьшается (вплоть до полного исчезновения).

В составе описываемой формации распространены: амфиболовые габбро, диориты, плагиограниты, гранодиориты и граниты; реже встречаются амфиболовые габбро- и диорит-сиениты. Гомодромная последовательность в породах обычно отсутствует; все они образуют тесное чередование (сантиметры — первые метры), связаны постепенными переходами или обнаруживают взаимные интрузивные прорывания типа: габбро прорывается плагиогранитом, а плагиогранит прорывается габбро.

По преобладанию мелано- или лейкократовых гранитоидов в геосинклинальной формации выделяются две субформации: габбро-диоритовая, развитая в Озерной и Барун-Хурайской складчатых системах, выполненных основными осадочно-вулканогенными отложениями [86], и диорит-плагиогранитная, распространенная в Тэсинском и Западно-Хангайском геосинклинальных поднятиях ранних каледонид [22], сложенных гнейсо-сланцевыми и карбонатно-терригенными толщами, а также в Цаган-Шибетинской и Кобдинской зонах Монголо-Алтайской складчатой системы, выполненных осадочными и осадочно-вулканогенными породами.

Гранодиоритовая формация моногосинклинальных прогибов

Широко распространена в Алтайской складчатой зоне и Дэлэюно-Юстыдском моногосинклинальном прогибе [35]. Массивы, вытянутые в северо-западном направлении согласно с генеральным простиранием складчатых структур вмещающих песчано-сланцевых толщ кембро—ордовика и силура—девона, являются конкордантными плутонами в осевых частях антиклинорных сооружений первого порядка; имеют сложную неправильную конфигурацию. Автохтонные плутоны (например, по южному склону хр. Монгольский Алтай) имеют постепенные переходы к вмещающим породам — мигматизированным гнейсам, биотитовым, гранат-биотитовым, двуслюдяным, амфибол-биотитовым плагио- и двуполевошпатовым кристаллосланцам, постепенно сменяющимся хлоритовыми и серицит-хлоритовыми зелеными сланцами.

Массивы формации сложены однообразными крупнопорфиroidными плагиогранитами, гранодиоритами и гранитами, причем породы приобретают гранодиорит-гранитные составы вследствие развития автотасоматических пойкилобластов микроклина, наложенных на плагиогранитную матрицу. В контактовых зонах в гранитоидах часты расплывчатые анатектические аплит-пегматитовые тела *in situ*, содержащие акцессорные турмалины, гранат, берилл.

С гранитоидами описываемой формации связаны месторождения в пегматитах, образующих поля вдоль южного склона Монгольского Алтая и являющихся продолжением пояса редкометаллических пегматитов Сидыцяна, а также месторождения вольфрама и молибдена в грейзенах и кварцевых жилах (Саксайское и, вероятно, Нурингольское и Кызылтаузское) [85].

Орогенная гранитная—щелочногранитоидная формация

Гранитоиды этой формации широко распространены и представлены нормальными, субщелочными и щелочными гранитами, плагиосиенитами, нормальными и субщелочными сиенитами. Центральные части крупных автохтонных плутонов слагаются обычно крупно-, равномернозернистыми бесшпировыми гранитоидами. В контактовых зонах породы становятся порфиroidными и содержат множество меланократовых респитов и жилообразных аплит-пегматитовых анатектитов с расплывчатыми очертаниями. С вмещающими породами (обычно геосинклинальными и моногеосинклинальными гранитоидами) порфиroidные орогенные граниты связаны постепенными переходами. Для автохтонных массивов характерно зональное строение: щелочные фации в центральных частях массивов сменяются субщелочными и нормальными — по периферии.

История развития гранитоидов Западной Монголии

Гранитоидные формации возникают на определенных этапах развития структуры. Соответственно при геологических реконструкциях Западной Монголии используются три временных критерия: а) окончание геосинклинального осадконакопления, б) начало и продолжительность мультисформирования, в) абсолютные возрасты гранитоидов [103].

Образование пород геосинклинальной габбро-диорит-плагиогранитной, моногеосинклинальной гранодиоритовой и орогенной гранитной-щелочногранитоидной формаций на всей территории занимает длительные возрастные интервалы: 485—228 млн лет (O_1-T_{1-2}) в первой, 391—143 млн лет (D_1-J_3) во второй и 393—183 млн лет (D_1-J_1) в третьей формациях. Следовательно, в интервале по крайней мере 390—230 млн лет (D_1-T_{1-2}) в различных зонах региона одновременно происходило образование гранитоидов всех трех формаций.

В любом локальном участке каждой тектонической единицы выдерживается определенная временная последовательность генераций гранитоидов: геосинклинальные → орогенные в Озерной и Барун-Хурайской системах, а также в Цаган-Шибетинской и Кобдинской зонах или моногеосинклинальные → орогенные в Алтайской зоне.

Из сопоставления указанных фактов следует: а) смена формаций гранитоидов отражает переход к новому этапу развития земной коры; б) для региона в целом наблюдаются две идентичные последовательности геологических событий: хронологическая, реставрируемая для определенной точки пространства в течение геологического времени, и латеральная, устанавливаемая для определенного момента времени на значительной территории.

Завершение однотипного осадконакопления в различных структурных зонах и внутри каждой из них наступает неодновременно. Синхронно изменяется и время начала гранитообразования. На значительных территориях временные интервалы между окончанием осадконакопления и последующими генерациями гранитоидов в общем постоянны и обычно составляют менее 50 млн лет. При этом различные зоны латерального ряда собы-

тий мигрируют в пространстве согласованно, с одинаковой скоростью и имеют постоянную ширину ("параллельный" тип временного скольжения геологических событий в большей части Озерной системы, Цаган-Шибетинской и Кобдинской зон).

Параллельное временное скольжение латерального ряда геологических событий резко нарушается в локальных участках структурных зон. На этих участках временные интервалы между окончанием осадконакопления и последовательными формациями гранитоидов резко возрастают, соответственно меняются ширина и конфигурация зон латерального ряда событий. Этот тип возрастного скольжения гранитообразования может быть назван "непараллельным". Он связан с возникновением долгоживущих (100–250 млн.лет) куполов и валов, локализованных на территории Западной Монголии в осевой части Дэлэю-Юстыдского прогиба, прогиба южного склона хр. Монгольский Алтай, Кобдинской зоны, по западной границе МНР, в западном окончании хр. Хан-Хухэй и др.

Строгое соответствие событий, реставрируемых на основании абсолютновозрастных данных по гранитоидам, с событиями, устанавливаемыми другими видами палеогеологического анализа, может иметь место только при автохтонном или близкоперемещенном залегании гранитоидных массивов, что подтверждает палингенный генезис обсужденных гранитоидных формаций.

ПЕТРОГРАФИЯ ГРАНИТОИДОВ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ

Геолого-петрографическая характеристика гранитоидов Западной Монголии основана на детерминированных разрезах (рис. 20, см. вкл.) и геологических картах отдельных районов и участков. Изученные гранитоидные массивы принадлежат всем трем формациям и в их составе всем минеральным фациям. Степень изученности и опробования их одинаковы. В качестве примера приведем геолого-петрографическое описание палингенных орогенных нормальных, субщелочных и щелочных гранитов.

Домагматический метасоматоз в орогенной формации наиболее интенсивно проявляется по более ранним геосинклинальным и моногеосинклинальным гранитоидам, лейкократовым (преимущественно нормальная гранитизация) или меланократовым (преимущественно субщелочная и щелочная гранитизация, плаггиосиенитизация – см. рис. 20, АХ, Б1, П; Г1; римские цифры в данном рисунке обозначают зоны). В серых и светло-серых гранитах, плаггиогранитах, гранодиоритах или темно-серых амфиболовых диоритах и габбро появляется наложенный розовый и сиреневый калиевый полевой шпат, который вначале образует отдельные редкие нитевидные прожилки и скопления (мощностью не более 1–5 см). Постепенно возрастает количество и мощность таких прожилков; в экзоконтактах их появляются сначала редкие, а затем все более многочисленные крупные (до 2–5 см) пойкилобласты розового калиевого полевого шпата. Плаггиоклаз матрицы подвергается интенсивной калишпатизации и альбитизации (нормальная гранитизация) или только калишпатизации (субщелочная и щелочная гранитизация). При этом идиоморфные выделения раннего андезина замещаются сначала тонкоструйчатый ортоклаз-пертитом, а затем микроклином, шахматным альбитом и мусковитом. Первичный плаггиоклаз

сохраняется в виде сильно корродированных включений в новообразованном калиевом полевоом шпате; иногда наличие и форма этих реликтовых включений фиксируются только сохранившимися вторичными продуктами: соссюритом, эпидотом, хлоритом.

Далее калишпатизация захватывает всю массу исходных пород. Кварц матриц испытывает перекристаллизацию: новообразованный гранобластовый кварцевый агрегат слагает линзовидные и округлые мономинеральные стяжения; появляются порфиробласты дымчато-серого кварца и новообразованного плагиоклаза. Исходный темно-коричневый биотит замещается мелкочешуйчатым бурым или красно-коричневым биотитовым агрегатом, образующим линзовидные скопления, между новообразованными порфиробластами полевых шпатов. Обыкновенная роговая обманка матриц при нормальной гранитизации замещается бурым мелкочешуйчатым биотитом, при щелочной — гастингситом, арфведсонитом и рибекитом или изредка эгирином, однако чаще последний образуется самостоятельно.

Таким образом, в процессе орогенной гранитизации минеральный парагенезис геосинклинальных гранитоидов ($Pl_{Алз} + Bu \pm PO \pm Kв \pm КПШ$) сменяется новообразованными ассоциациями: $КПШ + Pl_{Олг} + Kв + Bu$, или $КПШ + Kв \pm Аб \pm Bu \pm Гас$, или $КПШ + Kв \pm Аб \pm Bu \pm щАф \pm Эг$, типоморфными для нормальных, субщелочных и щелочных метагранитов соответственно. Гранитизация проявляется в пространстве весьма неравномерно, но обычно приурочена к краевым частям орогенных массивов. Среди метагранитов встречаются различных размеров участки и целые поля исходных гранитоидов, затронутые в слабой степени или вообще не затронутые гранитизацией.

Орогенные метаграниты (рис. 20, BV, VI) — серо-розовые, сиреневатые массивные породы — характеризуются крупно- и гигантозернистой, четко порфировидной структурой. Среди метагранитов выделяются биотитовые нормальные, биотитовые и гастингситовые субщелочные и биотитовые, арфведсонитовые, рибекитовые и эгириновые щелочные разновидности, постоянно связанные между собой постепенными переходами. Региональным признаком метагранитов является наличие в них множества меланократовых рестигов.

Типоморфные минералы орогенных метагранитов представлены калиевым полевым шпатом (30–35%), кварцем (15–25%), плагиоклазом (5–15%), биотитом (2–5%), обычной роговой обманкой (0–5%), гастингситом (0–5%), арфведсонитом (0–5%), рибекитом (0–5%), эгирином (0–3%). Почти повсеместно в метагранитах отмечаются реликтовые минералы исходных геосинклинальных гранитоидов: андезин (до 25%), кварц (0–3%), биотит (0–2%), роговая обманка (от 0 до долей процента). Обычно реликтовые минералы в виде сильно корродированных включений содержатся в пойкилообластах калиевого полевого шпата (до 15% их площади) метагранитов. Иногда они слагают полиминеральные агрегаты, сохраняющие структуру плагиогранитов и "просвечивающие" через ткань калиевого полевого шпата.

Калиевый полевой шпат орогенных метагранитов представлен струйчатым ортоклаз-микрпертитом. Наблюдается в идиоморфных таблитчатых выделениях с извилистыми, слабо корродированными контурами; слабо пелитизирован, иногда замещается решетчатым микроклинном и муско-

витом. Плаггиоклаз образует зональные идиоморфные таблитчатые, слабо корродированные кристаллы. Представлен серицитизированным олигоклазом (№ 18 в центре, № 15–16 по краю кристаллов) в нормальных и альбитом (№ 3–10) в субщелочных и щелочных метагранитах. Реликтовые включения в плаггиоклазе всегда представлены андезином плаггиогранитов. Минерал замещается калиевым полевым шпатом; по границе с ним плаггиоклаз альбитизируется и мирмекитизируется. Кварц встречается в округлых и линзовидных скоплениях, ксеноморфных зернах. Во включениях в калиевом полево-м шпате он часто имеет правильную кристаллическую форму. Биотит — коричневый, пластинчатый, реже чешуйчатый — слагает участки между порфиробластами лейкократовых минералов. Иногда чешуйки биотита имеют субпараллельную ориентировку, и тогда породы приобретают гнейсовидный облик. Гастингсит в субщелочных метагранитах образует короткопризматические темно-зеленые выделения. Рибекит в щелочных метагранитах темно-синий, удлиненно-призматический. Иногда вместо рибекита развивается сине-зеленый арфведсонит.

Реститы в орогенных метагранитах — меланократовые, мелкозернистые, массивные или сланцеватые породы — состоят из призматических лейт-сосюритизированного плаггиоклаза — андезина (до 70%), игольчатых кристаллов роговой обманки и хлоритизированного биотита. Редко в реститах присутствует кварц, образующий лапчатые и округлые выделения с пойкилитовыми включениями плаггиоклаза и цветных минералов.

На фронте магматического замещения орогенных метагранитов образуются анатектические нормальные, субщелочные и щелочные граниты, причем резко преобладают двуполевошпатовые субщелочные фации (рис. 20, БVI—VIII; GIV, V). В гигантозернистых метагранитах появляются сначала одиночные, а затем все более многочисленные жилы серовато-розовых аплитов и мелкозернистых массивных гранитов. Контакты их с вмещающими метагранитами постепенные, расплывчатые. В зонах контакта в аплитах остается множество реликтовых вкрапленников калиевого полевого шпата, плаггиоклаза и кварца и реститов из вмещающих метагранитов, "сцементированных" тонко- и мелкозернистой анатектической основной массой. Образуются зона каш мощностью от нескольких сантиметров до 5–6 км.

Реликтовые порфиробласты метагранитов (от 1–2 до 60–80%) в кашах представлены sdвойникованным ортоклаз-пертитом, кварцем, биотитом и серицитизированным плаггиоклазом № 12–14 в нормальных и № 9–10 в субщелочных и щелочных гранитах. Реликтовый плаггиоклаз часто окружен рубашкой водяно-прозрачного альбита № 5–8. В порфиробластах калиевого полевого шпата и плаггиоклаза отмечаются сильно корродированные включения кварца и андезина (№ 25–30) исходных плаггиогранитов и гранодиоритов. Часто в качестве реликтов в кашах встречаются целые участки метагранитов кварц-плаггиоклаз-калишпатового состава иногда с пегматоидной структурой. Все реликты метасоматических гранитов подвергаются отчетливой коррозии со стороны аплитового агрегата анатектической основной массы.

Основная масса каш представляет собой мелкозернистый, аллотриоморфнозернистый агрегат, состоящий из серицитизированного плаггиоклаза № 12–15, иногда с альбитовой (№ 8–10, нормальные граниты и № 3–8,

субщелочные и щелочные граниты) каймой — 3–30%, удлиненно-призматического ортоклаз-пертита — 20–40%, ксеноморфного кварца — 30–45%, мелкочешуйчатого биотита (нормальные граниты), гастингсита (субщелочные граниты) и арфведсонита, астрофиллита, рибекита и эгирина (щелочные граниты).

В глубь автохтонных тел уменьшается количество реликтовых вкрапленников, крупность зерна увеличивается — каши постепенно переходят в магматические нерасщепленные орогенные граниты; биотитовые нормальные, биотитовые, гастингситовые субщелочные, биотитовые, арфведсонитовые, рибекитовые, астрофиллит-рибекитовые, энигматитовые, эгириновые щелочные, связанные между собой постепенными переходами.

Магматические нормальные граниты (см. рис. 20, БIX) — розово-серые, розовые, массивные, лейкократовые породы — состоят из розового калиевого полевого шпата (35–45%), светло-серого олигоклаза № 15–18 (20–30%), дымчато-серого кварца (30–35%) и темных пластинок биотита (2–3%) и имеют типично гранитную или слабо выраженную порфировидную структуры. При увеличении количества калиевого полевого шпата и уменьшении (вплоть до исчезновения) плагиоклаза породы постепенно переходят в моношпатовые субщелочные граниты.

Магматические субщелочные граниты (см. рис. 20, БX) — розово-серые массивные породы с гипидиоморфнозернистой структурой. Главными минералами субщелочных гранитов являются калиевый полевой шпат, плагиоклаз, кварц, биотит, амфибол.

Калиевый полевой шпат (40–50%) встречается в груботаблитчатых, обычно сильно пелитизированных зернах. Представлен ортоклазом с многочисленными пертитами распада. Плагиоклаз (0–25%) таблитчатый, лейстовидный, зональный (центр № 12–18, кайма № 8–10), в различной степени серицитизирован. Кварц (30–35%) образует изометричные или неправильные зерна. Биотит (0–5%) пластинчатый, иногда мелкочешуйчатый, бурый, темно-коричневый, замещается эпидотом, хлоритом и сфеном. Амфибол (0–8%) встречается в виде неправильных, короткопризматических, скелетных кристаллов; наиболее распространен темно-буро-зеленый гастингсит.

Магматические щелочные граниты (см. рис. 20, ГVI) обычно представлены моношпатовыми амфибол-пироксеновыми разновидностями — серыми или зеленовато-розовыми породами с аллотриоморфнозернистой или гипидиоморфнозернистой структурой и массивной текстурой. Главными минералами их являются калиевый полевой шпат, кварц, щелочные амфиболиты и пироксен.

Калиевый полевой шпат (60–65%) слагает таблитчатые, короткопризматические и неправильные зерна. Представлен обычно пелитизированным ортоклазом-пертитом, содержащим до 15–35% струйчатых пертитов распада, реже — четко решетчатым, просто сдвойникованным микроклином. Иногда калиевый полевой шпат обрастает альбитовой рубашкой или замещается шахматным альбитом. Щелочной амфибол (2–4, не более 6%) представлен рибекитом или арфведсонитом; встречается энигматит. Минерал образует короткопризматические, шестоватые, игольчатые кристаллы, реже — зерна неправильной формы и скелетные выделения; иногда отмечаются агрегаты из микроигольчатых индивидов. Рибекит и арфведсонит

резко плеохроируют от темно-синего до зеленовато-бурого цвета. Энигматит представлен пластинчатыми выделениями неправильной формы; плеохроирует в темных красно-коричневых тонах. Эгирин (0–2%) образует шестоватые и игольчатые кристаллы, иногда собранные в сноповидные скопления. Реже минерал встречается в виде неправильных выделений в интерстициях зерен кварца и калиевого полевого шпата. Плеохроирует от буровато-желтого до ярко-зеленого цвета; иногда бесцветен. Изредка отмечается биотит (1–2%), бурый, красно-коричневый, образующий неправильные пластинки или мелкочешуйчатый агрегат.

Характерной особенностью магматических автохтонных гранитов является наличие в них множества округлых меланократовых шпиров с четко очерченными границами, состоящих из минералов вмещающих гранитов в ином количественном соотношении: *КПШ* – 5–10%, *Пл* № 20–25 – 40–50%, *Кв* – 0–5%, *Би* – 40–50%, *Риб* – 50–80%, *Эз* – 50–90% и примеси (до 20–25%) реликтовых минералов метагранитов: биотита, плагиоклаза и др.

Отметим некоторые общие закономерности состава, строения и генезиса автохтонных гранитоидов Западной Монголии.

1. Состав гранитоидов в основном определяется составом матрицы. В структурах, сложенных вулканогенно-осадочными толщами основного-среднего состава, развиты преимущественно меланократовые гранитоиды геосинклинальной габбро-диоритовой субформации. В структурах, сложенных кислыми осадочными породами, образуется геосинклинальная диорит-плагиогранитная субформация или моногеосинклинальная гранодиоритовая формация. В орогенной гранитной – щелочногранитоидной формации, образовавшейся по лейкократовым геосинклинальным гранитоидам, преобладают нормальные граниты и сиениты. Если матрицей для орогенных гранитов служат меланократовые геосинклинальные гранитоиды, орогенная формация представлена в основном субщелочными и щелочными гранитами и плагиосиенитами.

2. Все петрографические разновидности гранитоидов в составе формаций либо связаны постепенными переходами и встречаются в тесном (сантиметры – первые метры) чередовании, либо обнаруживают взаимные интрузивные прорывания: габбро – плагиогранитом, плагиогранит – габбро или нормальный гранит прорывается щелочным, щелочной гранит – нормальным.

3. По одной матрице (например, основного состава) в процессе палингнеза образуются различные гранитоиды (например, в одних случаях – субщелочные граниты, в других – плагиосиениты).

4. Региональным признаком каш и автохтонных магматических гранитоидов является постоянное присутствие в них меланократовых реститов и шпиров. Устанавливается, что количество последних: а) увеличивается от геосинклинальной к моногеосинклинальной формации и достигает максимума в орогенных, особенно субщелочных и щелочных гранитоидах, б) закономерно уменьшается от эндоконтактных зон к центральным частям автохтонных плутонов.

5. Обычно анатектические выплавки на фронтах магматического замещения принадлежат к иным минеральным фациям по сравнению с домагматическими метасоматитами в экзоконтактах и магматическими гомогенными

гранитоидами в центральных частях автохтонных плутонов. Так, в габбровых и плагиогранитных массивах анатектиты представлены амфиболовыми диоритами (см. рис. 20, AIV, VI, VII), в плагиогранитных или гранодиоритовых — гранитами (AIV, VII, IX), в массивах, сложенных нормальными и щелочными гранитами или плагиосиенитами — двуполевошпатовыми субщелочными гранитами (ГIII—V; VIII, IV).

6. Объем интрузивных гранитоидных тел на территории региона не превышает 5–15% от объема автохтонных плутонов.

Обобщенная петрогенетическая схема гранитоидного палингенеза

1. Все разновидности гранитоидов: амфиболовые габбро и диориты, плагиограниты, гранодиориты, граниты геосинклинальной формации, гранодиориты моногеосинклинальной, нормальные, субщелочные, щелочные граниты, плагиосиениты орогенной формаций образовались палингенным путем. Об этом свидетельствуют: а) геолого-петрографическое изучение детерминированных разрезов автохтонных плутонов; б) отчетливая корреляция состава гранитоидов с составом матриц; в) параллельное латеральное хронологическое скольжение гранитообразования.

2. Во всех генетических фациях палингенеза (домагматических метасоматитах, анатектитах, кашах, нерасщепленных магматических гранитоидах) петрографические разновидности в составе каждой формации связаны постепенными переходами или обнаруживают (исключая метагранитоиды) взаимные интрузивные прорывания, являясь, следовательно, одновременными минеральными фациями, но не последовательными фазами. Геологические образы типа¹: а) ← матрица основного состава ← метагаббро ←, ← матрица среднего состава ← метадiorит ←, ← матрица кислого состава ← метаплагиогранит ← (AII—IV; ДI—III; EII, II—IV)², б) ← матрица основного состава ← метагаббро ← метадiorит ← метаплагиогранит ← (ДI—V), в) ← матрица основного состава ← метагаббро+анатектическое габбро ← метадiorит + анатектический диорит ← метаплагиогранит + анатектический плагиогранит ← нерасщепленный магматический плагиогранит ← (ДI—V, VII, IX), с зонами (мощностью сантиметры — первые метры) — приводят к заключению, что перечисленные зоны являются изометрическими фациями химических условий; причем в первом типе зональности (а) они определяются составом матриц, а во втором и третьем (б и в) типах — преимущественно составом сквозьмагматических растворов. Эта характеристика остается постоянной (в интервалах минеральной фации) для зональности типа: ← анатектический диорит ← магматический диорит ← (ДVI—IX, EIII, V, VII); ← анатектический субщелочной гранит ← магматический субщелочной гранит (BVII—X) — или меняется вдоль потока сквозьмагматических растворов, например, в зональности: ← анатектический плагиогранит ← магматический плагиогранит ← магматический диорит ← магматическое габбро ← (EIII, V, VII—IX).

3. Наиболее широко распространены палингенные серии типа: ← мета-

¹ Стрелки означают направление потока сквозьмагматических растворов; вертикальные линии — фронты анатектического плавления.

² Здесь и ниже по разделу см. рис. 20.

плаггиогранит ← анатектический диорит ← магматический плаггиогранит ← (AIV, VI–IX) или ← метаплаггиосиенит ← анатектический двуполевошпатовый субщелочной гранит ← магматический плаггиосиенит ← (BIII–V). Способ их образования, не объяснимый в рамках обобщенной схемы палингенеза, обсуждается ниже, в его петрологической модели.

ПЕТРОЛОГИЯ ГРАНИТОИДНОГО ПАЛИНГЕНЕЗА

Количественную петрологическую модель палингенеза можно получить, усредняя результаты анализа петрохимии и минералогии множества детерминированных разрезов палингенных гранитоидов в каждой минеральной фации. В таких разрезах минералогические пробы гранитоидов, разделенные геолого-петрографическими методами по принадлежности к одной из генетических фаций, внутри них расположены в соответствии с монотонным изменением химического состава гранитоидов. Петрохимическая эволюция палингенеза в разрезах, принадлежащих различным минеральным фациям, существенно различается, что затрудняет анализ ее общих закономерностей. В таком случае целесообразно на основе обобщенной петрогенетической схемы разработать априорную теоретическую модель, прогнозирующую петрохимическую эволюцию палингенеза без учета его формационных и фациальных особенностей и затем сопоставить ее с петрохимией реальных детерминированных разрезов.

Петрохимия и минералогия детерминированных разрезов палингенных гранитоидов

Общим свойством доагматических метасоматитов, в которых и осуществляется анатексис, является развитие в их передовой части колонки осаждения с последовательно увеличивающимся числом минералов, которая после достижения в тыловой зоне некоторого максимального числа минералов, определяемого составом вступающего раствора и матрицы, сменяется в тыловой части колонкой замещения с последовательно уменьшающимся числом минералов [56, 102].

Следовательно, в полной колонке осаждения–замещения наиболее многоминеральной будет ее центральная зона, являющаяся одновременно тыловой зоной колонки осаждения и головной зоной колонки замещения. Так как эта зона сложена максимальным числом минералов, она наиболее близка к эвтектике данной минеральной фации (но не по количественному соотношению минералов, которое определяется только массами инертных компонентов и в общем случае отличается от эвтектического) и поэтому может быть названа "анхизвтектической" зоной. Остальные зоны и колонки осаждения и колонки замещения, обладающие котектическими композициями минералов, образуют в совокупности две "метасоматические котектики". Если вообразить линию ликвидуса полной доагматической метасоматической колонки, то она совпадает с линией ликвидуса на диаграмме кристаллизации соответствующей гранитной системы, причем эвтектический минимум ее попадет на анхизвтектическую зону колонки. При температуре плавления эта зона превратится в кашу из эвтектического расплава с порфиробластами излишних против состава эвтектики метасо-

матических минералов, тогда как остальные зоны метасоматических котектик осаждения и замещения останутся в твердом состоянии.

Возможны два крайних варианта палингенеза, определяемых соотношением скорости разрастания метасоматической колонки (привноса вещества) со скоростью перемещения в толще пород изограды температуры плавления (привноса тепла).

1. Скорость привноса вещества больше скорости привноса тепла — прогрессивный термодинамический тип палингенеза. До температуры плавления нагревается полностью сформированная колонка осаждения—замещения. Анатексис осуществляется только в анхизвтектической зоне и не покидает ее пределы, так как разрастание зоны происходит быстрее, чем разрастание очага плавления. Гомогенизация каши осуществляется в результате изотермической реакции надэвтектических порфиробластов с веществом, поставляемым сквозьмагматическими растворами. Расплав с момента своего зарождения до полного исчезновения метасоматических порфиробластов сохраняет эвтектический состав и температуру. Минералогическим признаком прогрессивного палингенеза является отсутствие в каше порфиробластов минералов колонки осаждения и присутствие избыточных порфиробластов анхизвтектической зоны и колонки замещения.

2. Скорость привноса тепла превышает скорость привноса вещества — регрессивный термодинамический тип палингенеза. Домагматический метасоматоз накладывается на матрицу, нагретую выше температуры данной гранитоидной эвтектики. Анатексис начинается в тыловой зоне метасоматической колонки осаждения, сложенной тем меньшим числом минералов, чем сильнее перегрета матрица по отношению к эвтектической температуре. Из-за наступившего плавления колонка замещения не образуется вообще. Несмотря на то что плавление начинается в зоне с котектическим минеральным парагенезисом, перегретой относительно температуры эвтектики, первая порция анатектического расплава имеет эвтектические температуру и состав. Гомогенизация образовавшейся каши осуществляется путем эндотермической реакции первой порции расплава с надэвтектическими метасоматическими порфиробластами колонки осаждения, без привноса вещества. В процессе гомогенизации каши температура расплава повышается и состав изменяется от эвтектического вдоль метасоматической котектики осаждения. При достаточной перегретости матрицы расплав может покинуть зону своего зарождения и будет последовательно захватывать расположенные впереди зоны колонки осаждения со все уменьшающимся числом минералов вплоть до головной, мономинеральной зоны. Минералогическими признаками регрессивного палингенеза будут отсутствие в каше порфиробластов минералов колонки замещения и присутствие минералов колонки осаждения.

Поясним сказанное следующим простейшим примером. Пусть зона колонки осаждения сложена одним однокомпонентным минералом (минералом-компонентом) A и нагрета до температуры T , более низкой, чем температура плавления минерала A . Добавим какое-то количество компонента b . Этим мы переведем породу в двухкомпонентную систему $a-b$, имеющую эвтектическую точку с температурой T_{ab} и составом E_{ab} . T_{ab} может быть $\geq T$, но между ними обязателен разрыв и нельзя (при постоянных

интенсивных параметрах системы) постепенным добавлением компонента b достичь постепенного сближения и совпадения T_{ab} с T .

Если T_{ab} окажется $< T$, то в зоне, сложенной минералом-компонентом A , образуется эвтектический расплав состава E_{ab} , с температурой T_{ab} в объеме, определенном массой добавленного компонента b . Если теперь температурная депрессия $\Delta t = T - T_{ab}$, возникшая при появлении первой порции эвтектического расплава, выравнивается быстрее за счет притока тепла с уровня T , чем осуществляется привнос в очаг плавления компонента b (а это и есть условие регрессивного палингенеза), то первый расплав будет эндотермически реагировать с минералом-компонентом A , увеличивая свой объем, приближая температуру к T и меняя состав по котектике системы $a-b$, в направлении увеличения содержания компонента a и уменьшения b .

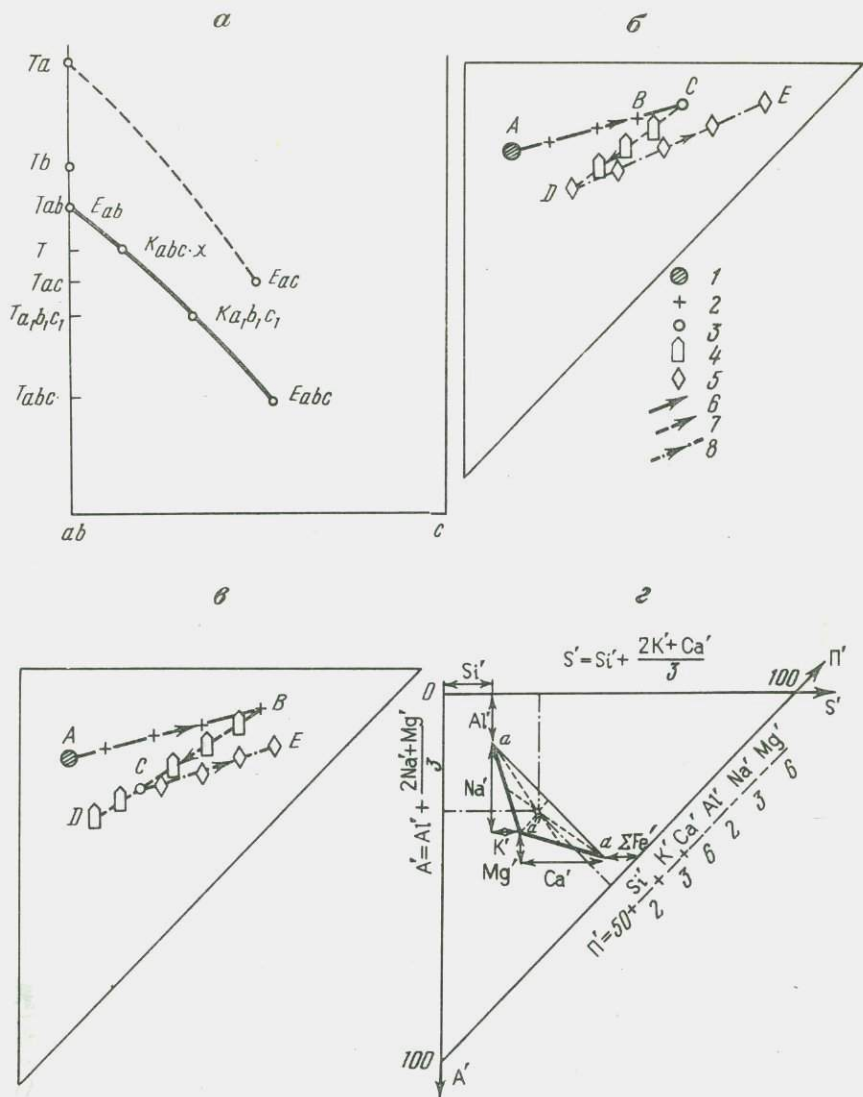
Если при добавлении в систему из минерала-компонента A компонента b температура T_{ab} окажется $> T$, плавления не произойдет и для его начала потребуются добавление компонента c , а затем, возможно, d и т.д., пока температура эвтектики системы, последовательно усложняющейся на один компонент, не упадет ниже T . Пусть температура эвтектики $T_{abc} < T$. Тогда можно повторить все предыдущие рассуждения, имея только в виду, что компонент b , привнесенный ранее компонента c в породе из минерала-компонента A , образует в ней двуминеральную анхизвтектическую зону колонки осаждения $A + B$, в которой и начинается выплавление эвтектики E_{abc} при T_{abc} в объеме, эквивалентном массе добавленного компонента c (рис. 21, a).

Сделаем из изложенного некоторые выводы, необходимые для понимания дальнейшего.

1. Если добавление компонентов b в систему из минерала-компонента A не вызывает появления эвтектического расплава состава E_{ab} , то $T_{ab} > T$. Следовательно, по определению, по отношению к компоненту b процесс прогрессивен. Если теперь добавление компонента c в систему из двух минералов-компонентов A и B приведет к появлению эвтектического расплава состава E_{abc} , то $T_{abc} < T$, и тот же процесс, по определению, по отношению к компоненту c будет регрессивным. Порядок привноса компонентов в систему определяется их дифференциальной подвижностью; следовательно, один и тот же процесс может оказаться прогрессивным по отношению к более подвижному и регрессивным по отношению к менее подвижному компоненту (назовем их соответственно прогрессивным и регрессивным). В системе из минералов-компонентов A и B для начала плавления недостает компонента c ; следовательно, его можно определить как "недостающий регрессивный петрогенный компонент" (далее для краткости — НРПК), осаждение которого вызывает начало анатексиса.

2. В зависимости от величины $\Delta t = T - T_{abc}$ (т.е. степени перегрева, например, двухзонной колонки осаждения $A|A+B|$ по отношению к эвтектической температуре T_{abc}) и соотношения масс компонентов a , b и c плавление заканчивается различно.

Пусть при температуре T состав расплава на одной из котектик системы $a-b-c-K_{abc}$. Добавим к системе $a-b$ компонент c (являющийся, как показано, НРПК). Образовавшийся в результате эвтектический расплав состава E_{abc} и температуры T_{abc} будет эндотермически реагировать



Р и с. 21. Принципиальные схемы процесса плавления двухкомпонентной системы $a-b$ с привнесом компонента c (а), эволюции петрохимических составов палингенных гранитоидов в процессах гранитообразования (б – регрессивного, в – прогрессивного) и способ построения петрохимических характеристик A, S, Π' и Π на диаграмме В.Н. Лодочникова (г)

a – проекция трехмерной диаграммы $d-b-c$, ось b которой направлена из точки a перпендикулярно плоскости $a-c$ на эту плоскость

1 – исходные породы; 2–5 – гранитоиды: 2 – метасоматические, 3 – анатектические, 4 – каша, 5 – магматические нерасщепленные; 6–8 – направления петрохимической эволюции гранитоидов: 6 – метасоматических, 7 – каша, 8 – магматических нерасщепленных

с избыточными минералами-компонентами А и В, поглощая при этом тепло, поступающее с уровня Т, и компонент с и изменяя свой состав по котектике от E_{abc} в направлении K_{abc} . Масса добавленного компонента с мала и реакция расплава с минералами-компонентами А и В окончится в точке K_{abc} образованием расплава состава K_{abc} с температурой Т, равновесного с непрореагировавшими минералами А и В. Их дальнейшее исчезновение будет происходить уже изотермически при реакции с привносимым компонентом с, т.е. по прогрессивному термодинамическому типу.

Итак, один и тот же палингенный процесс может обладать прогрессивным или регрессивным термодинамическим типом по отношению не только к различным, но и (на разных стадиях) к одному и тому же компоненту.

Очевидно, что прогрессивные и регрессивные серии палингенных гранитоидов должны иметь различную петрохимическую эволюцию. На петрохимической диаграмме метасоматическая колонка осаждения, представляющая собой метасоматическую котектику, будет изображаться серий составов, соединяющей матрицу с определенной гранитоидной анхизвтектикой. Метасоматическая колонка замещения будет изображаться серией составов, соединяющей гранитоидную анхизвтектику с тыловой, в пределе мономинеральной зоной.

При регрессивном палингенезе (рис. 21, б), когда колонка замещения не образуется, серия составов метагранитоидов (отрезок АВ) закончится анхизвтектикой (т. В), расположенной между матрицей (т. А) и гранитоидной звтектикой (т. С), причем величина разрыва В—С будет увеличиваться по мере усиления перегретости матрицы по отношению к звтектической температуре. При прогрессивном варианте развитие метасоматической колонки замещения обязательно, и в тем более широких масштабах, чем позже наступает плавление. Соответственно на петрохимической диаграмме фигуративные точки составов зон колонки замещения будут "проскакивать" точку состава звтектики (рис. 21, в, т. С) в сторону минерала, слагающего тыловую зону колонки (т. В). Величина "проскока" В—С отразит разницу в скоростях разрастания колонки и повышения температуры.

Гомогенизация каши приведет к появлению ряда гранитоидов с составами, меняющимися от звтектического вдоль метасоматической котектики под некоторым углом к ней (регрессивный вариант), либо вдоль линии, соединяющей фигуративные точки конечных составов тыловых зон колонки замещения (рис. 21, в, т. В) с точкой звтектики (т. С) и продолжающейся в том же направлении дальше, вдоль метасоматической котектики до т. D (прогрессивный вариант).

Примеры эволюции реальных петрохимических составов гранитоидов в регрессивном и прогрессивном палингенезе изображены кривыми на рис. 22, В, Е¹. Принципиальное сходство их с априорно построенными кривыми (рис. 21) очевидно. Минеральные парагенезисы в соответствующих разрезах приведены в табл. 6. В регрессивных сериях, например, в плаггиосенитах (рис. 22, см. вкл. В; табл. 6), колонка замещения отсут-

¹ На рис. 20, 22 и в табл. 6, 8 одинаковыми буквами обозначены одинаковые разрезы.

Таблица 6

Минеральные парагенезисы палингенных серий Западной Монголии

Генетические фации	Номер пробы	Структурные группы минералов			
		исходных пород и их реликтов	метасоматических порфиобластов	анатектических аплитов	гомогенных гранитоидов
Орогенные регрессивные плагиосиениты-субщелочные граниты (В)					
ИП	622/25	<i>Пл₅₀ Би Пи</i>			
	055/2	<i>Пл₅₀ Би РО</i>	<i>Пл₃₅</i>		
ДМ	623/27	<i>Пл₅₀ Би Мт</i>	<i>Пл₃₀-КПШ</i>		
	053/6	<i>Пл₄₀ Би Пи</i>	<i>Пл₃₀-КПШ</i>	<i>РО</i>	
	623/1	<i>Пл₃₅ Би Пи</i>	<i>Пл₂₅-КПШ</i>	<i>Кв РО</i>	
	055/18, 623/3	<i>Пл₂₅ Би</i>	<i>Пл₂₅-КПШ</i>	<i>Кв Би РО</i>	
	623/2	<i>Пл₃₅ Пи</i>	<i>Пл₂₅-КПШ</i>	<i>Кв Би РО</i>	
	053/8	<i>Пл₃₅</i>	<i>Пл₂₅-КПШ</i>	<i>Кв Би РО</i>	
	053/5	<i>Пл₃₅</i>	<i>Пл₂₀-КПШ</i>	<i>Кв Би РО</i>	
АВ	062/9			<i>Пл₅ КПШ Кв РО</i>	
	659/8			<i>Пл₁₀ КПШ Кв Би</i>	
	053/11			<i>Пл₁₀ КПШ Кв РО</i>	
	619/16			<i>Пл₁₀ КПШ Би РО</i>	
К	659/5, 656/2		<i>Пл₁₅-КПШ Кв Би</i>	<i>Пл₁₀ КПШ Кв Би РО</i>	
	659/1		<i>Пл₁₅-КПШ Би</i>	<i>Пл₁₅ КПШ Кв Би РО</i>	
	062/5		<i>Пл₂₀-КПШ Пи</i>	<i>Пл₁₅ КПШ Кв РО</i>	
	623/9		<i>Пл₁₅-КПШ РО</i>	<i>Пл₁₅ КПШ Кв Би</i>	
ГР	623, 656/1				<i>Пл₂₀ КПШ Кв Би РО</i>
	055/19, 623/19				<i>Пл₂₅ КПШ Би РО</i>

Таблица 6 (окончание)

Генетические фации	Номер пробы	Структурные группы минералов			
		исходных пород и их реликтов	метасоматических порфиробластов	анатектических аплитов	гомогенных гранитоидов
Геосинклинальные прогрессивные гранодиориты-граниты (Е)					
ИП	31	<i>Пл_{1,0} КПШ Кв Би Му Фиб</i>			
	6	<i>Пл_{1,0} Кв Би Фиб</i>	<i>Пл_{2,0} Би</i>		
ДМ	2	<i>Пл_{1,0} Кв Би Фиб</i>	<i>Пл_{2,0} КПШ Кв Би</i>		
	5	<i>Пл_{1,0} Кв Би Му</i>	<i>Пл_{1,5} КПШ</i>		
К	19		<i>Пл_{2,0} КПШ Кв Би</i>	<i>Пл_{2,0} КПШ Кв Би</i>	
	30		<i>Пл_{2,0} КПШ Му</i>	<i>Пл_{2,0} КПШ Кв Би</i>	
	23		<i>Пл_{2,0} КПШ Би</i>	<i>Пл_{2,0} КПШ Кв Би</i>	
АВ	37, 38			<i>Пл_{2,5} КПШ Кв Би</i>	
	26			<i>Пл_{2,0} КПШ Кв Би</i>	
ГР	18, 21, 17, 20, 29				<i>Пл_{2,0} КПШ Кв Би</i>
	16				<i>Пл_{2,0} КПШ Кв Гр</i>
	24, 25, 22				<i>Пл_{2,0} КПШ Кв Му</i>

Примечания. ИП – исходные породы, ДМ – доагматические метасоматиты, АВ – анатектические выплавки, К – каши, ГР – гомогенные расплавы.

ствует; фиксируется закономерное уменьшение числа минералов в ряду проб гранитоидов, отражающих последовательное развитие процесса в анатектической и магматической генетических фациях. Это означает, что первые порции анатектического расплава, имеющего эвтектический субщелочногранитный состав, в процессе гомогенизации каши повышают свою температуру и, резорбируя реликтовые порфиробласты метгранитоидов, приобретают котектический плагиосиенитовый состав. Наоборот, интенсивное развитие колонок замещения наблюдается в сериях, возникших прогрессивным путем, например, в гранодиоритах (рис. 22, Е, табл. 6)¹. Здесь минеральные парагенезисы анатектических и магматических гранитоидов насчитывают одинаковое число минералов, что свидетельствует о близости соответствующих расплавов к эвтектическим составам.

Генерализованные петрохимические и петрологические модели гранитоидного палингенеза

Из предыдущего очевидно, что на петрохимической диаграмме расстояния между фигуративными точками матрицы, метасоматита, анатектита, каши и гомогенного гранитоида, или что то же, различия в содержаниях ПЭ между этими генетическими фациями детерминированного разреза, могут служить количественными характеристиками петрологической модели палингенеза — системы тезисов, описывающих этот процесс в условиях реальных минеральных фаций и формаций гранитоидов. Для этого нужно в каждой минеральной фации синтезировать генерализованную (обобщенную) палингенную серию. Последняя является "средним арифметическим" всех детерминированных разрезов и их сегментов (т. е. обобщенной матрицей, обобщенным метасоматитом и т. д.), принадлежащих этой минеральной фации. Синтез генерализованных палингенных серий: а) необходим, так как только такая серия описывает палингенез в условиях минеральной фации в целом, тогда как каждый детерминированный разрез охватывает лишь интервал условий в той минеральной фации, к которой он принадлежит; б) возможен, если допустить, что породы детерминированных разрезов и генерализованных палингенных серий сложены однокомпонентными минералами (минералами—компонентами), в роли которых выступают окислы ПЭ. Только при таком допущении средние составы генетических фаций генерализованных палингенных серий можно выразить в виде суммы окислов ПЭ. Сравнение средних содержаний ПЭ (далее — МЭ) в генетических фациях палингенной серии осуществляется с помощью коэффициента вариации V (см. примечания к табл. 7).

Далее на основе петрогенетической схемы разрабатываются априорные генерализованные (без учета реальной формационной и фациальной принадлежности) петрохимические модели, прогнозирующие вещественную эволюцию в обобщенной (в рамках гипотетической минеральной фации) палингенной серии. Подстановка в априорные петрохимические модели средних составов реальных метасоматитов, анатектитов и т. д., принадле-

¹ В табл. 6–9 в качестве примера рассмотрены только некоторые из проанализированных детерминированных разрезов и минеральных фаций.

Таблица 7

Петрохимические характеристики палингенеза в различных минеральных фациях гранитной-щелочногранитоидной формации Западной Монголии

Минеральные фации	Петрогенные элементы	Термодинамический тип процессов гранитообразования		Петрохимические характеристики			
		прогрессивный	регрессивный	интенсивность домагматического метасоматоза, Δп		степень перегретости матриц по отношению к температурам гранитоидных эктектик, Δг	
				AB	BC	CD	CE
Моношпатовые субщелочные граниты	Si		+	+7,6	-6,0		0,8
	Al		+	+4,3	-12,9		3,7
	Fe		+	+31,3	-37,2		
	Mg		+	+56,6	-71,4		33,3
	Ca		+	+50,9	-44,4		
	Na		+	-2,5	-12,3		13,5
Двуполюсовошпатовые субщелочные граниты	K	+		+57,1	+10,0		
	Si		+	+5,4	-6,2	0,2	
	Al		+	0	-12,9	2,8	
	Fe		+	+21,8	-34,3		
	Mg		+	+46,0	-65,5	16,6	
	Ca		+	+39,1	-37,2		
Щелочные граниты	Na	+		+9,3	+9,3		
	K	+		+54,7	0		
	Si		+	+10,7	-3,1		1,4
	Al		+	+12,3	-7,5		1,3
	Fe		+	+31,3	-45,8		39,5
	Mg		+	+73,3	-42,8	11,1	
	Ca		+	+75,7	-57,1		33,3
	Na	+		+7,1	+3,4		
	K	+		+48,9	-1,4		

Примечания. 1. А, В, С, D, E — средние содержания компонентов соответственно: А — в исходных породах, В — в метасоматических гранитоидах, С — в анатекститах, D — в кашах, E — в гомогенных магматических гранитоидах. Различия в содержаниях (положим, АВ) оцениваются коэффициентом вариации $V = \frac{A-B}{A+B} \cdot 100\%$.

2. При сравнении АВ величина V имеет знак "+", если монотонно меняются ABC,

и знак "-", если BAC; при сравнении BC величина V имеет знак "+", если монотонно меняются ACB, и знак "-", если ABC; при сравнении CE или DE в графах 9, 10 величина V имеет знак "+", если направления изменения AC и CE (DE) совпадают, и знак "-", если не совпадают.

3. Статистически достоверные значения V и значки, изображающие статистически установленный характер процесса гранитообразования, даны полужирным.

Петрохимические характеристики						
интенсивность изотермической эволюции химического состава гомогенного расплава, Δс		интенсивность процесса гранитообразования для аллохтонных элементов, +Δm		интенсивность процесса гранитообразования для автохтонных элементов		
CE	DE	AE	AC	унаследованных, °Δm		захваченных, *Δm
				CE	CD	AE
			13,6			
				3,7		13,5
				33,3		68,5
				13,5		94,7
						95,3
-5,8		41,3				
	+0,8		11,6			
	+2,8				2,8	12,9
+7,6						63,7
	+16,6				16,6	111,5
+14,2						90,5
+4,8		4,8				
-7,8		46,9				
			13,8		1,3	
					39,5	18,5
						37,6
				25,0	33,3	11,1
						130,0
						99,6
+8,6		12,3				
-5,8		44,5				

и знак "-", если BAC; при сравнении BC величина V имеет знак "+", если монотонно меняются ACB, и знак "-", если ABC; при сравнении CE или DE в графах 9, 10 величина V имеет знак "+", если направления изменения AC и CE (DE) совпадают, и знак "-", если не совпадают.

3. Статистически достоверные значения V и значки, изображающие статистически установленный характер процесса гранитообразования, даны полужирным.

4. В приведенных в качестве примера минеральных фациях вынесенные компоненты (-Δm) отсутствуют.

причем часть компонентов из растворенных минералов переходит в осаждаемые минералы. Следовательно, генерализованную гипотетическую метасоматическую зональность, сложенную, как допускается, однокомпонентными минералами, можно представить в виде совокупности трех колонок: растворения, осаждения и замещения. Первая сложена минералами-компонентами, находящимися в матрице в избытке против гранитоидной эктектики (излишние компоненты), а вторая и третья состоят из минералов-компонентов, недостающих в матрице для осуществления эктектического плавления (недостающие компоненты).

Петрохимическая модель домагматического метасоматоза сводится к системе положений типа: если монотонно увеличиваются средние содержания ПЭ в последовательности: матрица—метагранитоид—анатектит — во всех трех метасоматических колонках (растворения, осаждения, замещения) и, следовательно, в генерализованной колонке, по мере возрастания дифференциальной подвижности компонента увеличивается степень различия ($+\Delta n = V$) его средних содержаний между матрицей и метагранитоидом и уменьшается степень различия ($-\Delta n = V$) его средних содержаний между метагранитоидом и анатектитом. Величина Δn , таким образом, может служить количественной мерой метасоматической проработки матрицы в отношении этого компонента до начала плавления и будет отражать его дифференциальную подвижность (табл. 7).

Процесс прогрессивен в отношении недостающего компонента, формирующего колонку замещения, и излишнего компонента, отсутствующего в колонке растворения. В регрессивном процессе недостающий компонент не образует колонки замещения, излишний компонент участвует в колонке растворения. Обычно процесс прогрессивен по отношению ко всем, кроме наименее подвижного НРПК, недостающим компонентам. В роли НРПК выступают обычно Si, реже K, Mg или Al, в домагматическом метасоматозе НРПК является "вполне подвижным избыточным" [54].

Гомогенизация каш. Как показано (стр. 62), гомогенизация каш осуществляется в предельных случаях двумя разными путями — прогрессивным или регрессивным. Во всех проанализированных минеральных фациях палингenez прогрессивен в отношении наиболее подвижных и регрессивен в отношении наименее подвижных ПЭ. Степень перегретости матриц (Δt) по отношению к данному компоненту будет количественно определяться разницей (коэффициентом вариации V) в средних содержаниях его в анатектитах и гомогенных гранитоидах при регрессивной гомогенизации и анатектитах и кашах при регрессивно-прогрессивной (см. табл. 7).

Источники и коллекторы петрогенных элементов.

1. Элемент, привнесенный в палингенные гранитоиды, является аллохтонным, перешедший в них из матриц — автохтонным.

2. Интенсивность привноса аллохтонного элемента ($+\Delta m$) количественно оценивается различием (коэффициентом вариации V) его средних содержаний между матрицей и гомогенным гранитоидом или анатектитом.

3. Коллекторами автохтонных элементов могут служить: а) для вынесенных — объем горных пород, располагающихся перед фронтом домагматического метасоматоза; б) для "унаследованных" — гомогенные гранитоиды, в) для "захваченных" — шпирсы в гомогенных гранитоидах, представляющие собой реликты колонки растворения. Если автохтонный компонент прогрессивен, реализуется первый, если регрессивен — второй и третий варианты. Соответственно интенсивность выноса прогрессивного компонента ($-\Delta m$) или степень захвата регрессивного ($+\Delta m$) оценивается значениями коэффициента вариации V между матрицами и гомогенными гранитами, степень наследования ($*\Delta m$) — значениями V между анатектитами и гомогенными гранитами или кашами, если их гомогенизация осуществляется по промежуточному типу с преобладанием регрессивного варианта (см. табл. 7).

Петрологическая модель палингенеза

В петролого-тектонических формациях палингенных гранитоидов Западной Монголии выделяются следующие минеральные фации. В геосинклинальной габбро-диорит-плагиигранитовой формации: граниты (4–5: *КПШ, П_{15–20}, Кв, Би ± РО*)¹, гранодиориты (4: *КПШ, П_{20–25}, Кв ± Би ± РО*), плагииграниты (3: *П_{25–25}, Кв ± Би ± РО*), диориты (4: *П_{30–35}, Кв, Би, РО*), габбро (3: *П_{35–40}, РО ± Би ± Кв*). В моногеосинклинальной гранодиоритовой – единственная минеральная фация (3: *П_{15–25}, Кв ± Би ± РО*)². В орогенной гранитной – щелочногранитоидной: нормальные (4: *КПШ, П_{12–18}, Кв, Би*), двуполевошпатовые (4–5: *КПШ, П_{10–15}, Кв, Гас ± Би*) и моношпатовые (3: *КПШ, Кв ± Би ± Гас*) субщелочные, моношпатовые и двуполевошпатовые щелочные граниты (3: *КПШ, Кв ± П_{0–10} ± Риб ± Эг ± Би*) и плагииосиениты (3: *КПШ, П_{10–20} ± Гас ± Би*).

В среднем для минеральной фации в каждой из трех формаций наиболее подвижными из недостающих компонентов оказываются K_2O и Na_2O (не считая избыточного кремнезема), которые и следует принять виртуальными вполне подвижными компонентами. Следовательно, парагенезисы минералов гранитоидов Западной Монголии в зависимости от μK_2O и μNa_2O можно описать с помощью известной пучковой диаграммы Д.С. Коржинского [54].

При анализе табл. 7 устанавливается: наиболее многоминеральные фации образуются по наименее перегретым матрицам и, таким образом, имеют максимально приближенные к эвтектическим составы. Наоборот, фации с редуцированным числом минералов развиваются по сильно перегретым матрицам, т. е. обладают котектическими минеральными композициями. Это означает, что выплавляющиеся в разных условиях щелочности гранитоидные эвтектики при регрессивной гомогенизации каш изменяют свой состав в соответствии со степенью перегретости исходных пород. Другими словами, парагенезисы гранитоидных пород Западной Монголии описываются трехмерной пучковой диаграммой в координатах $\mu K_2O - \mu Na_2O - \Delta t$, сечение $\mu K_2O - \mu Na_2O$ которой представляет собой гранитоидный пучок Д.С. Коржинского, а значения Δt отражают степень перегретости матриц по отношению к температурам гранитоидных эвтектик. Таким образом, минеральные фации, существующие в интервалах значений Δt , являются фациями регрессивной гомогенизации каш или фациями перегретости.

Например, в гранитной-щелочногранитной формации наименее перегретыми анхивтектическими породами (см. табл. 7) являются двуполевошпатовые субщелочные граниты II поля ($\Delta t = 19,6$). Регрессивная гомогенизация их каш происходит с резким изменением щелочности и приводит к появлению перегретых котектических моношпатовых субщелочных гранитов II поля ($\Delta t = 51,3$), нормальных гранитов I поля ($\Delta t = 89,5$), плагииосиенитов III₁ поля ($\Delta t = 78,7$) и, вероятно, моношпатовых щелочных гранитов III и IV полей ($\Delta t = 86,6$). Следовательно, изменение

¹ Цифры перед символами минералов – обычное количество минералов в максимальной вариантной композиции; фации с одинаковым минеральным парагенезисом различаются количественным соотношением минералов и их составом.

² ± автومتасоматический КПШ.

состава одной и той же эктектики при регрессивной гомогенизации каше может осуществляться апокотектически, по различным котектикам и приводить к возникновению существенно различных по щелочности минеральных фаций переретости.

Петрогенный массообмен

Привнос. В геосинклинальной габбро-диорит-плагиигранитной формации привнос ($+\Delta m$) устанавливается для Na (14,6), Al (5,5) и Si (2,7). В моногеосинклинальных гранодиоритах отмечаются интенсивный привнос для Na (37,9) и K (31,3) и слабый привнос для Si (3,8) и Al (1,3). В орогенной гранитной-щелочногранитоидной формации аллохтонными элементами являются K ($+\Delta m = 38,6$), Si (10,2) и Na (7,6, см. табл. 7). Таким образом, в последовательных генерациях гранитоидов наблюдается закономерная эволюция катионной специализации растворов, инициирующей палингенез: в геосинклинальной формации — Na, Al, Si, в моногеосинклинальной — Na, K, Si, Al, в орогенной — K, Si, Na, что хорошо согласуется с гипотезой, согласно которой излишки щелочей и кремнезема мобилизуются в растворы в определенной последовательности из амфиболитов и гранулитов при их гранулитизации и эклогитизации в процессе наращивания гранулит-базитового слоя континентальной коры [78, 80, и др.].

Вынос. В моногеосинклинальной формации и во всех минеральных фациях орогенных гранитоидов выносимые ПЭ отсутствуют. В геосинклинальной формации Fe, Mg, Ca и K выносятся при палингенезе одних минеральных фаций с одновременным привносом их в другие фации, что позволяет предполагать перераспределение и, следовательно, автохтонный источник элементов.

Наследование и захват. Автохтонный элемент, перешедший из метасоматитов в гомогенный расплав или образовавший в нем шпирь, является соответственно наследованным или захваченным. Наследованные элементы далее не рассматриваются, так как при переходе в палингенные расплавы они перестают участвовать в коровом массообмене. В геосинклинальной формации захват ($o\Delta m$) наименее интенсивен и осуществляется только в некоторых минеральных фациях: Fe (12,7), Mg (9,0), Ca (4,2), K (2,1), Si (0,6). В моногеосинклинальных гранодиоритах интенсивность захвата резко увеличивается ($o\Delta m = 122,3$), составляя для Mg — 71,4, Fe — 43,6 и Ca — 7,3, и достигает максимума в орогенных гранитоидах ($o\Delta m = 208,6$); Mg — 83,2, Ca — 74,5, Fe — 40,6, Al — 10,3. Таким образом, в последовательных формациях гранитоидов интенсивность захвата ПЭ монотонно нарастает: Fe, Mg, Ca, K, Si \rightarrow Mg, Fe, Ca \rightarrow Mg, Ca, Fe, Al. Захваченные элементы в составе твердых, меланократовых шпиров транспортируются на дно магматических камер (или остаются на месте при всплывании гранитных куполов).

Петрогенный массообмен и домагматический метасоматоз. Предполагается, что петрогенный массообмен палингенеза осуществляется между гнейсо-гранитным и гранулит-базитовым слоями континентальной коры. Внутри последнего метаморфические реакции, высвобождающие силикатное вещество, являются инициатором гра-

нитообразования в гнейсовом слое; в процессе палингенеза мафическое вещество матриц в виде меланократовых шпиров опускается вниз, сверху наращивая гранулит-базитовый слой.

Монотонное увеличение интенсивности массообмена между гранулит-базитовым слоем и последовательными генерациями палингенных гранитоидов (Δm составляет в геосинклинальной формации 125,7, в моногеосинклинальной 314,9, в орогенной 328,0) и закономерная эволюция катионного состава растворов-инициаторов гранитообразования свидетельствуют о возрастании мощности и увеличении фациального (по РТ-условиям) разнообразия гранулит-базитового слоя параллельно смене гранитоидных формаций. Этот вывод полностью отвечает имеющимся геологическим и геофизическим данным [42, 46, 80, 84 и др.].

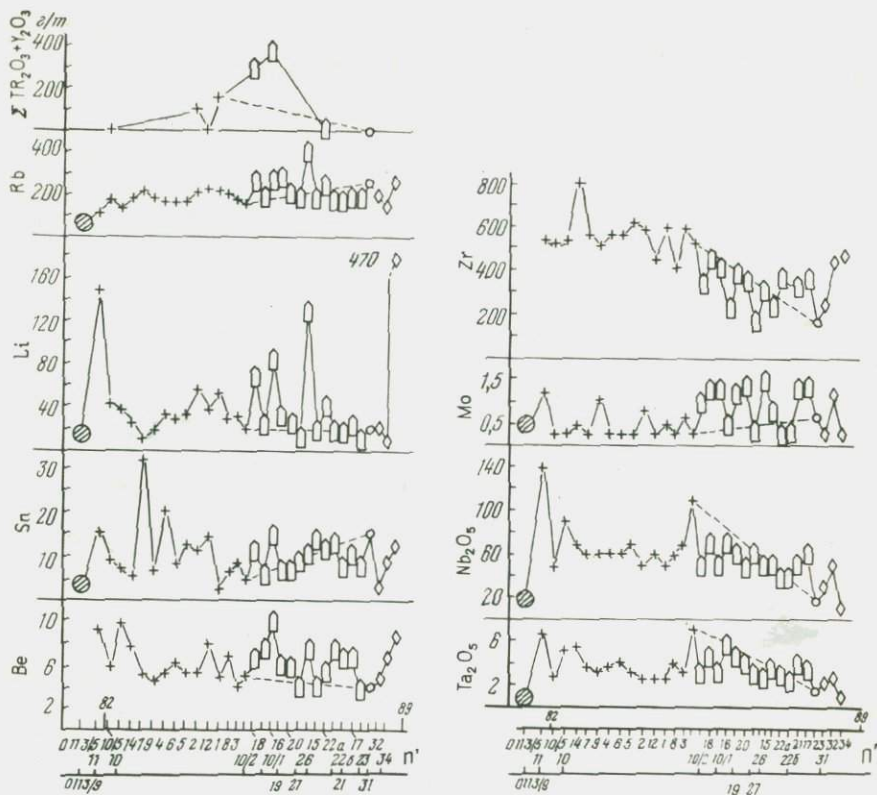
Устанавливается соответствие между особенностями строения домагматических метасоматических колонок, степенью перегретости матриц и петрогенным массообменом палингенеза. Во всех минеральных фациях и формациях привнесенные компоненты являются недостающими и формируют метасоматические колонки осаднения. Вынесенные и наследованные компоненты слагают домагматические колонки растворения перед анхизвтектическими зонами, т. е. являются наиболее подвижными излишними компонентами. Захваченные компоненты образуют тыловые (после анхизвтектической) зоны метасоматических колонок растворения, т. е. оказываются наименее подвижными излишними компонентами.

ГЕОХИМИЯ ГРАНИТОИДНОГО ПАЛИНГЕНЕЗА

Рассматриваются закономерности распределения и поведения Ti, Li, Rb, Ta, Nb, Be, Sr, Mo, U, TR и других МЭ в палингенных гранитоидах Западной Монголии, принадлежащих различным петролого-тектоническим формациям и в их составе минеральным и генетическим фациями. На этой основе: а) обсуждаются основные качественные черты геохимии МЭ в детерминированных палингенных разрезах, б) разрабатываются количественные геохимические модели палингенеза, в) приводится характеристика его металлоносности. Анализ детерминированных геохимических разрезов (один из примеров см. на рис. 23) позволяет установить: а) распределение МЭ в последовательных генетических фациях палингенеза, б) миграционную способность МЭ, в) источники МЭ в автохтонных плутонах гранитоидов.

Распределение микроэлементов в детерминированных разрезах

Распределение МЭ в палингенезе носит волнообразный характер: геохимические кривые, описывающие изменения содержаний МЭ в последовательных генетических фациях, группируются в три типа (рис. 23): А-тип распределения, характеризующийся монотонным возрастанием содержаний МЭ от матриц через метасоматические к анатектическим, кашам или магматическим нерасщепленным фациям (Rb), В-тип с вы выраженным максимумом концентраций МЭ в метасоматитах или (реже) в кашах (TR, Ta) и С-тип, являющийся комбинацией двух первых, к нему



Р и с. 23. Геохимическая эволюция в детерминированном разрезе щелочных гранитов
Усл. обозначения те же, что и на рис. 21

относятся кривые с двумя максимумами содержаний МЭ в метасоматических и магматогенных (анатектитах, кашах, нерасщепленных) фациях (Mo, Nb, Li, Be, Sn).

Миграционная способность микроэлементов в палингенезе. Миграционная способность МЭ оценивается расстояниями по детерминированному геохимическому разрезу между пиками их максимальных концентраций и фронтом магматического замещения, которому отвечает первая анатектическая выплавка (см. рис. 23; табл. 8). По мере увеличения этого расстояния миграционная способность МЭ возрастает в метасоматитах и уменьшается в магматических гранитоидах. Ряды миграционной способности МЭ во всех генетических фациях определенного разреза индентичны для гранитоидов, образовавшихся прогрессивным путем (табл. 8, E). В разрезах, описывающих регрессивное гранитообразование, миграционные ряды МЭ в метасоматитах (или в кашах) обратны рядам в остальных генетических фациях (табл. 8, B).

Прогрессивное гранитообразование вызывается потоком сквозьмагматических растворов, осуществляющих перенос МЭ во всех генетических фациях. Поскольку условия кислотности-щелочности в каждой из них

Таблица 8

Миграционная способность микроэлементов в детерминированных геохимических разрезах палингенных гранитоидов

Индексы разрезов	Генетические и минеральные фации гранитоидов	Ряды миграционной способности редких элементов
Е	Метасоматическая	Li Rb Be Ta Nb U Sn
	Магматическая	Li Rb Be Ta U Nb Sn
	Анатектическая	Li Be Rb Ta U Nb Sn
	Каша	Li Rb Be Ta U Sn Nb
	Гранодиориты-граниты	Li Rb Be Ta U Nb Sn
В	Метасоматическая	Sn TR Ta Nb U Mo Be Li Rb
	Магматическая	Sn Rb Li Be U Nb Mo Ta TR
	Анатектическая	Sn Rb Be U Li Nb Ta Mo
	Каша	Sn Rb Li Be U Nb Mo Ta
	Плаггиосиениты—субщелочные граниты	Sn TR Ta Nb U Mo Be Li Rb

Примечание. Миграционная способность МЭ возрастает справа налево. Элементы, имеющие различную миграционную способность, разделены вертикальными линиями.

сохраняются постоянными (в интервалах минеральной фации), то и миграционные ряды МЭ во всех генетических фациях конкретного геохимического разреза являются идентичными. В регрессивном процессе обратные миграционные ряды МЭ во всех генетических фациях по отношению к метасоматитам свидетельствуют о консервации этими фациями особенностей распределения МЭ в метасоматической колонке осаджения. Действительно, в этом случае из-за перегретости матрицы по отношению к эвтектической температуре (см. стр. 64) гомогенизация каши происходит без привноса вещества [102]. Начальные порции расплава, зародившиеся в тыловой (анхизтектической) зоне метасоматической колонки осаджения, меняют свой состав, эндотермически реагируя с минералами, образовавшимися в промежуточных (вплоть до мономинеральных) ее зонах.

Таким образом, в анатектиках, кашах, а затем в гомогенных гранитоидах фиксируются особенности распределения МЭ по всей колонке в целом.

Геохимические разрезы в гранитоидах, образующихся по слабо перегретым матрицам, совмещают особенности и регрессивного и прогрессивного гранитообразования. В таких разрезах миграционные ряды МЭ в метасоматитах и кашах являются обратными, что свидетельствует о наследовании последними МЭ из метасоматической фации и обусловлено регрессивным характером начальной стадии гомогенизации каши. В этих же разрезах миграционные ряды МЭ в метасоматических, анатектических и нерасщепленных магматических гранитоидах совпадают и, следовательно, окончание гомогенизации каши осуществлялось в прогрессивных условиях при интенсивном участии сквозьмагматических растворов.

Источники микроэлементов в палингенных гранитоидах. Распределение

МЭ в детерминированных геохимических разрезах осуществляется по А-, В- или С-типу в зависимости от соотношения концентраций МЭ в растворах матриц и сквозьмагматических растворах, миграционной способности МЭ и ПЭ, источника МЭ, термодинамического типа палингенеза.

А-тип распределения с максимумом содержаний МЭ в магматогенных гранитоидах характеризуется: превышением концентраций МЭ в колонне сквозьмагматических растворов над матрицами; большей миграционной способностью МЭ по сравнению с ПЭ; аллохтонной природой МЭ в гранитоидах. А-тип распределения реализуется только в условиях прогрессивного гранитообразования для относительно слабо подвижных (миграционно-способных) МЭ.

В-тип распределения характеризуется максимумом содержаний МЭ в доагматических метасоматитах. Максимум возникает путем бародиффузии [41] и усиливается "очисткой" анатектического расплава от всех компонентов—примесей метасоматитов, содержащихся в избытке против соответствующей гранитоидной эвтектики ("палингенная автолизия"), что приводит к отгонке МЭ в экзоконтактную зону метагранитоидов,двигающуюся перед фронтом анатектического плавления ("редкометалльная базификация" [101]). Эти МЭ являются автохтонными, если их содержания в анатектитах (задающих микроэлементный состав метасоматических растворов) ниже, чем в матрице (В-тип распределения), и аллохтонными, если соотношение содержаний обратное (В-тип распределения). В-тип распределения реализуется в условиях регрессивного и (более активно) прогрессивного гранитообразования для МЭ, с резко большей миграционной способностью по сравнению с ПЭ.

С-тип распределения, имеющий два максимума содержаний МЭ — в метасоматических и магматогенных гранитоидах, реализуется для МЭ с близкой или меньшей миграционной способностью по сравнению с ПЭ. С-тип характерен и для прогрессивных, и для регрессивных палингенных серий. В С-типе распределения МЭ в процессах прогрессивного гранитообразования сочетаются геохимические механизмы А- и В- и А- и В-типов. В первом случае (${}_+C_+$ -тип) МЭ аллохтонны, во втором (${}_+C_+$ -тип) — частично аллохтонны (в магматических гранитоидах), частично мобилизованы из матриц (в метасоматитах и анатектитах). Такие МЭ можно назвать гетерохтонными. В регрессивных геохимических разрезах по сильно перегретым матрицам все МЭ, подчиняющиеся ${}_+C_+$ -типу распределения, наследуются из метасоматических фаций и являются или автохтонными (${}_+C_+$ -тип), или аллохтонными (${}_+C_+$ -тип). Если матрицы были перегретыми по отношению к эвтектической температуре в слабой степени, то МЭ, распределенные по С-типу, могут оказаться гетерохтонными, например, автохтонными в метасоматитах и кашах и аллохтонными в анатектитах и магматических гранитоидах (см. стр. 64).

Геохимические модели и механизмы массообмена—металлоносности гранитоидного палингенеза

Априорная геохимическая модель — это система тезисов, прогнозирующих поведение МЭ в генерализованной (в рамках гипотетической минеральной фации) палингенной серии, описываемой ранее установленной генерализованной петрогенетической схемой (см. стр. 59). Подстанов-

ка в априорную геохимическую модель реальных аналитических данных позволяет: а) оценить корректность ее используемой петрогенетической схемы; б) конкретизировать и выявить специфику геохимии палингенеза в различных минеральных фациях и формациях гранитоидов; в) привести количественную геохимическую характеристику этих процессов, т. е. разработать количественную геохимическую модель палингенеза и сопоставить ее с количественной петрологической моделью.

Домагматический микроэлементный метасоматоз и палингенная автолизия — микроэлементная базификация. При кларковых содержаниях МЭ закономерности их распределения в метасоматитах являются результатом сложения двух независимых факторов: миграционной способностью МЭ, определяющей концентрацию этих элементов в каждом конкретном сечении метасоматической колонки, и дифференциальной подвижности петрогенных компонентов, задающей порообразующий минеральный состав этого сечения. Следовательно, между ПЭ и МЭ будет наблюдаться корреляция, усиливающаяся по мере возрастания изоморфной емкости соответствующего порообразующего минерала в отношении этого МЭ и увеличения концентрации МЭ в метасоматическом растворе. Показано, что концентрация МЭ меняется волнообразно. Таким образом, попарно оценивая силы корреляционных связей конкретный МЭ — ПЭ (геохимическое качество которых уже установлено), возможно определить зоны метасоматической колонки, где валовые содержания МЭ достигают максимума. Это означает, что, подобно ПЭ, возможно разделение МЭ на привносимые, выносимые, захваченные и унаследованные. В зависимости от того, в какой генетической фации отмечается максимум содержаний МЭ, конкретизируются А-, В- или С-геохимические типы распределения МЭ в палингенезе (табл. 9).

Геохимическая модель домагматического микроэлементного метасоматоза и палингенной автолизии—микроэлементной базификации сводится к системе положений следующего типа. Если средние содержания МЭ монотонно изменяются в ряду: матрица—метагранитоид—анатектит, то по мере возрастания миграционной способности МЭ увеличивается степень различия между средними содержаниями его в матрице и метагранитоиде ($+dN = V$), тогда как между метагранитоидом и анатектитом эта разница уменьшается ($-dN = V$). Суммарная величина различий средних содержаний МЭ между матрицей и метасоматитом и метасоматитом и анатектитом может служить количественной мерой интенсивности домагматического микроэлементного метасоматоза и палингенной автолизии—микроэлементной базификации в отношении этого МЭ и будет отражать его миграционную способность (см. табл. 9).

Таким образом, миграционную способность МЭ можно оценить двумя независимыми путями: количественно, используя суммарные значения $\pm V$ между матрицей, метасоматитом и анатектитом, и качественно — по силе корреляционных связей (отражаемых величиной коэффициента положительной парной корреляции) МЭ—ПЭ, дифференциальная подвижность которых уже определена. Ряды миграционной способности МЭ в различных минеральных фациях гранитоидов, полученные двумя упомянутыми независимыми способами, идентичны, что свидетельствует о высокой степени их достоверности.

Таблица 9. Геохимические характеристики процессов палингеного гранитообразования, источников и массообмена микроэлементов в габбро-диорит-плагногранитной формации Западной Монголии

Микроэлемент	Геохимические типы распределения микроэлементов	Оценки интенсивности						
		доагматического метасоматоза, ΔN						
		AB	AC	AD	BC	CD	AB	
Ti	A+d	+9,3			-2,7			
Li	-aB	+16,3			-5,4			
Rb	-bB						10,0	
Ta	+dCe		+7,7					
Nb	-dCe			+2,0		-22,4		
Be	-dB							
Sn	-aCe	+16,9			-14,9			
Mo	+dB		+9,1					
U	-dB							

Таблица 9 (окончание)

Микроэлемент	Геохимические типы распределения микроэлементов	Оценки интенсивности					
		унаследования микроэлементов, +ΔM	захвата микроэлементов, °Δm				выноса автохтонных редких элементов, -Δm
			CE	AE	BE	CD	
Ti	A+d						25,3
Li	-aB						
Rb	-bB			18,6			
Ta	+dCe	12,5					14,3
Nb	-dCe	6,4	20,0				
Be	-dB					51,7	
Sn	-aCe	14,9	16,9				
Mo	+dB					30,0	
U	-dB						

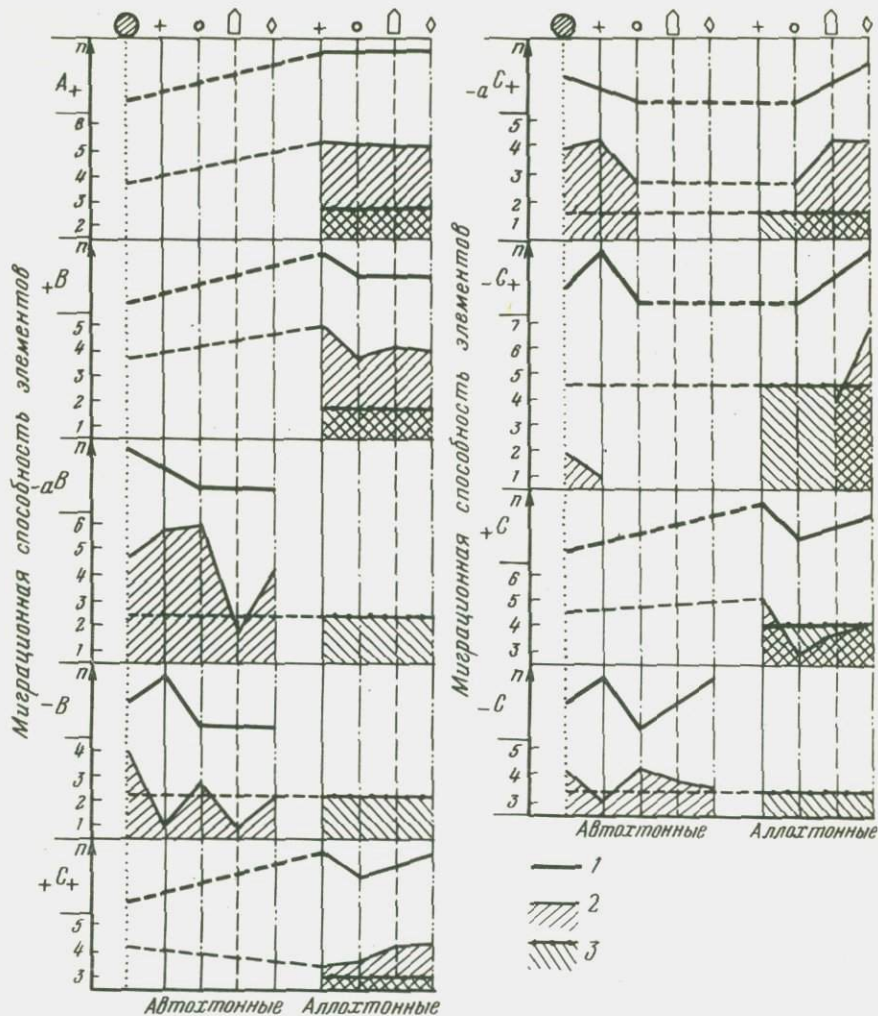
Примечания. 1. Геохимические типы распределения определяются максимумами содержаний МЭ в магмогенных фациях (А), доагматических метасоматитах (В) или тех и других (С); буквенные индексы при символах геохимических типов распределения указывают на конкретную генетическую фацию: а - матрица, b - доагматический метасоматит, с - анатектит, d - каша, e - гомогенный гранитоид с максимальными содержаниями автохтонных (знак "-") или аллохтонных (знак "+") МЭ; буквенные индексы без знака "+" означают, что МЭ в соответствующих генетических фациях унаследованы из доагматических метасоматитов. 2. В графах 6, 7 величина V имеет знак "-", если монотонно изменяются АВ (D, E) С (D) и (+), если АСВ; в графах 10, 11 значения V для + В-, + С- геохимических типов распределения МЭ удвоены; в графе 12 величина V имеет знак "+", если направления изменения АС (В, D) и С (В, D) Е совпадают и знак "-", если не совпадают. 3. Статистически достоверные значения V выделены полужирным; остальные обозначения те же, что в табл. 7.

Оценки интенсивности								
палингеной автолизии - микроэлементной базификации, ΔR			микроэлементной эволюции гомогенного расплава, ΔC _T		привноса аллохтонных микроэлементов, +ΔM			
AD	BC	CD	CE	CDE	AC	AD	CE	
				26,1			25,5	
			+4,0					
	18,6		+0,3				-0,3	
		52,6			7,7			
51,7		51,7	+16,7					
		40,0	-20,0					
23,8		30,0						

Геохимия гомогенизации каш и геохимические типы распределения микроэлементов. Источники и миграционная способность микроэлементов. Подтверждается вывод, что геохимический тип распределения МЭ в палингенозе определяется тремя независимыми факторами: источником МЭ, его миграционной способностью по отношению к ПЭ (среди которых особую роль играют НРПК, так как именно с их осаждением связано начало анатексиса) и термодинамическим типом гранитообразования (рис. 24).

Геохимические типы, описывающие распределение прогрессивных МЭ (т. е. МЭ, в отношении которых процесс палингеного гранитообразования прогрессивен на всех стадиях): $-aB, A, B, -aC_+, C_+$, реализуются только для тех автохтонных и аллохтонных МЭ, чья подвижность превышает миграционную способность НРПК во всех генетических фациях палингеноза. Принадлежность к одному из перечисленных геохимических типов распределения прогрессивного МЭ определяется его источником и соотношением миграционной способности в матрице и генетических фациях гранитоидов. Гомогенизация каш в отношении прогрессивного МЭ осуществляется в условиях его непрерывного выноса из ($-aB$ -тип) или привноса в ($A_+, B_+, -aC_+, C_+$ -типы) магматический очаг сквозьмагматическими растворами. МЭ автохтонны, если их концентрация во всей колонне сквозьмагматических растворов меньше, чем в поровых растворах матрицы, аллохтонны, если соотношения концентраций обратны, гетерохтонны, если их концентрация в сквозьмагматических растворах минимальная и более низкая по сравнению с поровыми растворами матриц в анатектитах, возрастает к кашам и (или) нерасщепленным гранитоидам. Распределение прогрессивных МЭ не зависит от степени перегрева матриц по отношению к температурам гранитоидных эвтектик.

Геохимические типы, описывающие поведение регрессивных МЭ: $-dB$ и $-C$ -типы (см. рис. 24), реализуются только для тех автохтонных МЭ,



Р и с. 24. Зависимость типов геохимического распределения микроэлементов от миграционной способности элементов и их источников

1 – тип геохимического распределения МЭ; 2, 3 – миграционная способность элементов: 2 – МЭ, 3 – ПЭ

Остальные условные обозначения те же, что и на рис. 21

чья миграционная способность в метасоматитах резко понижена по сравнению с матрицами и подвижностью НРПК, а в сквозьмагматических растворах, хотя и превышает последнюю, но не настолько, чтобы обеспечить прогрессивный характер гомогенизации каш в отношении этих МЭ.

Соотношение миграционной способности МЭ и НРПК в метасоматитах определяет геохимическое строение их колонки. Если вторая характеристика резко превышает первую, максимумами содержаний МЭ характеризуются тыловые зоны колонки. При регрессивной гомогенизации каш МЭ

захватываются палингенными расплавами в составе меланократовых шпиров, формируя пик содержаний в кашах ($_{-d}V$ -тип распределения). Снижение содержаний МЭ к нерасщепленным гранитоидам (до или ниже уровня анатектитов) происходит вследствие очистки гомогенного расплава от шпиров при их погружении на дно магматического очага. Этот механизм реализуется только для наименее подвижных МЭ в слабо перегретых минеральных фациях палингенных гранитоидов.

Когда подвижность автохтонных МЭ в метасоматитах лишь незначительно уступает НРПК, микроэлементная базификация обеспечивает накопление МЭ в области анхизвтектической зоны колонки, что при регрессивной гомогенизации каш приводит к частичному захвату МЭ шпиром и частичному наследованию их гомогенными расплавами. Масса захваченных и унаследованных компонентов увеличивается по мере уменьшения их подвижности, а соотношение масс тех и других зависит от степени перегрева метасоматитов по отношению к температуре гранитоидной эктектики и смещается в сторону наследования за счет захвата при возрастании этого параметра. Соответственно принадлежность регрессивного МЭ к $_{-C_d}$ или $_{-C_e}$ -типу распределения определяется развитием процесса гранитообразования в слабо или сильно перегретой минеральной фации.

МЭ регрессивные в доагматическом микроэлементном метасоматозе и прогрессивные при гомогенизации каш ($_{-b}V$, $_{-C_+}$ -типы) или наоборот ($_{+C}$ -типы) резко меняют свою миграционную способность в различных генетических фациях гранитоидов (см. рис. 24).

Генетические связи петрологической и геохимической моделей палингенеза. Геохимическая модель палингенеза, позволяющая количественно оценить интенсивность привноса, выноса, наследования и захвата МЭ в этом процессе, сводится к следующей системе положений.

1. Привносимые (аллохтонные) МЭ обладают A_+ , $_{+B}$, $_{+C_+}$, $_{-C_+}$, $_{-C_+}$, $_{+C}$ -геохимическими типами распределения. Интенсивность привноса оценивается значениями $+\Delta M = V$ между средними содержаниями МЭ в матрицах (в A_+ , $_{+B}$ и $_{+C_+}$ -типах распределения) или анатектитах (в $_{-a}C_+$, $_{-C_+}$ и $_{+C}$ -типах) и магматогенных фациях с максимальными содержаниями МЭ (см. табл. 9).

2. Выносимые (автохтонные) МЭ характеризуются $_{-a}V$, $_{-a}C_+$ и $_{-a}C$ -геохимическими типами распределения. Интенсивность выноса оценивается значениями $-\Delta M = V$ между средними содержаниями МЭ в матрицах и нерасщепленных гранитоидах ($_{-a}V$ -тип) и матрицах и анатектитах или кашах, если минимум содержаний МЭ отмечается в последних ($_{-a}C_+$ и $_{-a}C$ -типы).

3. Захваченные и унаследованные МЭ могут иметь и автохтонный ($_{-d}V$ и $_{-C}$ -типы) и аллохтонный ($_{+C}$ -типы) источник. Интенсивность наследования оценивается значениями $+\Delta M = V$ между средними содержаниями МЭ в анатектите и нерасщепленном гранитоиде. Интенсивность захвата характеризуется значениями $o \Delta m = V$ между средними содержаниями МЭ в кашах и нерасщепленных гранитоидах ($_{\pm d}C_e$ -типы), матрицах и нерасщепленных гранитоидах ($_{-a}C_{d,e}$ -типы), анатектитах и кашах ($_{-B}$ -типы).

Использование количественной петрологической модели палингенеза для его геохимического анализа позволит получить корректные выводы

только в том случае, если существуют реальные генетические связи петрологической и геохимической моделей палингенеза. Обсудим это на следующем примере.

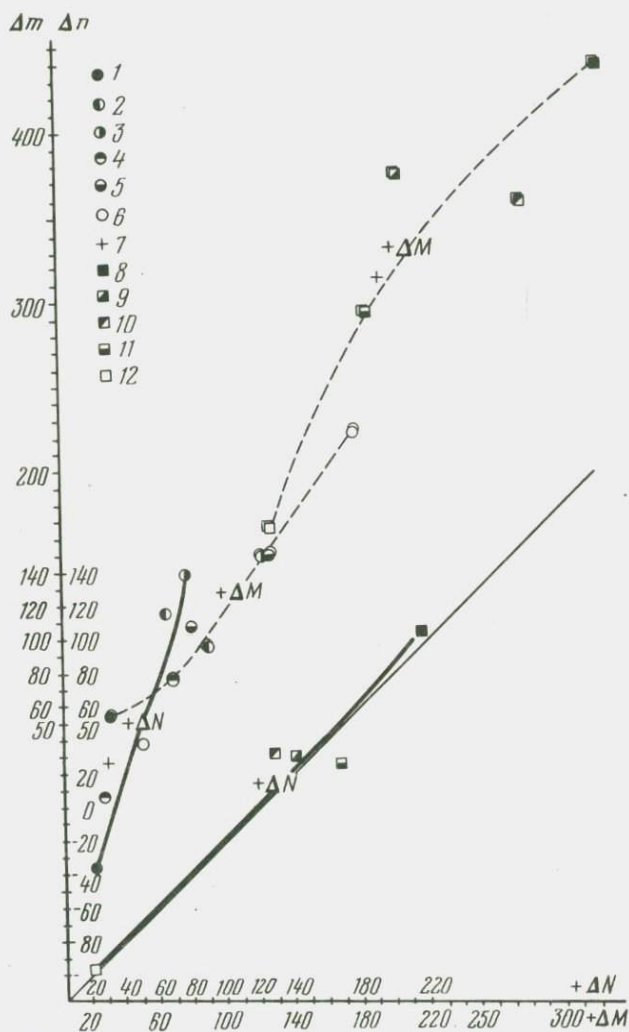
Микроэлементный метасоматоз и привнос микроэлементов. Интенсивность доагматического микроэлементного метасоматоза, т.е. степень изменения содержаний МЭ в метасоматите по сравнению матрицей ($+\Delta N$), и привноса МЭ ($+\Delta M$) прямо и линейно коррелируется со степенью метасоматической переработки матриц в отношении ПЭ (Δn) и интенсивностью их привноса—выноса, наследования, захвата (Δm) соответственно (рис. 25).

Доагматический метасоматоз, интенсивность которого в отношении ПЭ в геосинклинальных, моногеосинклинальных и орогенных гранитоидах в целом сопоставима, резко различен по микроэлементной составляющей, минимальной в моногеосинклинальной и геосинклинальсч и резко увеличенной (кривая $+\Delta N$ сдвинута в область более высоких значений этого параметра) в орогенной формации, что свидетельствует о преимущественной микроэлементной обогащенности гранитизирующих растворов в последнем случае.

Внутри габбро-диорит-плагиогранитной и гранитной-щелочногранитоидной формаций возрастание интенсивности доагматического петрогенного метасоматоза приводит к усилению и микроэлементного, однако в первом случае этот эффект резко ослаблен: угол наклона кривой $+\Delta N$ к оси абсцисс более 75° , тогда как в орогенных гранитоидах он составляет 45° .

В отличие от доагматического метасоматоза корреляция интенсивности привноса МЭ и привноса—выноса, наследования, захвата ПЭ во всех трех формациях удовлетворительно описывается одной прямой регрессии, наклоненной к оси абсцисс под углом около 55° . Фигуративные точки геосинклинальных гранитоидов на ней занимают область минимальных значений $+\Delta M$, Δm ; точки орогенных фаций сдвинуты в сторону максимальных значений этих параметров; для моногеосинклинальных гранитоидов значения $+\Delta M$, Δm промежуточны. Отсюда следует: а) преимущественной микроэлементной обогащенности сквозьмагматических растворов не существует ни в одной из гранитоидных формаций, б) аллохтонные ПЭ и МЭ имеют один и тот же источник, способность которого генерировать растворы—инициаторы палингенеза закономерно изменяющегося состава монотонно увеличивается в последовательных формациях гранитоидов; в) растворы-инициаторы палингенеза приобретают (в орогенных) или теряют (в геосинклинальных и моногеосинклинальных гранитоидах) микроэлементную специализацию в зоне доагматического метасоматоза.

Установлены и другие связи петрологической и геохимической моделей палингенеза. Интенсивность микроэлементной базификации для аллохтонных МЭ ($+\Delta R$) прямо зависит от степени проявления доагматического метасоматоза в отношении недостающих ПЭ ($+\Delta n$); для автохтонных МЭ эта характеристика ($-\Delta R$) связана с интенсивностью метасоматоза в отношении излишних ПЭ ($-\Delta n$) обратной зависимостью. Для МЭ любого источника степень проявления микроэлементной базификации увеличивается по мере усиления различий между содержаниями МЭ в матрице и анатектите ($\pm V_{AC}$). Суммарная интенсивность наследования и захвата ($*\Delta M + \circ\Delta M$) прямо коррелируется с интенсивностью микроэлементной



Р и с. 25. Корреляция интенсивностей микроэлементов доагматического метасоматоза ($+\Delta N$) и привноса МЭ ($+\Delta M$) с интенсивностями петрогенного доагматического метасоматоза (Δn) и привноса-выноса, наследования, захвата недостающих и излишних ПЭ (Δm)

1-6 - гранитоиды геосинклинальной формации: 1 - габбро, 2 - апосланцевые диориты, 3 - апоэффузивные диориты, 4 - гранодиориты, 5 - плагиограниты, 6 - граниты; 7 - гранодиориты моногеосинклинальной формации; 8-12 - гранитоиды орогенной формации: 8 - щелочные граниты, 9 - монощатовые субщелочные граниты, 10 - двуполевошатовые субщелочные граниты, 11 - плагиосиениты, 12 - нормальные граниты

базификации (ΔR); одновременно наследование прямо, а захват обратно зависит от степени перегрева матрицы по отношению к температуре гранитоидной эвтектики.

Микроэлементный массообмен и механизмы металлоносности палингенеза. Привнос, вынос, наследование и захват определяют микроэлементный массообмен матрица \rightleftharpoons очаг палингенеза \rightleftharpoons гранулит-базитовый слой и одновременно создают определенные, характеристические содержания МЭ в гранитоидах, т.е. являются механизмами массообмена — металлоносности палингенеза.

П р и в н о с. В геосинклиальной формации привнос (+ ΔM) устанавливается только для U (10,7) и Mo (6,4). В моногеосинклиальных гранитоидах аллохтонными МЭ являются уже Sn, U, Ta и Be (+ ΔM = 61,5; 56,2; 46,6; 30,4 соответственно). В орогенной формации привносятся все, кроме Ti и Sn, МЭ: + ΔM для Rb = 55,7, Be = 43,6, Ta = 30,8, Nb = 25,7, Mo = 20,6, U = 17,8, Li = 6,1. Интенсивность привноса резко возрастает в этом же направлении — + ΔM составляет: в геосинклиальных гранитоидах 17,1, в моногеосинклиальных 194,7, в орогенных 200,3¹. Возможности привноса как механизма металлоносности сравнительно невелики. Это доказывается тем, что из всех МЭ в нерасщепленных гранитоидах только Ti в габбро и Sn в автомикроклинизированных плагιοгранитах и щелочных гранитах с его помощью формируют максимальные содержания (среди всех минеральных фаций).

В ы н о с. В полифациальных геосинклиальных и орогенных формациях выносимые МЭ отсутствуют — происходит лишь их перераспределение между фациями: элементы, вносимые при палингенезе одних фаций, привносятся в другие. В моногеосинклиальных гранодиоритах выносятся Sn, Li, Mo, Be, Ta, Rb. В этой же фации Sn, Ta и Be аллохтонны (гетерохтонные МЭ). Вынос является негативным² механизмом металлоносности, и даже при очень высоких содержаниях МЭ в матрицах он не может обеспечить металлоносность соответствующих нерасщепленных гранитоидов, преимущественную по сравнению с минеральными фациями, где для перечисленных МЭ действуют иные механизмы.

З а х в а т. В геосинклиальных гранитоидах захватываются все, кроме Mo, а в орогенных гранитоидах — все без исключения проанализированные МЭ. В моногеосинклиальных гранитоидах в шпихрах концентрируется только Ti. Интенсивность захвата, составляющая в габбро-диорит-плагιοгранитной формации $\circ \Delta M = 55,0$, падает до минимума в автомикроклинизированных плагιοгранитах ($\circ \Delta M = 37,8$) и возрастает до максимальных значений в орогенных гранитоидах ($\circ \Delta M = 101,8$). Подобно выносу, захват является негативным механизмом металлоносности: он снижает содержания МЭ в нерасщепленных гранитоидах по сравнению с матрицами.

Н а с л е д о в а н и е. В орогенной и геосинклиальной формациях наследуются все проанализированные МЭ (в геосинклиальной, кроме Be), в моногеосинклиальной — Li, Nb, Rb, U и Ti. Интенсивность наследования минимальна в геосинклиальной формации ($\circ \Delta M = 45,8$), резко

¹ Значения + ΔM и далее — ΔM , * ΔM , $\circ \Delta M$ приведены для средних минеральных фаций.

² Т.е. понижающим содержания МЭ в нерасщепленных гранитоидах по сравнению с матрицей.

возрастает к моногеосинклинальным гранитоидам ($\Delta M = 150,4$) и достигает максимума в орогенной формации ($\Delta M = 153,8$). Наследование является самым мощным механизмом металлоносности, реализующимся и для автохтонных, и (в более высокой степени, так как усиливается привносом) для аллохтонных МЭ; именно в последнем случае наследование чаще создает максимальные концентрации МЭ в нерасщепленных гранитоидах.

Сопоставление петрогенного и микроэлементного массообмена палингенеза. Эволюция механизмов массообмена—металлоносности во времени. В ряду последовательных генераций гранитоидов — от геосинклинальной к моногеосинклинальной и орогенной формации — устанавливается следующая эволюция механизмов микроэлементного массообмена палингенеза. Привнос: U, Mo \rightarrow Sn, U, Ta, Be \rightarrow Rb, Be, Ta, Nb, Mo, U, Li; захват: U, Ta, Ti, Be, Rb, Nb, Sn, Li \rightarrow Ti \rightarrow Ti, U, Li, Sn, Be, Mo, Rb, Ta, Nb; наследование: Nb, Li, Ta, Rb, Mo, Sn, Ti, U \rightarrow Li, Nb, Rb, U, Ti \rightarrow Nb, Li, Ta, Ti, U, Mo, Sn, Be, Rb; вынос осуществляется только в моногеосинклинальных гранитоидах: Li, Mo, Sn, Be, Ta, Rb.

Таким образом, в отличие от петрогенного в микроэлементном массообмене закономерная эволюция набора МЭ характерна только для привноса; их наследование, захват и вынос меняются незакономерно. Однако интенсивность массообмена в последовательных формациях и для МЭ в общем монотонно нарастает. Привнос: 17,1 \rightarrow 194,7 \rightarrow 200,3; захват: 55,0 \rightarrow 37,8 \rightarrow 101,8; наследование: 45,8 \rightarrow 150,4 \rightarrow 153,8.

Как указывалось, источником аллохтонных ПЭ и МЭ предполагаются метаморфические реакции в гранулит-базитовом слое, наращивающем свою мощность параллельно со сменой последовательных гранитоидных формаций. ПЭ, захваченные из метасоматитов и перемещенные шширами на поверхность гранулит-базитового слоя при палингенеze в ранних формациях, мобилизуются метаморфическими реакциями внутри слоя при его погружении в области высоких T и P в растворы-инициаторы палингенеза в более поздних формациях. Интенсивность захвата МЭ в их последовательном ряду увеличивается, а отсюда и возрастание интенсивности микроэлементного привноса в нем становится объяснимым.

Привнесенные ПЭ расходуются на домагматический метасоматоз матрицы, анатектическое плавление метасоматитов, гомогенизацию каши, т.е. на разрастание автохтонного плутона. При этом (если состав матрицы и физико-химические условия палингенеза не меняются) петрогенный элементный состав и интенсивность наследования и захвата ПЭ остаются постоянными. Скорость фронта магматического замещения, определяемая скоростью миграции НРПК, не может в общем случае совпадать со скоростью привноса—выноса МЭ. Следовательно, по мере разрастания автохтонного плутона гранитоидов, т.е. во времени, геохимические типы распределения МЭ (механизмы массообмена—металлоносности) должны закономерно сменять друг друга. Можно показать, что в связи с уменьшением миграционной способности МЭ во времени происходит следующая эволюция геохимических типов распределения МЭ: аллохтонные — $A_+ \rightarrow +B \rightarrow +C$, автохтонные — $-_aB \rightarrow -_bB \rightarrow -_C$ (или $-_dB$ — для наименее подвижных МЭ), после чего процесс гранитообразования (в отношении этих МЭ) приобретает стационарный характер. Отсюда следует.

1. На начальных этапах палингенеz является источником автохтонных

и коллектором аллохтонных МЭ. При достижении стационарного состояния (и затем сколь угодно долго) палингenez оказывается трансформатором, обеспечивающим массообмен и автохтонных, и аллохтонных МЭ между матрицей, очагом палингenezа и гранулит-базитовым слоем континентальной коры.

2. В начале палингenezа преобладают маломощные (привнос) или негативные (вынос) механизмы металлоносности. При достижении стационарного состояния процесса они сменяются наиболее мощным механизмом — наследованием, сочетающимся с негативным захватом. Время достижения стационарного состояния и эффективность наследования будут возрастать по мере увеличения миграционной способности МЭ вне зависимости от его источника. Таким образом, геологическое время является важнейшим геохимическим фактором палингenezа; оно вызывает последовательную смену все более мощных механизмов металлоносности и регулирует его микроэлементный массообмен. Достижение стационарного состояния процесса гранитообразования занимает длительное время и часто (о чем свидетельствуют многообразие и распространенность иных, чем \pm С, типов геохимического распределения МЭ) к моменту времени, фиксируемому геологическим наблюдением, не осуществляется. Отсюда становится понятной кажущаяся незакономерность эволюции выноса, захвата и наследования МЭ в ряду последовательных генераций гранитоидов. В отличие от микроэлементного петрогенный массообмен палингenezа не зависит от геологического времени.

МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ КОРОВОГО ПАЛИНГЕНЕЗА

Факторы, определяющие металлоносность конкретной разновидности палингенных гранитоидов, можно сгруппировать следующим образом.

I. Петролого-генетические, определяемые принадлежностью к: 1) петролого-тектонической формации, 2) минеральной фации, 3) генетической фации, 4) геохимической фации¹. II. Термодинамические: 1) условия кислотности—щелочности, 2) минеральный состав матрицы, 3) степень нагрева ее по отношению к температуре гранитоидной эвтектики. III. Геохимические: 1) содержания МЭ в матрице, 2) геохимический тип распределения МЭ, 3) интенсивность микроэлементного массообмена матрица \rightleftharpoons очаг палингenezа \rightleftharpoons гранулит-базитовый слой. IV. Геологического времени.

С течением времени в процессе достижения стационарного состояния палингenezа для любого МЭ происходит эволюция преимущественных механизмов металлоносности: привнос—вынос \rightarrow базификация \rightarrow наследование + захват. Следовательно, в ряду последовательных формаций гранитоидов должно наблюдаться увеличение, а затем уменьшение рудогенерирующих возможностей. Для малоподвижных МЭ максимум этой характеристики будет приходиться на ранние формации, для МЭ промежуточной подвижности — на промежуточные, для легко подвижных — на наиболее поздние. Эта гипотеза объясняет известные особенности металлогенетической специализации последовательных гранитоидных формаций: на

¹ Часть минеральной и (или) генетической фации, значимо отличающаяся содержаниями МЭ.

малоподвижные элементы группы железа, Cu, Pb, Zn и др. ранних геосинклинальных формаций, на более миграционноспособные Nb, Zr, TR, Li, Th и др. орогенных, на легкоподвижные Ta, Sn, Be, Cs, Mo, W и др. формаций этапов активизации [8, 63, 109, 115, 116, 120, 121, 184]. За время гранитообразования в отдельной минеральной фации механизм захвата реализуется только для наименее подвижных МЭ. По мере возрастания подвижности МЭ будут последовательно участвовать в механизмах наследования и базификации, а наиболее подвижные — привноса и выноса. Следовательно, максимальной металлоносностью конкретная минеральная фация будет обладать в отношении МЭ с промежуточной подвижностью. Увеличение длительности палингенеза в минеральной фации приведет к повышению ее металлоносности для все более подвижных МЭ.

Металлоносность конкретной разновидности палингенных гранитоидов прежде всего определяется положением, которое она занимает в общей петролого-генетической структуре региона. Целенаправленная последовательная отбраковка бесперспективных в рудоносном отношении разновидностей гранитоидов позволит сузить объекты металлогенетических исследований: петролого-тектоническая формация → минеральная → генетическая → геохимическая фации — и локализовать гранитоидные области, обладающие максимальными рудогенерирующими возможностями. Металлоносность палингенных образований в петролого-тектонической формации возрастает в случае максимальной ее полифациальности и при наличии минеральных фаций, резко отличающихся от остальных минеральными и петрохимическими составами. Максимальной металлоносностью в составе формации обладают минеральные фации, характеризующиеся: а) наиболее интенсивным привносом аллохтонных и наименее интенсивным выносом автохтонных МЭ, б) физико-химическими условиями, обеспечивающими реализацию микроэлементной базификации и наследования и оптимальное соотношение концентрированной и рассеянной форм нахождения МЭ в гранитоидах.

В минеральной фации для домагматических метасоматитов металлоносность возрастает при усилении палингенной автолизии — микроэлементной базификации, что будет сопровождаться: а) увеличением масштабов метасоматических ореолов вокруг автохтонных плутонов, б) возрастанием разрыва содержаний МЭ между анатектическими аплитами и матрицами и увеличением абсолютных содержаний МЭ в последних, в) одинаковыми минеральным и петрохимическим составами анатектических аплитов и нерасщепленных магматических гранитоидов, являющимися следствием слабой перегретости матрицы по отношению к температуре гранитоидной эвтектики, г) составами порообразующих и наборами аксессуарных минералов, свидетельствующими об оптимальном соотношении концентрации — рассеянии МЭ, д) максимальной длительностью гранитообразования, фиксируемой в осевых частях и концентрах геохронологических валов и куполов (см. стр. 89).

Металлоносность нерасщепленных магматических гранитоидов определяется в основном механизмом наследования МЭ, регулируемым интенсивностью микроэлементной базификации метасоматитов и степенью перегрева матриц по отношению к температурам гранитоидных эвтектик: при ее возрастании происходит интенсификация наследования. Соответ-

ственно в дополнение к указанным для домагматических метасоматитов (исключая пункт в) геолого-геохимическими критериями нерасщепленных магматических гранитоидов с повышенной металлоносностью будут следующие: а) высокая степень гомогенизации нерасщепленных расплавов, что обусловит крупно- и равномернозернистые структуры гранитоидов, их массивные текстуры, незначительное содержание шпиров, реликтовых метасоматических порфиробластов и т.д., б) автохтонное залегание и крупные размеры нерасщепленных магматических плутонов, гарантирующие существование длительной геохимической связи гранитоидных расплавов с матрицами и глубинными источниками растворов — инициаторов палингенеза, в) редуцированные минеральные композиции в нерасщепленных магматических гранитоидах по сравнению с анатектитами, резкие различия в их петрохимических составах, принадлежность к различным минеральным фациям, указывающие на высокую перегретость нерасщепленных гранитоидов.

Важными геохимическими признаками потенциально рудоносных палингенных гранитоидов являются: а) повышенные по сравнению с кларковыми средние содержания МЭ, б) резкие дисперсии содержаний МЭ и их отношений между собой и ПЭ-носителями.

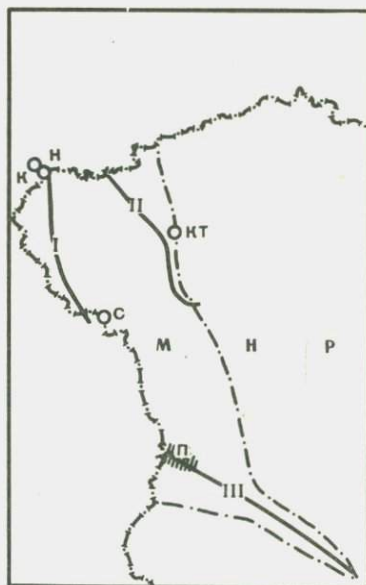
В изученном регионе моногеосинклинальные и орогенные гранитоиды занимают в общем одно и то же положение в ряду последовательных генераций [103] и поэтому должны обладать примерно одинаковой металлоносностью. Действительно, гранодиориты и различные минеральные фации орогенных гранитоидов специализированы на Sn [3,2 и 1,5–4 К (кларка), соответственно], Be (2 и 1,4 К), Li (2 и 0,75–2 К). Кроме того, орогенные гранитоиды обладают повышенной металлоносностью в отношении Nb (1–4 К), Ti (1–1,2 К) и TR (0,3–1,5 К), моногеосинклинальные гранодиориты специализированы на Rb (2 К), а геосинклинальные гранитоиды — на Ti (0,8–3 К). В качестве примера проанализируем металлоносность орогенных (в отношении Nb, Li, Be) и моногеосинклинальных (на Li, Rb, Be и Sn) гранитоидов.

В полифациальных орогенных гранитоидах максимальными абсолютными и относительно кларковыми содержаниями, дисперсиями содержаний, наиболее высокими значениями отношений элементов в геохимических парах и их стандартных отклонений характеризуются Nb, Li, Be в щелочных гранитах; Li, Rb, Be и Sn в моногеосинклинальных гранодиоритах также обладают максимальными значениями этих параметров.

Щелочные граниты специализированы на Nb, Li и Be действием всех позитивных механизмов металлоносности: привноса, базификации и наследования, что и обеспечивает этой фации максимальные среди всех гранитоидов региона содержания перечисленных МЭ. Отсутствие захвата свидетельствует о том, что стационарное состояние палингенеза по отношению к этим элементам не достигнуто и при большей длительности процесса содержания Nb, Li и Be в щелочных гранитах возрастут.

Металлоносность многогеосинклинальных гранодиоритов обусловлена действием механизмов наследования (Li и Rb) или привноса (Sn и Be) при одновременном выносе этих МЭ. Временная смена выноса базификацией (Li и Rb) и привноса—привносом, базификацией и наследованием (Sn и Be) должна очень сильно увеличить металлоносность этих гранито-

Р и с. 26. Схема, иллюстрирующая расположение известных на территории Западной Монголии и в приграничной полосе СССР молибден-вольфрамовых месторождений в кварцевых жилах: Нурингольского (Н), Сагсайского (С), Кызыл-Тауского (КТ), Калгутинского (К) и редкометалльных пегматитов (П) в осевых частях геохронологических валов: по западной границе МНР (I) в Дэлэюно-Юстыдском моногеосинклинальном прогибе (II), прогибе южного склона хр. Монгольский Алтай (III)



идов. Можно предполагать, что в осевых частях геохронологических валов в Алтайской зоне длительность гранитообразования была достаточна для осуществления полной эволюции механизмов металлоносности. Вероятно, именно поэтому генетически связанные с моногеосинклинальными гранодиоритами кварц-молибден-вольфрамитовые жильные месторождения Сагсай, Нурин-гола и Кызыл-Тау приурочены к осевым частям геохронологических валов по западной границе МНР и Дэлэюно-Юстыдского прогиба соответственно, аналогичное Калгутинское месторождение располагается при простирации оси геохронологического вала по западной границе МНР уже на территории СССР, пегматитовые месторождения тантала и ниобия локализованы по оси геохронологического вала южного склона хр. Монгольский Алтай (рис. 26).

Дальнейшее сужение круга потенциально рудоносных объектов осуществляется на уровне расщепленных орогенных щелочных гранитов, обладающих максимальными абсолютными и относительно кларковыми содержаниями Nb (94,1 г/т — 4,7 К), Li (137,5 г/т — 3,4–4,5 К), Be (9,4 г/т — 1,7–3,1 К), Sn (14,6 г/т — 4,9 К), TR (407 г/т — 1,3 К), максимальными дисперсиями содержаний ($S = 167,3; 238,9; 7,3; 32,9$ соответственно), значениями Ta/Nb и Li/Mg отношений (0,10 и 133,3) при их наименьшей стабильности ($S = 0,11$ и 216,9). По формационной принадлежности, минеральным парагенезисам, геохимическим особенностям и т. д. щелочногранитные массивы Западной Монголии являются типичными представителями редкометалльных щелочных гранитов, с которыми связаны комплексные месторождения Nb, Ta, TR, Y, Zr, U, Th, иногда Li и Rb [1,5, 13, 65, 97, 120, 151]. В расщепленных щелочных гранитах региона (дополнительные интрузии, жильные серии щелочных лампрофиров, лейкогранитов, щелочногранитных пегматитов и др.) эти элементы иногда образуют рудные концентрации. Кроме того, автохтонные щелочногранитные массивы отвечают всем геологическим критериям повышенной металлоносности (крупные размеры, широкое развитие интенсивно и многоэтапно дифференцированных щелочногранитных серий и т. д.).

Таким образом, пегматиты, метасоматиты, грейзены, гидротермальные постмагматические жилы различного состава, располагающиеся в осевых

частях геохронологических валов Дэлүно-Юстыдского прогиба, по западной границе МНР и южному склону хр. Монгольский Алтай, перспективны на поиски месторождений W, Be, Li, Rb, Sn, Mo, Nb, а крупные полифациальные массивы орогенных гранитоидов с широким развитием разнообразных щелочногранитных жильных серий и дополнительных интрузий, такие, как Хархиринский, Аргаланжинский, Уланхайрханский, перспективны на поиски Nb, Ta, TR, Zr, Be, Li и сопутствующих им Rb, U, Th, Sn.

ВЫВОДЫ

1. Палингенные гранитоиды Западной Монголии принадлежат трем петролого-тектоническим формациям, маркирующим последовательные этапы развития коры и соответствующие им структуры. Гранитоиды геосинклинальной габбро-диорит-плагиогранитной формации (амфиболовые габбро, диориты, гранодиориты, плагиограниты, граниты, монцониты) образуются на коре океанического или промежуточного типов. Развитие моногеосинклинальной гранодиоритовой формации происходит синхронно терригенному осадконакоплению в Дэлүно-Юстыдском моногеосинклинальном прогибе. Орогенная гранитная-щелочногранитоидная формация (нормальные, моно- и двуполовошпатовые субщелочные, щелочные граниты и плагиосиениты) фиксирует этап горообразования. Перечисленные петрографические типы гранитоидов в составах формаций являются минеральными фациями кислотности-щелочности и перегретости; их набор отражает литологическую обстановку в областях гранитообразования. Петролого-тектонические формации – вневременные категории. Гранитообразование в любой из них происходит на значительной территории неодновременно, образуя параллельное возрастное скольжение. На участках, где оно сменяется непараллельным, формируются долгоживущие геохронологические валы и купола.

2. В процессах палингенеза, протекающих в интервалах определенных минеральных фаций кислотности-щелочности и перегретости, выделяются несколько последовательных стадий (генетических фаций): а) домагматический метасоматоз матрицы, б) анатектическое плавление метасоматитов с образованием каш-смесей надэвтектических порфириобластов метасоматитов и анатектических апличов, в) гомогенизация каш, приводящая к появлению крупно-равномернозернистых автохтонных нерасщепленных гранитоидов.

3. На стадии домагматического метасоматоза возникает колонка зон, одна из которых, располагающаяся в центральной части колонки, обладает наиболее многоминеральной (анхизвтектической) композицией и в силу этого минимальной (эвтектической) по сравнению со всеми остальными зонами колонки температурой плавления. Анхизвтектическая зона является тыловой в колонке осаждения и головной в колонке замещения. Соотношение скоростей а) разрастания метасоматической колонки в матрице и б) перемещения в ней изограды температуры плавления определяет термодинамический тип палингенеза: регрессивный, если редуцированная колонка осаждения (из-за наступившего плавления колонка замещения не образуется вообще) развивается в матрицах, нагретых выше эвтектической температуры, и прогрессивный, если до температуры плав-

ления нагревается полностью сформированная колонка осаждения—за-
мещения. Соответственно при регрессивном варианте каши содержат только
надэвтектические реликты минералов колонки **осаждения**.

Гомогенизация каши осуществляется с повышением температуры,
вызывающей эндотермическую реакцию расплава с избыточными мета-
соматическими минералами без привноса вещества. В силу этого расплав,
первоначально имеющий эвтектический состав, меняет его вверх по котек-
тике. В прогрессивном варианте каши содержат надэвтектические реликты
минералов анхизвтектической зоны и колонки замещения. Гомогениза-
ция каш осуществляется при постоянной температуре путем изотерми-
ческой реакции расплава, сохраняющего эвтектический состав при непре-
рывном привносе вещества.

4. Разработана петролого-петрохимическая методика анализа палинге-
неза, заключающаяся в создании на основе обобщенной петрогенетической
схемы априорной петрохимической модели этого процесса и подстановке
в нее реальных аналитических данных. С применением предложенной
методики разработана количественная петрологическая модель палингене-
за в конкретных минеральных формациях и фациях: а) поэлементно оха-
рактеризована интенсивность домагматического метасоматоза, привноса,
выноса, наследования расплавами из метасоматитов и захвата из них шли-
рами ПЭ, выяснена дифференциальная подвижность последних, установлен
прогрессивный или регрессивный тип палингенеза, в последнем произ-
ведена оценка степени перегрева матриц относительно температур гранито-
идных эвтетик, б) выявлен петрогенный массообмен палингенеза. Разно-
образные автохтонные гранитоиды возникли при полифациальном палин-
генеze, в различных условиях кислотности—щелочности, по нагретым
в различной степени матрицам различного состава. Соответственно мине-
ральные парагенезисы гранитоидов описываются трехмерной пучковой
диаграммой в координатах $\mu K_2O - \mu Na_2O - \Delta t$, сечение $\mu Na_2O - \mu K_2O$ кото-
рой представляет собой гранитоидный пучок Д.С. Коржинского, а значения
 Δt отражают степень перегретости матриц по отношению к температурам
гранитоидных эвтетик.

5. На основе петрологической получена количественная геохимическая
модель палингенеза: для реальных минеральных формаций и фаций а) от-
строены генерализованные ряды миграционной способности МЭ, б) дана
поэлементная характеристика интенсивностей домагматического микро-
элементного метасоматоза, базификации, привноса, выноса, наследования
и захвата МЭ, в) выявлены геохимические типы волнообразного распре-
деления МЭ с максимумом содержаний в магматогенных фациях (А-тип),
метасоматитах (В-тип) или тех и других (С-тип), г) установлено, что
принадлежность распределения конкретного МЭ к одному из типов опре-
деляется его источником, соотношением миграционной способности МЭ
и дифференциальной подвижности ПЭ, степенью нагрева матриц по отно-
шению к температуре гранитоидной эвтектики.

6. Геохимические типы распределения МЭ являются механизмами мас-
сообмена — металлоносности палингенеза. В последовательных формациях
гранитоидов закономерно усложняется набор аллохтонных ПЭ и МЭ
и увеличивается интенсивность их привноса, что свидетельствует о един-
стве источника этих элементов в сквозьмагматических растворах и явля-

ется результатом эволюции массообмена между гнейсо-гранитным и гранулит-базитовым слоями континентальной коры при возрастании степени ее зрелости. Растворы-инициаторы палингенеза приобретают сиалическую специализацию при реакциях гранулитизации и эклогитизации по мере увеличения мощности гранулит-базитового слоя. Мафическое вещество матриц концентрируется в метасоматитах, захватывается затем автохтонными палингенными расплавами в виде меланократовых шпиров и, опускаясь на дно магматических камер, сверху наращивает гранулит-базитовый слой. Усиливающийся в последовательном ряду формаций захват МЭ шширами обеспечивает прогрессирующее увеличение содержания захваченных МЭ в верхней части этого слоя и в результате при метаморфических реакций внутри него в растворы-инициаторы палингенеза поступает последовательно возрастающая масса все более разнообразных МЭ. Петрогенный и микроэлементный массообмен палингенеза регулируется породообразующим минеральным и геохимическим строением домагматической метасоматической колонки и степенью нагрева матриц по отношению к эктектическим температурам.

7. Металлоносность конкретной разновидности палингенных гранитоидов определяется ее положением в общей классификационной структуре региона, так как каждый таксон последней обладает только ему свойственным сочетанием факторов, регулирующих эту характеристику: термодинамических (минеральный состав матрицы, условия кислотности-щелочности, степень нагрева матрицы относительно температуры гранитоидной эктектики) и геохимических (содержания МЭ в матрице, геохимические типы их распределения, интенсивность микроэлемента массообмена матрица \rightleftharpoons очаг палингенеза \rightleftharpoons гранулит-базитовый слой). Благоприятное сочетание перечисленных и временного факторов, действующих в рамках минеральных и генетических фаций, обуславливает появление геохимических фаций с максимальной металлоносностью.

8. Для любого МЭ отмечается временная эволюция механизмов металлоносности палингенеза: негативный вынос или маломощный привнос сменяется наиболее мощными базификацией и наследованием и затем негативным захватом, после чего процесс в отношении этого МЭ становится стационарным. В полном объеме временной эволюции ряд механизмов металлоносности реализуется лишь при достаточном количестве последовательных формаций гранитоидов, обеспечивая подъем, а затем спад рудогенерирующих возможностей палингенеза, причем эта характеристика достигает максимума раньше для менее и позже для более подвижных МЭ. Это хорошо согласуется с известными закономерностями металлогенической специализации последовательных палингенных формаций: на малоподвижные МЭ (Cu, группу Fe, Pb, Zn) геосинклинальных (раннеорогенных) формаций, на МЭ промежуточной подвижности (Nb, Zr, TR) орогенных (позднеорогенных), на рассеянные легко подвижные МЭ (Ta, Sn, W, Be) формаций этапа активизации. За время гранитообразования в отдельной формации стационарное состояние палингенеза для наиболее подвижных МЭ не достигается вообще (характеризуются привносом-выносом), для МЭ промежуточной подвижности оно описывается наследованием и захватом и только для наименее подвижных — захватом. Металлоносность автохтонного магматического очага возрастает для все более

подвижных МЭ при увеличении длительности его существования, т. е. его размеров, и достигает максимума в плутонах, расположенных в осевых частях долгоживущих геохронологических валов и куполов.

9. Термодинамические, геохимические и временной факторы обеспечивают для палингенных гранитоидов реализацию геологических, петрографических и геохимических характеристик, которые, следовательно, оказываются геолого-геохимическими признаками, в том числе и разновидности гранитоидов с максимальной металлоносностью. На основе анализа действующих факторов, их влияния на металлоносность и геолого-петрографического и геохимического воплощения предложена принципиальная схема отбраковки бесперспективных в рудоносном отношении гранитоидов, позволяющих сузить круг объектов, подлежащих детальному оприскванию.

ГЛАВА III

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ОРОГЕННЫХ ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНЫХ СЕРИЙ

Проблема происхождения известково-щелочных изверженных пород не имеет пока однозначного решения. В настоящей главе предпринята попытка подойти к решению этой проблемы, взяв за основу генетическую информацию, которая заключена в текстуре, фазовом составе и последовательности кристаллизации вулканических и субвулканических пород с порфириковой структурой. В полнокристаллических интрузивных породах первичные фазовые соотношения в значительной мере затушеваны поздней перекристаллизацией, и эти породы мало пригодны для изучения ранних этапов формирования магматического материала.

Данная глава состоит из двух разделов. Первый из них посвящен генетической систематике вкрапленников и кристаллических включений, содержащихся в известково-щелочных породах. Во втором разделе дана интерпретация наблюдаемых в природе фазовых соотношений в свете экспериментальных и теоретических данных и формулируется общая петролого-геохимическая модель.

Исходным фактическим материалом служили результаты наблюдений, полученные при изучении плиоцен-четвертичных вулканитов Кавказа. В течение трех полевых сезонов (1977–1979 гг.) с той или иной степенью детальности были обследованы районы Кавказских Минеральных вод, Эльбруса, бассейна р. Чегем, Казбека, Кельского вулканического района, западной части Гегамского нагорья и Арагаца. Кроме того, привлечены материалы автора по Закарпатья, Казахстану, Средней Азии, а также имеющиеся в литературе сведения по другим регионам.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ СИСТЕМАТИКА ВКРАПЛЕННИКОВ И КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ

В лавах и порфировых интрузивах выделяются следующие генетические группы вкрапленников и кристаллических включений.

1. Протокристы и протолиты — реликты твердого субстрата, которые сохраняются при его плавлении, и ликвидусные твердые фазы, которые кристаллизуются из расплава на уровне магмообразования или вблизи него. Соответственно можно говорить о реликтовых и новообразованных протокристах и протолитах.

2. Автокристы и автолиты — вкрапленники и их сростания, в том числе кумуляты, которые образуются в температурном интервале между ликвидусом и солидусом при затвердевании жидкого расплава на уровне становления наблюдаемых магматических тел или вблизи него: в интрузивных (субвулканических) камерах, подводных каналах, лавовых потоках, озерах и т. п.

3. Эпикристы и эпилиты — вкрапленники и их сростания, которые образуются в субсолидусных условиях в результате кристаллизации стекла, собирательной перекристаллизации, субсолидусных реакций и метасоматических преобразований твердых пород.

4. Диакристы и диалиты — вкрапленники и кристаллические включения, которые попадают в иной по составу расплав в процессе смещения магм.

5. Ксенокристы и ксенолиты — случайные обломки чужеродных пород, захваченные магмой при ее подъеме и латеральном распространении.

Наиболее важную информацию об условиях зарождения магм несут протокристы, диакристы и соответствующие им кристаллические включения; в данной главе главное внимание уделено именно этим образованиям. Разделение вкрапленников и включений на генетические группы представляет собой сложную задачу, которая всегда должна быть предметом специального исследования, главным образом геохимического, поскольку морфологические признаки вкрапленников сами по себе почти никогда не приводят к однозначным выводам. Опыт показал, что универсальных критериев для отнесения фенокристаллов и включений к той или иной генетической группе не существует. Для обоснованного суждения об условиях их образования всегда нужна совокупность признаков, разная для каждого из минералов.

Среди вкрапленников о л и в и н а, содержащихся в породах известково-щелочных серий, выделяются три группы: магнезиальные ($Fo > 88$), умеренно-магнезиальные ($Fo = 87-70$) и железистые ($Fo \leq 15$). Фенокристаллы первой группы соответствуют по составу оливинам ультраосновных пород и вместе с хромисто-магниевого шпинелью образуют гипербазитовый парагенезис вкрапленников базальтов [133]. Такие оливины участвуют и в строении ультраосновных кристаллических включений [53]. Оливин, содержащий около 90% форстеритового компонента, не может быть продуктом равновесной кристаллизации базальтового расплава с обычной железистостью [179]. Неравновесная кристаллизация, приводящая к обогащению оливина магнием, для вкрапленников данного типа маловероятна. Следовательно, вкрапленники оливина с $Fo > 88$ либо кристаллизуются из высокомагнезиального пикритового расплава, либо представляют собой реликты ультраосновного субстрата, из которого

выплавились базальты. Не исключено, что какая-то часть этих вкрапленников относится к ксенокристам — обломкам ультраосновных пород, залегающих выше области магмообразования. О кристаллизации вкрапленников из магмы свидетельствуют пикритовые расплавные включения, обнаруженные в шпинели [144], а также полученные в последние годы данные, указывающие на высокое содержание магния в первичных мантийных магмах. Поскольку высокомагнезиальный оливин хотя и в небольшом количестве, но постоянно встречается в базальтах многих провинций, случайный захват обломков твердых гипербазитов нельзя считать главной причиной появления этого минерала в базальтах. В то же время для отдельных регионов, например для Восточной Камчатки, имеются данные, указывающие на ксеногенный характер ультраосновных включений и оливинов первой группы [53]. Вкрапленники высокомагнезиальных оливинов встречаются не только в базальтах, но и в более кремнекислых породах вплоть до дацитов (Камчатка, Курильские острова), в которых они являются диакритами или ксенокристами.

Вкрапленники умеренно-магнезиальных оливинов ($Fo = 87-70$), содержащиеся в базальтах, представляют собой автокрисы, которые, судя по коэффициенту распределения $K_d = \frac{FeO_{01}MgO_1}{MgO_{01}FeO_1}$ [179], кристаллизовались из расплавов, отвечающих по составу оливиновому толеиту. Для многих кварцевых толеитов $K_d < 0,3$; следовательно, эти породы являются дифференциатами более магнезиальной первичной магмы, возникающими в результате фракционирования оливина. Так, магнезиальные базальты Камчатки содержат равновесные вкрапленники оливина ($K_d = 0,28$), а глиноземистые базальты этой провинции оказываются более железистыми по отношению к оливину (табл. 10).

Вкрапленники оливина с $Fo = 87-70$ встречаются не только в базальтах, но и в более кислых породах. Примерами могут служить оливинсодержащие андезиты Казбека, андезито-базальты и андезиты Армении. Ряд признаков, в частности наличие диакритов кварца, указывают на образование этих пород за счет смешения базальтовых и кислых расплавов. Вкрапленники оливина кристаллизовались из базальтового расплава раньше, чем происходил процесс смешения. Среди вкрапленников оливина встречаются скелетные формы (табл. I, 1)¹, что свидетельствует о быстрой кристаллизации в условиях переохлаждения. Постоянный состав магнезиального оливина в гибридных породах с разной кремнекислотностью (рис. 27) подтверждает вывод о ранней кристаллизации оливина из базальтового расплава.

Как показывают расчеты, основанные на уравнении смешения [161], железистость гибридных известково-щелочных пород вплоть до 60–62% SiO_2 остается на уровне, почти не отличающемся от железистости базальтов (рис. 28). Поэтому соотношения между железистостью оливина и гибридных пород отражают аналогичные соотношения в базальтах, участвующих в смешении (рис. 27). Не удивительно, что коэффициент распределения K_d для многих гибридных пород оказывается равновесным (см. табл. 10). Распределение Fe и Mg между оливином и ортопироксеном, который кристаллизовался из более кислого расплава, существенно отклоняется от равновесного. Так, в андезитах Казбека отношение $Mg/(Mg + Fe)$ состав-

¹ Табл. I–VIII см. в конце книги.

Таблица 10

Распределение железа и магния между оливином и расплавом

Местонахождение пород	Оливин, мол. %			Порода, вес. %			
	FeO	MgO	FeO/MgO	SiO ₂	ΣFeO	MgO	
Казбек							
Девдоракский поток	15	85	0,18	57,5	4,1	4,7	
Мнядонский поток	15	85	0,18	60,3	5,0	5,8	
Арзни, Армения							
нижний поток	24	76	0,32	52,6	7,2	4,5	
средний поток	24	76	0,32	57,0	6,1	4,2	
Арагац, Армения	21	79	0,27	56,8	6,6	3,6	
Сироума-Оике, Япония	21	79	0,27	56,3	7,4	3,1	
Камчатка, базальты							
магнезиальные	13	87	0,15	49,8	8,8	10,0	
глиноземистые	16	84	0,19	51,9	9,1	5,7	
низкокалиевые	21	79	0,27	50,7	9,5	5,3	
	23	77	0,30	60,1	6,8	3,1	
Камчатка, оливин-анортитовые включения	23	77	0,30	—	—	—	

ляет для вкрапленников оливин 0,85, а для вкрапленников ортопироксена 0,62–0,65. В условиях равновесия эти отношения для обоих минералов должны быть почти равными.

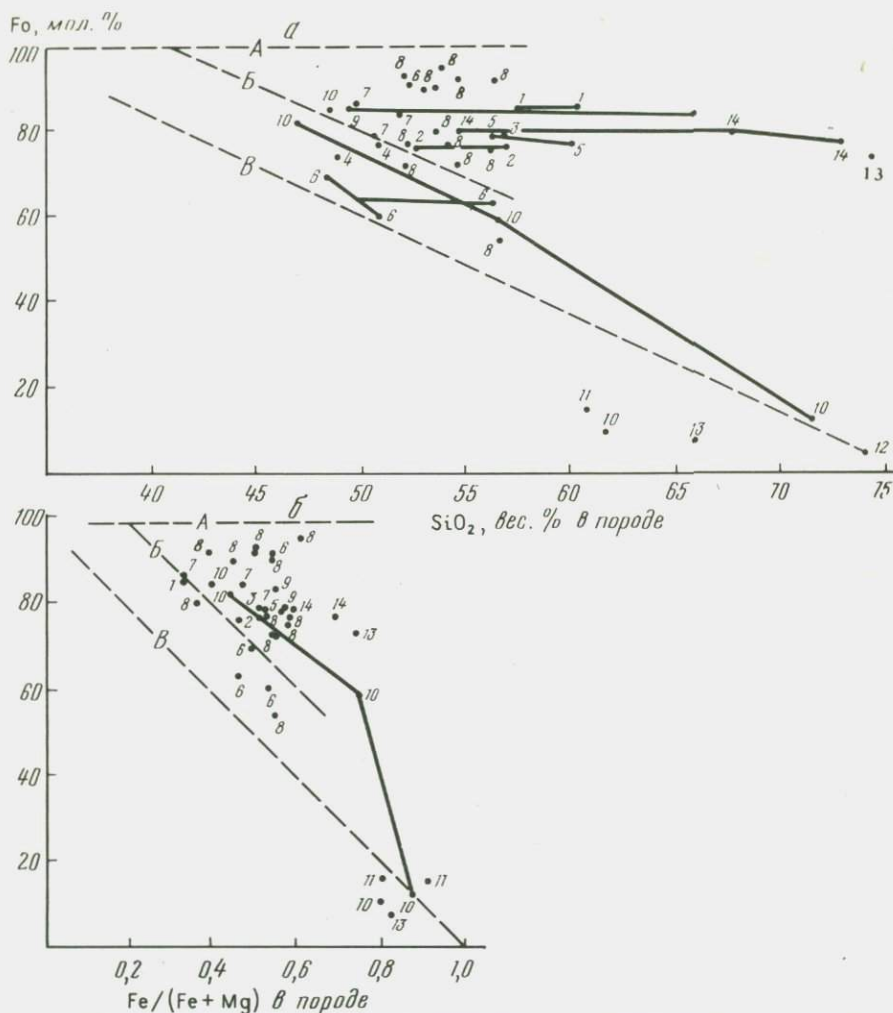
Вкрапленники умеренно-магнезиальных оливинов резко отличаются по составу от группы железистых оливинов ($Fo \leq 15$), которые встречаются в кислых породах (рис. 27) и являются либо автокристами, либо эпикристами.

Пироксены отличаются широкой вариацией составов в изоморфных рядах и, несомненно, весьма информативны с точки зрения выяснения условий зарождения и кристаллизации известково-щелочных пород. Однако конкретных данных, касающихся генетической систематики вкрапленников пироксена, пока очень мало. В изученных вулканитах Кавказа среди вкрапленников пироксена преобладают автокристы авгита и гиперстена, которые кристаллизовались из расплава одновременно или несколько позднее плагиоклаза. В гибридных андезитах Казбека широко развиты диакристы ортопироксена, первоначально выросшие в более кислом расплаве. Яркий пример появления в гибридных дацитах-риолитах диакристов клинопироксена и оливина, кристаллизовавшихся из базальтового расплава, описан в [147].

FeO/MgO	Оливинсодержащий расплав, вес. %				K _D	Примечание
	SiO ₂	ΣFeO	MgO	FeO/MgO		
0,50	57,9	3,8	3,6	0,59	0,30	Данные автора
0,49	60,8	4,8	4,8	0,56	0,32	То же
0,89	52,9	6,8	3,6	1,05	0,30	"
0,82	57,4	5,7	3,4	0,96	0,33	"
1,03	57,1	6,4	3,0	1,19	0,23	Ю.Г. Гукасян, 1977 г.
1,35	56,4	7,4	3,0	1,37	0,20	То же
0,49	60,2	6,8	3,0	1,28	0,23	М. Сакуяма, 1979 г.
0,89		8,7	9,0	0,54	0,28	О.Н. Волынец и др., 1975 г.
1,01		9,0	5,1	0,99	0,19	То же
1,23		9,5	5,2	1,02	0,26	"
—	50,9	10,2	5,5	1,04	0,29	О.Н. Волынец и др., 1978 г.

Амфибол и биотит встречаются среди вкрапленников довольно часто, хотя в целом для известково-щелочного вулканизма более характерны пироксен-плагиоклазовые разности [152]. Гидроксилсодержащие цветные минералы образуют автокристы, эпикристы и диакристы. Автокристы, представляющие собой ликвидусную фазу, появляются редко, главным образом в экструзиях и дайках. Примерами могут служить биотитовые риолиты вулкана Большой Непискало в верховьях р. Арагви. Значительно чаще биотит и особенно амфибол кристаллизуются позднее плагиоклаза и пироксена при температурах, близких к солидусу. Об этом свидетельствуют прямые соотношения вкрапленников в вулканических покровах и интрузивных телах. Крупные кристаллы амфибола и биотита во многих случаях являются эпикристами.

В андезитах Казбека можно наблюдать многочисленные диакристы амфибола, указывающие на смешение базитовых и кислых магм. Амфибол, первоначально кристаллизовавшийся из кислого расплава, попадая в более высокотемпературный расплав повышенной основности, подвергается разложению и замещается агрегатом пироксена, плагиоклаза и магнетита (Табл. 1, 2). Габитус кристаллов амфибола при этом не меняется и ясно указывает на первичный состав вкрапленников. Диакристы биотита также



Р и с. 27. Зависимость между кремнекислотностью (а) и железистостью (б) породы и содержанием форстеритового компонента (Fo) во вкрапленниках оливина

1 – андезиты Казбека; 2 – базальты и андезиты Арзни, Армения, 3 – андезитобазальты Арагаца, Армения (Ю.Г. Гукасян, 1977 г.); 4 – долериты Лорийского плато, Армения (А.А. Адамян, 1968 г.); 5 – андезиты Сироума-Оике, Япония (М. Сакуяма, 1979 г.); 6 – андезиты Алеутских островов (Б. Марш, 1976 г.); 7 – базальты Камчатки (О.Н. Вольнец и др., 1977 г.); 8 – андезито-базальты и андезиты Камчатки и Курильских островов (Г.А. Рашин, 1965 г.); 9 – толеитовые базальты и дациты Гавайских островов (Фодор и др., 1977 г.); 10 – базальты, исландиты и риолиты Исландии (И. Кармайкл, 1964, 1967 гг.); 11 – сиениты Средней Азии (Н.Ф. Шинкарев, 1964 г.); 12 – фаялитовые граниты (М.И. Ильвицкий, Р.В. Колбанцев, 1968 г.); 13 – риолиты и кварцевые сиениты Западной Калбы (П.В. Ермолов и др., 1979 г.); 14 – дациты и риодациты, Каскадные горы (Дж. Эйхельбергер, 1975 г.). А – B – средние уровни содержания форстеритового компонента в оливинах из пород субщелочных серий (по Станику, 1970 г.): А – I генерации, B – II генерации, B' – III генерации

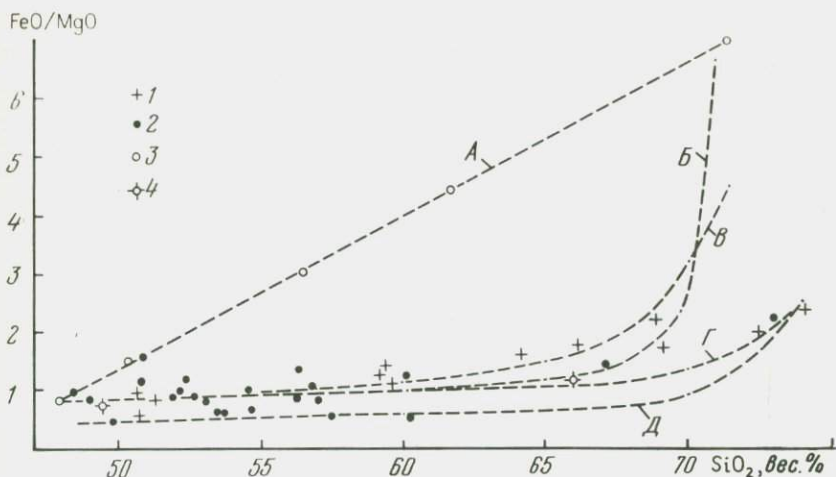


Рис. 28. Отношение FeO/MgO в оливинсодержащих породах

1 — средние составы известково-щелочных пород островных дуг и континентальных окраин; 2—4 — составы оливинсодержащих пород: 2 — подвижных поясов, 3 — Исландии, 4 — Гавайских островов

А — вариационная линия оливинсодержащих пород Исландии, Б—Д — расчетные кривые смешения для гибридных серий базальт—риолит₀ (FeO/MgO) в базальте: Б — 0,85, В, Г — 0,9, Д — 0,5; FeO/MgO в риолите: Б — 6,6, В — 4, 5, Г, Д — 2, 5

подвергаются разложению, но в меньшей степени, чем амфибол. Диакристы разложенного амфибола являются характерной особенностью многих известково-щелочных вулканических пород [155]. Однозначные примеры появления амфибола в известково-щелочных породах в качестве протокристов автору неизвестны.

Плаггиоклаз является преобладающим по объему минералом среди вкрапленников в известково-щелочных породах (табл. 11). Вкрапленники плаггиоклаза представляют собой автокристы и диакристы, об-

Таблица 11

Модальный состав вкрапленников в известково-щелочных породах островных дуг (объемн.%), по [152]

Породы	Общее количество вкрапленников	Плаггиоклаз	Оливин	Авгит	Ортопироксен	Магнетит	Амфибол	Биотит
Базальты	28,8	19,6	4,1	4,7	—	0,4	—	—
Андезито-базальты	32,5	24,0	1,0	3,5	3,0	0,6	—	—
Пироксеновые андезиты	22,9	16,1	0,2	2,9	2,6	1,1	—	—
Амфиболовые и биотитовые андезиты	30,8	19,5	0,7	2,6	1,3	1,6	4,1	0,9

Таблица 12

Коэффициенты распределения плагиоклаз/стекло для риолитов и риодацитов Верхнекегемского вулканического нагорья (Северный Кавказ)

Элемент	Черный витрофир основания разреза				Светлый	
	x^{pl}	x^{gl}	D	T	x^{pl}	
Si	—	—	—	—	—	—
Al	—	—	—	—	—	—
Ca	—	—	—	—	—	—
Na	5,65	2,80	2,02	1040	5,76	
K	1,00	4,09	0,24		0,87	
Li	0,0010	0,0034	0,29		0,0032	
Rb	0,0014	0,0209	0,067		0,0016	
Cs	0,0001	0,0010	0,10		0,0001	
Sr	0,029	0,007	4,14	1086	0,030	
Ba	0,022	0,056	0,39	846	0,069	

Примечание. 1. Si, Al, Ca определены химическим анализом в лаборатории Бронницкой ГЭС, остальные элементы — методом спектрометрии пламени в лаборатории ИМГРЭ.

2. x^{pl} — содержание (вес.%) в плагиоклазе, x^{gl} — в стекле.

3. $D = x^{pl}/x^{gl}$, $T = b/(\ln D - a)$ [145, 146].

→ Дрейк, Вейл, БГА

Таблица 13

Оценки температуры кристаллизации плагиоклаза в четвертичных вулканитах Камчатки

Порода	Порода, вес. %			Плагиоклаз	
	SiO ₂	Ca	Na	Ап, мол. %	
Базальты	50,6	6,9	2,0	66	
Андезито-базальты	53,8	5,8	2,3	62	
Андезиты	59,4	4,5	2,7	56	
Дациты	64,7	3,3	2,8	51	
Риодациты	69,3	2,4	3,0	46	
Риолиты	72,6	1,6	2,4	43	

Примечание. 1. При расчете использованы средние составы пород Восточной Камчатки и Центрально-Камчатской депрессии, по Э.Н. Эрлиху, 1966 г.; средний состав плагиоклаза определен по диаграмме, помещенной в [23].

2. D — коэффициент распределения Ca и Na между породой и плагиоклазом; $\ln D = b/T + a$ [146].

разовавшиеся при низком давлении. Формирование вкрапленников плагиоклаза вблизи дневной поверхности подтверждается характером их распределения во времени и пространстве при современных вулканических извержениях [24], а также особенностями морфологии и состава фенокристаллов. Для вкрапленников плагиоклаза характерны скелетные кристаллы с многочисленными пустотами, заполненными стеклом (Табл. I, 3, 4), вплоть до футлярных кристаллов, состоящих только из узкой геометрически правильной внешней оболочки (Табл. I, 5, 6). Скелетные

риолит нижней части разреза			Риолит верхней части разреза			
x^{pl}	D	T	x^{pl}	x^{gl}	D	T
—	—	—	28,1	33,8	0,83	1017
—	—	—	11,8	7,1	1,66	1239
—	—	—	4,36	0,83	5,25	986
2,53	2,28	1016	5,27	2,36	2,23	1021
5,01	0,17	—	0,81	4,25	0,19	—
0,0027	1,19	—	0,0008	0,0071	0,11	—
0,0250	0,064	—	0,0009	0,0194	0,046	—
0,0008	0,125	—	0,0001	0,0007	0,14	—
0,003	10,0	927	0,072	0,008	9,0	944
0,031	2,23	950	0,087	0,076	1,15	1040

Плагиоклаз		D		T, °C	
Ca, вес. %	Na, вес. %	Ca	Na	Ca	Na
9,4	2,9	1,36	1,45	1324	1111
8,8	3,3	1,52	1,43	1290	1114
8,0	3,7	1,78	1,37	1244	1124
7,3	4,3	2,21	1,54	1184	1093
6,5	4,7	2,71	1,57	1131	1093
6,2	5,0	3,88	2,08	1048	1035

вкрапленники плагиоклаза аналогичны по форме кристаллам, полученным экспериментально при переохлаждении на 100–200°C [170].

Важной особенностью вкрапленников плагиоклаза, указывающей на их кристаллизацию на небольших глубинах, является высокое содержание анортитового компонента. В глиноземистых базальтах содержание анортита в плагиоклазовых вкрапленниках нередко приближается к 100%, а в кислых известково-щелочных породах средний модальный состав вкрапленников оказывается значительно более основным по сравнению с норма-

тивным. Согласно экспериментальным данным, доля анортитового компонента в плагиоклазе при прочих равных условиях с ростом давления уменьшается и появление максимально кальциевых плагиоклазов возможно только в обстановке низкого давления.

Распределение Na, Ca, Ba, Sr между плагиоклазом и расплавом свидетельствует об относительно невысоких температурах кристаллизации этого минерала, характерных для низких давлений (табл. 12, 13). В табл. 12 оценки температур основаны на коэффициенте распределения плагиоклаз/стекло, а в табл. 13 — на коэффициенте распределения плагиоклаз/порода. Поскольку порода обогащена Ca и Na по сравнению с расплавом, из которого выделился плагиоклаз, оценки T , приведенные в табл. 13, характеризуют лишь верхний предел температуры кристаллизации плагиоклаза, причем оценки по D_{Na} ближе к истинным значениям T , чем по D_{Ca} . Температуры кристаллизации плагиоклаза, полученные по геохимическим данным, в целом хорошо согласуются с температурами гомогенизации расплавных включений.

В известково-щелочных вулканитах широко развиты диакристы плагиоклаза, состав которых не соответствует составу базиса и валовому составу породы. Так, основные плагиоклазы, в том числе чистый анортит, встречаются среди вкрапленников не только в базальтах, но и в кислых породах вплоть до дацитов и риодацитов [23], что служит прямым указанием на наличие в последних базальтового материала. С другой стороны, имеются данные, что в породах известково-щелочных серий независимо от их кремнекислотности прослеживается сквозная генерация вкрапленников андезина № 32–42, характерная для риодацитовых риолитовых магм (данные Т.Н. Далимова по палеозойским вулканитам Средней Азии). Это свидетельствует о том, что в промежуточных членах серий имеется и примесь кислого материала.

Убедительные доказательства смещения магм получены в результате изучения вкрапленников плагиоклаза в конкретных вулканических породах. Так, в дацитах Эльбруса крупные вкрапленники плагиоклаза имеют состав андезина № 36–40 и содержат риолитовые расплавные включения. Эти вкрапленники окружены каймой андезина—лабрадора № 45–65, соответствующего по составу поздней генерации мелких вкрапленников и микролитам базиса. Распределение составов крупных вкрапленников плагиоклаза из дацитов оказывается тождественным таковому для риодацитов [58]. Учитывая наличие в дацитах диакристов кварца, эти данные следует рассматривать как доказательство гибридного характера дацитов, возникших при смешении основного и кислого расплавов. В еще более яркой форме признаки смещения магмы выражены в андезитах Казбека. Эти породы содержат вкрапленники магнезиального оливина в сочетании с вкрапленниками кварца и весьма кислого плагиоклаза (табл. 14). Дациты с автокристами плагиоклаза, ортопироксена, амфибола и биотита, аналогичными диакристам в андезитах, развиты в тех же местах, что и андезиты.

Диакристы плагиоклаза, которые содержатся в гибридных андезитах и дацитах Кавказа, часто состоят из относительно кислого ядра и сетчатой внешней каймы более основного состава. Ядро таких вкрапленников первоначально кристаллизовалось из кислого компонента магматической смеси, а кайма представляет собой либо новообразованный скелетный

Таблица 14

Доля анортитового компонента (мол.%) в диакристах плагиоклаза

Местонахождение пород	Ядро кристалла		Внешняя сетчатая кайма
	центр	край	
Эльбрус, дацит	40	36	52
Казбек, андезит			
Девдорацкий поток	38	27	50
Чхерский поток	39	31	44
Мнадонский поток	36	31	—
Малый Непискало, андезито-дацит		53–65	—
Эрмани-Ахубатское плато, андезито-дацит	50	42	58
Ходзский поток, дацит			
ранняя порция лавы	45	36	53
поздняя порция лавы		33	45

кристалл, выросший из гибридного расплава (Табл. II, 1), либо зону частичного растворения ранее существовавшего вкрапленника с выносом определенной доли альбитового компонента (Табл. II, 2). Появление сетчатой каймы вокруг вкрапленников плагиоклаза является особенностью гибридных известково-щелочных пород.

Твердо доказанных примеров наличия в известково-щелочных породах протокристов плагиоклаза автору неизвестно. Хотя предположения о массовом сохранении реликтовых протокристов полевых шпатов и кварца в кислых вулканитах делались неоднократно, они не подтверждены необходимыми доказательствами и в большинстве случаев ошибочны. О том, как выглядят протокристы плагиоклаза, можно судить по частично расплавленным кислым ксенолитам в основных лавах и дайках. Ярким примером в этом отношении может служить дайка микродиоритов в Бузанинском массиве на Алтае, которая была описана в [62] как пример ликвации. На самом деле в этой дайке наблюдаются частичное плавление ксенолитов гранитоидов и все стадии их растворения в базитовом материале (Табл. II, 3–6).

Вкрапленники кварца, которые содержатся в вулканических породах риодацитового и риолитового составов, относятся либо к новообразованным протокристам, либо к автокристам. В порфириновых интрузивах нередки эпикристы кварца. Для вкрапленников кварца, выросших из расплава, характерны первичные расплавные включения, часто весьма обильные и крупные (Табл. III, 1). Наличие включений противоречит предположению о широком развитии в известково-щелочных эффузивах реликтовых протокристов кварца. О реликтовом характере вкрапленников кварца нередко судят на основании морфологических признаков, как будто указывающих на коррозию кварцевых зерен. Однако причудливые амебообразные формы вкрапленников кварца, как это было давно показано Г.Г. Леммлейном, могут представлять собой и плоские сечения через скелетные кристаллы (Табл. III, 2, 3), что однозначно доказывается изу-

чением объемных форм вкрапленников. В бухтообразных заливах скелетных кристаллов кварца часто можно видеть скопления цветных минералов (Табл. III, 4), образование которых связано с накоплением фемических компонентов на фронте кристаллизации кварца при быстром его росте. Такая же картина характерна для скелетных кристаллов плагиоклаза.

В известково-щелочных эффузивах отсутствуют магматогенные вкрапленники тридимита; следовательно, кварц кристаллизуется из расплава при P - T условиях, исключающих появление тридимита как равновесной фазы ($T < 870-1100^\circ\text{C}$ при $P < 1,4$ кбар). Высокотемпературные вкрапленники кварца ($T > 1100^\circ\text{C}$), которые, судя по термометрическим данным, развиты довольно широко, могут возникать лишь при достаточно высоком давлении. Температура образования автокристов и эпикристов, возникающих в условиях низкого давления, не превышает $870-1100^\circ\text{C}$.

В дацитах и более основных породах широко распространены диакристы кварца, которые сохраняются после растворения того или иного количества кислого расплава, являющегося для кварца материнским. Многие диакристы имеют правильные кристаллографические формы, свойственные вкрапленникам кварца в кислых эффузивах (Табл. III, 5, 6), и, что особенно важно, содержат расплавные включения риолитового состава (Табл. IV, 1, 2). В палеотипных породах стекло таких включений превращено в кристаллический кварц-полевошпатовый агрегат. Попадая в расплав повышенной основности, вкрапленники кварца начинают растворяться с образованием характерной каймы кислого стекла и пироксеновой короны. Диакристы кварца с включениями риолитового стекла обнаружены нами в новейших дацитах, андезитах и базальтах Кавказа на всех обследованных участках. Особенно эффектны андезиты Казбека, в которых вкрапленники кварца можно видеть рядом с кристаллами магнезиального оливина (Табл. IV, 3). В Армении оливиновые базальты с вкрапленниками кварца пользуются региональным распространением [130]. По данным [180], сочетание вкрапленников кварца и оливина отмечено в лавах тридцати из 140 четвертичных вулканов Японии. Широко развиты диакристы кварца в послегранитовых базитовых дайках, а также в изверженных породах субщелочных серий. Появление в меланократовых породах диакристов кварца, несомненно, представляет собой геологическое явление, значение которого до сих пор явно недооценивалось.

К а л и е в о - н а т р и е в ы й п о л е в о й ш п а т образует в кислых известково-щелочных породах поздние автокристы, а также эпикристы, возникшие в результате собирательной перекристаллизации базиса. По сравнению с плагиоклазом и кварцем калиевый полевой шпат обладает значительно большей скоростью кристаллизации и обычно слагает наиболее крупные вкрапленники. В более основных породах калиевый полевой шпат встречается в виде ксенокристов. Диакристы калиевого полевого шпата как результат смешения магм обычно не встречаются, что обусловлено поздним выделением этого минерала при затвердевании кислых расплавов.

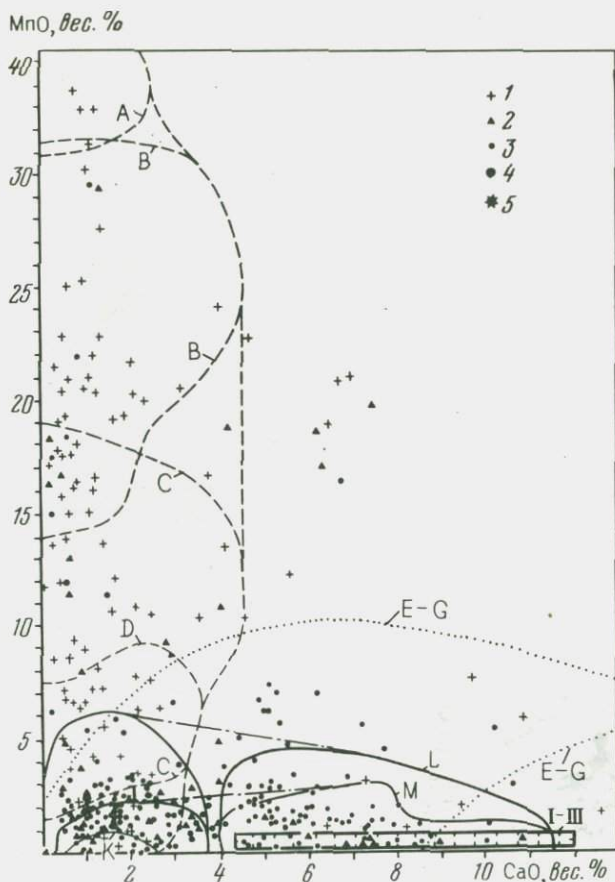
Г р а н а т содержится в известково-щелочных породах, как правило, в аксессуарных количествах. Однако в некоторых андезитах, дацитах, риолитах и их интрузивных аналогах содержание этого минерала соизмеримо с количеством биотита или пироксена. Высокие содержания граната

особенно характерны для низкотемпературных биотитовых гранитов, а также для аплитовидных гранитов и аплитов. В породах с порфировой структурой гранат слагает вкрапленники, а в полнокристаллических разновидностях является составной частью фанеритовой зернистой матрицы. Гранаты известково-щелочных пород представлены изоморфными рядами спессартин—альмандин и пироп—альмандин; встречаются единичные зерна гроссуляр-андрадитового состава. Учитывая положение статистических минимумов в распределении составов, для известково-щелочных пород можно выделить 11 групп гранатов, каждая из которых представляет собой более или менее однородную выборку (табл. 15). Гранаты первой и второй групп по составу близки к метаморфогенным гранатам зеленосланцевой фации и являются либо ксенокристами, либо эпикристами, образованными в субсолидусных условиях. Гранаты третьей—пятой групп обнаруживают почти полное сходство с гранатами из редкометалльных и мусковитовых пегматитов (рис. 29), а также с гранатами из пустот в риолитах. В породах с порфировой структурой вкрапленники, относящиеся к этим группам, обычно являются эпикристами. Гранаты шестой — девятой групп по составу наиболее близки к метаморфогенным гранатам амфиболитовой и гранулитовой фаций (рис. 29). Среди них выделяются реликтовые протокристы, сохранившиеся при плавлении корового метаморфического субстрата, и новообразованные протокристы, которые кристаллизуются из водосодержащего кремнекислого расплава при P—T условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций. Реликтовые протокристы обычно представлены корродированными зернами, окруженными реакционной каймой (Табл. IV, 4). С ними нередко ассоциируют другие реликтовые высокоглиноземистые минералы (кордиерит, силлиманит, разложенный ставролит и др.). Среди новообразованных протокристов нередко встречаются идеально ограненные кристаллы.

Наиболее магнезиальные пиральспиты десятой группы имеют состав, близкий к метаморфогенным и магматогенным гранатам, входящим в высокотемпературные эцлогитовые парагенезисы. Гранаты этой группы встречаются в известково-щелочных породах в небольшом количестве и являются либо ксенокристами, либо диакристами, которые первоначально кристаллизовались из базальтового расплава на достаточно большой глубине. К одиннадцатой группе отнесены единичные зерна гроссуляр-андрадитового состава, характерные для скарнов. Такие гранаты встречаются в изверженных породах в виде эпикристов или ксенокристов.

В целом среди гранатов, содержащихся в известково-щелочных вулканиках и их интрузивных аналогах, преобладают низкомагнезиальные пиральспиты с невысоким содержанием гроссулярного компонента (седьмая—восьмая группы, табл. 15), образованные в условиях умеренного давления. Эти гранаты обнаруживают систематическое отличие по составу от синтетических гранатов, которые получены в результате кристаллизации базальтовых, андезитовых и дацитовых расплавов при давлении, соответствующем эцлогитовой фации (рис. 30).

Общая корреляция между составами гранатов и гранатсодержащих пород отсутствует (рис. 31), хотя для отдельных регионов такая корреляция иногда отмечается. Пиральспитовые гранаты из андезитов и дацитов в главной своей массе не отличаются по составу от низкомагнезиальных

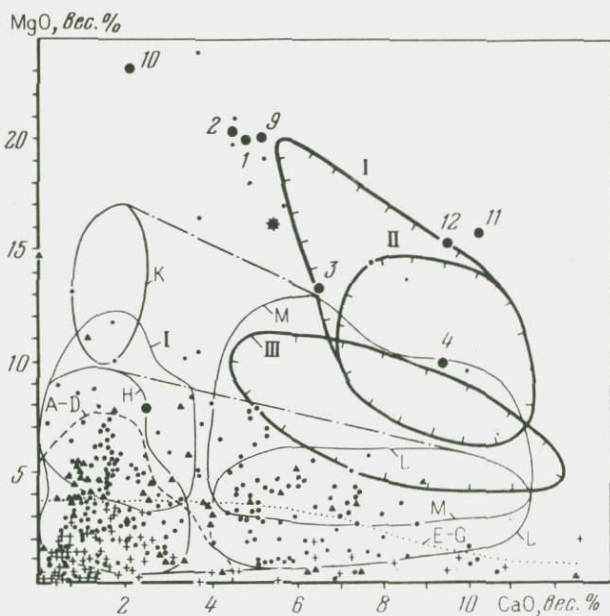


Р и с. 29. Соотношения между концентрациями CaO, MnO и MgO в гранатах из известково-щелочных пород

1-3 - гранаты из: 1 - низкотемпературных гранитов, 2 - высокотемпературных гранитоидов и 3 - вулканитов; 4, 5 - средние составы гранатов из: 4 - кимберлитов и 5 - щелочных базальтов; A-D - поля составов гранатов из: A, B - редкометалльных, C - мусковитовых и D - керамических пегматитов; E-M - поля составов гранатов: E-G - из метаморфических пород зеленосланцевой, H, L - амфиболитовой и J, K, M - гранулитовой фаций; I-III - поля составов синтетических гранатов, полученных при кристаллизации расплавов: I - базальтовых, II - андезитовых и III - дацитовых

гранатов из риолитов и гранитов, а наиболее магниезильные гранаты, встреченные в кислых породах, соответствуют по составу магматогенным гранатам из базальтов и ультрабазитов. Эти соотношения, во-первых, подтверждают реликтовый характер многих гранатов в андезитах, дацитах и риодацитах, а во-вторых, могут указывать на гибридное происхождение этих пород.

К о р д и е р и т, который часто встречается в высокоглиноземистых гранитах и гранитных пегматитах, описан также среди вкрапленников и включений в известково-щелочных вулканитах. Преобладание идиоморфных кристаллов и их высокая железистость (табл. 16) свидетельствуют,



Р и с. 29 (окончание)

что вкрашенники кордиерита в большинстве своем являются автокристами и образовались при затвердевании кислых расплавов на небольшой глубине. Прямым доказательством такого происхождения кордиерита служат расплавные включения, обнаруженные во вкрашенниках этого минерала [142]. В ряде случаев зерна кордиерита представляют собой реликтовые протокристы.

Согласно экспериментальным данным, верхний предел устойчивости парагенезиса кордиерит + гранат не превышает 11 кб, а кордиерит как изолированная фаза устойчив при значительно меньших давлениях (< 6 кб). Появление в изверженной породе протокристов кордиерита и кордиеритсодержащих протолитов однозначно указывает на зарождение расплавов в обстановке умеренного или низкого давления в пределах континентальной коры. Не случайно вкрашенники кордиерита и кордиеритсодержащие включения встречаются только в корунд-нормативных породах риодацитового (адамеллитового) — риолитового (гранитного) состава, которые по всем признакам образуются в результате анатектического плавления метаосадочного материала. Наличие кордиерита в менее кремнекислых породах дацитового — андезитового состава объясняется либо тем, что эти породы являются гибридными и содержат примесь базитового материала [193], либо тем, что источником кордиерита служат ксенолиты пирометаморфизованных осадочных пород.

Оливин-анортитовые включения содержатся в породах низкощелочных вулканических серий Камчатки, Курильских островов и ряда других регионов. Включения состоят из агрегата идиоморфных кристаллов основного плагиоклаза, оливина, клинопироксена и некоторых других минералов. В интерстициях между кристаллическими фаза-

Таблица 15. Средний состав гранатов из известково-щелочных вулканитов и высокотемпературных гранитоидов

Группа гранатов	Количество анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO'	MnO
1	7 (3)	37,1 0,8	0,16 0,02	19,2 1,2	16,9 4,3	17,7 1,6
2	2 (2)	36,9	0,25	19,4	14,7	10,7
3	2	36,5	Не опр.	19,6	13,0	29,5
4	6 (3)	37,5 2,2	0,99 0,99	20,2 1,3	21,4 4,2	18,0 2,3
5	15 (6)	37,1 1,0	0,25 0,20	20,5 0,9	29,0 3,3	9,1 1,9
6	8	37,9 0,5	Не опр.	20,2 1,2	25,2 3,6	6,2 0,7
7	97 (47)	37,4 1,4	0,16 0,15	20,5 0,9	33,3 3,2	1,6 1,1
8	69 (44)	39,4 2,2	0,35 0,30	21,6 1,8	30,5 2,8	1,8 1,0
9	5	39,5 0,3	Не опр.	21,2 0,9	24,7 1,1	0,8 0,7
10	13 (1)	41,0 2,1	0,41	21,4 5,6	14,1 5,6	0,4 0,4
11	2	34,8	0,03	0,5	28,0	0,06
	1	37,7	0,25	16,9	23,0	0,3
	1	36,3	0,03	4,6	28,6	0,2

Примечание. 1. Цифры в скобках — количество анализов, в которых определено содержание TiO₂; FeO — общее количество железа.

Таблица 16. Химический состав (вес.%) и структурное состояние (Δ) кордиерита из изверженных пород

Компоненты	Вулканиты					
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	46,83	46,99	47,2	48,61	48,58	
Al ₂ O ₃	32,94	32,03	33,9	31,97	32,44	
Fe ₂ O ₃				1,45	3,15	
FeO	8,79	11,58	8,2	7,10	9,17	19,64
MnO			0,35	сл.	сл.	0,58
MgO	7,55	6,62	7,7	9,95	6,63	0,84
H ₂ O ⁺				1,12		
f	0,40	0,50	0,37	0,29	0,44	0,93
Δ	0,28	0,30				

1 — риодацит, Италия; 2 — риодацит, Тунис (Р. Клокьятти, Н. Метрич, 1977 г.); 3 — риодацит, Антарктида (А. Форд, Дж. Химмельберг, 1978 г.); 4 — биотит-амфиболовый андезит, о. Тайвань; 5 — слюдяной андезит с гранатом и кордиеритом, Южная Испания (Б. Лик, 1960 г.); 6-7 — риолит, Австралия: 6 — ядро, 7 — край зерна

	MgO	CaO	Пир	Альм	Спес	Грос	Андр
	0,3	8,4	1,3	33,7	40,7	17,6	6,7
	0,1	3,9	0,3	5,2	2,6	1,0	
	0,2	16,2	0,7	28,9	24,2	38,8	7,5
	0,6	1,3	2,3	27,4	66,9	1,1	2,3
	0,7	0,4	2,8	51,1	44,6	1,0	0,3
	0,4	0,3	1,3	8,8	9,2	1,0	
	1,9	1,8	7,6	65,9	21,3	4,0	1,2
	1,1	1,1	4,9	5,9	6,2	2,8	
	4,4	5,4	16,9	53,8	13,9	12,2	3,3
	3,0	0,9	10,1	9,0	1,6	2,3	
	4,1	1,7	16,4	75,0	3,6	3,3	1,7
	1,9	0,8	7,1	7,0	2,0	2,2	
	3,7	6,3	14,2	64,5	3,9	14,2	3,2
	1,6	1,6	6,3	5,4	2,4	5,9	
	12,1	1,3	45,2	50,4	1,6	0,8	2,1
	1,8	0,8	5,6	3,7	1,6	0,8	
	16,1	5,3	57,2	28,2	0,6	11,5	2,6
	4,4	2,1	3,5	14,0	0,6	5,2	
	—	32,0	—	1,6	0,2	1,0	97,2
	0,1	35,2	—	2,9	0,7	74,0	22,1
	—	32,9	—	2,7	0,3	19,5	77,5

2. Дробь означает: числитель — среднее содержание, знаменатель — среднее квадратичное отклонение, вес. и мол.%.

Вулканиты	Граниты и пегматиты					
	7	8	9	10	11	12
		45,98	48,51	48,88	47,39	44,05
		32,76	33,73	33,07	30,20	31,19
		0,91		0,53	2,05	2,12
	15,15	9,34	9,58	8,05	12,99	15,34
	0,39	0,12	0,12	0,06	0,71	1,01
	3,49	6,84	7,48	7,04	4,74	4,97
		0,02		2,21		1,15
	0,70	0,43	0,42	0,39	0,61	0,63

(У. Берч, А. Гледоу, 1974 г.); 8 — гранит, Украина (С.М. Доброхотов, 1964 г.); 9 — двуслюдяной гранит, Австралия (Р. Флуд, С. Шоу, 1975 г.); 10 — гранит, Гарц (Б. Лик, 1960 г.); 11 — биотитовый гранит, Корнуолл (А. Браммол и др., 1932 г.); 12 — биотитовый гранит, Северо-Восток СССР (И.А. Загзузина, 1977 г.).

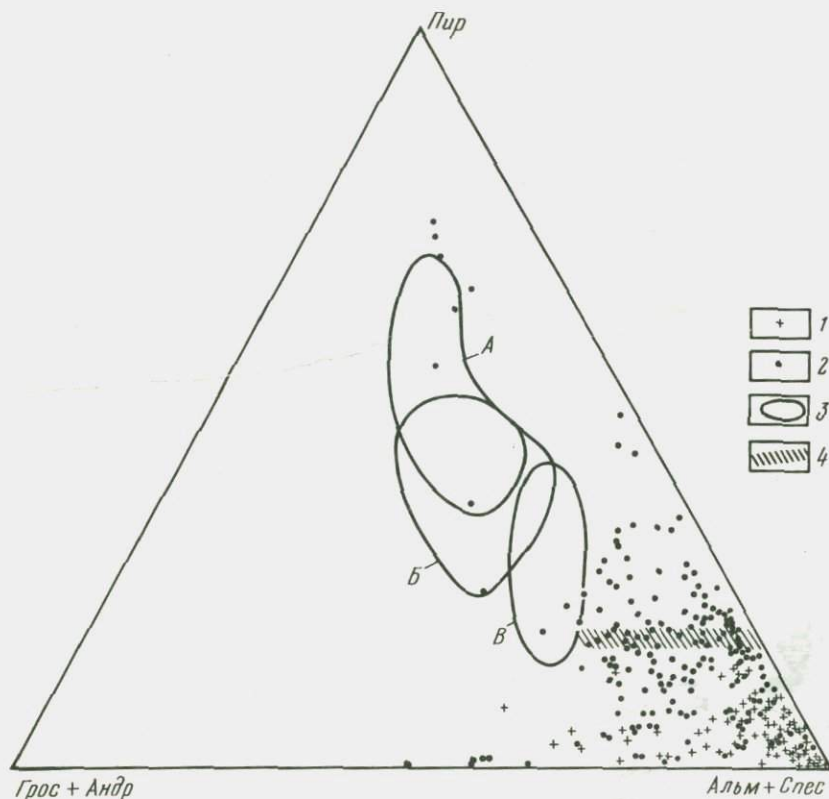
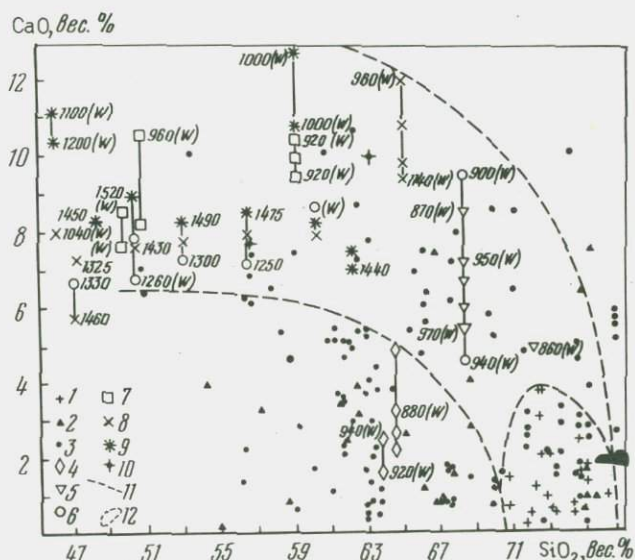
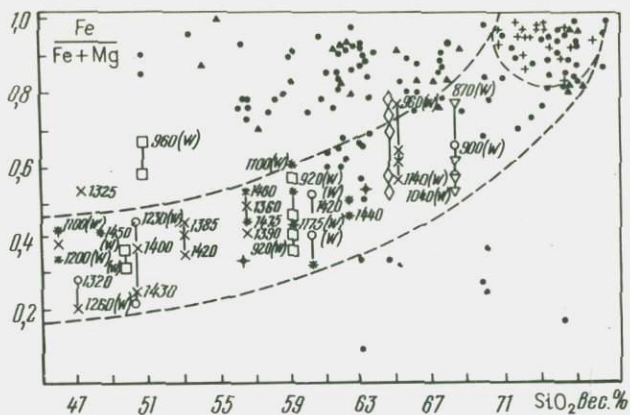


Рис. 30. Соотношение составов гранатов из природных известково-щелочных пород и синтетических гранатов, полученных при кристаллизации расплавов в условиях высокого (11–36 кбар) давления: А – базальтовых, Б – андезитовых, В – дацитовых

1 – гранаты из низкотемпературных гранитов; 2 – гранаты из высокотемпературных гранитоидов и вулканитов; 3 – поля синтетических гранатов; 4 – граница между составами гранатов из автохтонных гранитов амфиболитовой и гранулитовой фаций по П.В. Ермолову и др. (1979 г.)

ми сохраняется базальтовое стекло. Структура включений, равновесное значение K_D для оливина и стекла (см. табл. 10), состав плагиоклаза и других минералов не оставляют сомнения в том, что оливин-анортитовые включения представляют собой автолиты, возникшие при кристаллизации базальтового расплава в условиях низкого давления. Подобные включения и продукты их дезинтеграции встречаются и в более кислых породах вплоть до риодацитов, где они играют роль диалитов и диакристов.

Пироксен-плагиоклазовые включения весьма характерны для известково-щелочных андезитов, дацитов и риодацитов. Эти включения имеют обычно мелкозернистую структуру и образованы плагиоклазом, орто- и (или) клинопироксеном, к которым нередко добавляются более поздние выделения магнетита, амфибола и биотита. Включения в кайнотипных эффузивах содержат интерстициальное стекло, аналогичное по составу стеклу базиса; при полной кристаллизации вместо стекла



Р и с. 31. Соотношения между железистостью гранатов, содержанием в них CaO и кремнекислотностью гранатосодержащих пород

1–3 – составы природных гранатов: 1 – из низкотемпературных гранитов, 2 – высокотемпературных гранитоидов и 3 – вулканитов; 4 – составы синтетических гранатов, полученных из метapelитового материала (при 4–7 кбар); 5–9 – составы синтетических гранатов, полученных из силикатных расплавов при давлениях: 5 – 10–14 кбар, 6 – 15–19 кбар, 7 – 20–24 кбар, 8 – 25–29 кбар, 9 – 30–35 кбар; цифры – температура кристаллизации гранатов в сухих и влажных (W) условиях; 10 – составы природных гранатов, соответствующие синтетическим аналогам; 11 – полоса составов магматогенных гранатов; 12 – поле составов гранатов из низкотемпературных гранитов

образуется кварц-полевошпатовый агрегат. Размер пироксен-плагиоклазовых включений варьирует от долей миллиметра до десятков сантиметров в поперечнике. Включения имеют разнообразную форму и сглаженные, округлые внешние контуры. Аналогичные включения часто встречаются и среди интрузивных аналогов известково-щелочных эффузивов [124].

Таблица 17

Химический состав андезитов Верхнечегемского нагорья (Северный Кавказ) и содержащихся в них кристаллических включений, вес.%

Компоненты	Андезиты, среднее из 2 анализов	Включения, среднее из 2 анализов	Компоненты	Андезиты, среднее из 2 анализов	Включения, среднее из 2 анализов
SiO ₂	61,08	56,05	K ₂ O	2,29	1,51
TiO ₂	0,93	1,00	P ₂ O ₅	0,35	0,33
Al ₂ O ₃	17,01	17,67	H ₂ O ⁺	0,28	0,20
Fe ₂ O ₃	2,73	3,66	H ₂ O	0,06	—
FeO	2,90	3,27	F	0,05	0,03
MnO	0,08	0,11	FeO	5,36	6,56
MgO	2,88	5,22	FeO/MgO	1,04	0,70
CaO	5,32	8,08	FeO/(FeO +	0,51	0,41
Na ₂ O	3,98	3,55	+ MgO)		

Таблица 18

Минеральный состав вкрапленников и кристаллических включений в андезитах Верхнечегемского нагорья, объемн.%

Минералы	Вкрапленники, среднее из 6 замеров	Включения, среднее из 8 замеров
Плагиоклаз	83,0	71,0
Пироксен	14,2	24,8
Магнетит	2,8	4,2
Плагиоклаз/пироксен	85,4/14,6	71,1/28,9
Номер плагиоклаза	47,5	51,0

Включения в гранитоидах всегда в той или иной мере перекристаллизованы; главными цветными минералами в них являются амфиболы и биотит.

Валовый состав включений варьирует от базальта (габбро) до дацита (гранодиорита) и всегда оказывается менее кремнекислым и более богатым FeO, MgO, CaO, чем состав окружающих пород (табл. 17). Включения в вулканитах обогащены пироксеном и магнетитом и обеднены плагиоклазом относительно пропорций этих минералов во вкрапленниках (табл. 18). В двупироксеновых породах доля клинопироксена во включениях выше, чем во вкрапленниках. Плагиоклаз включений обычно содержит больше анортитового компонента, а составы цветных минералов практически тождественны.

О происхождении пироксен-плагиоклазовых включений высказаны различные суждения. Фактический материал лучше всего согласуется с генетической моделью, рассматривающей эти включения как частично или полностью раскристаллизованные диалиты [148].

Амфиболсодержащие кристаллические включения подробно изучены в андезито-базальтах и андезитах Камчатки и Куриль-

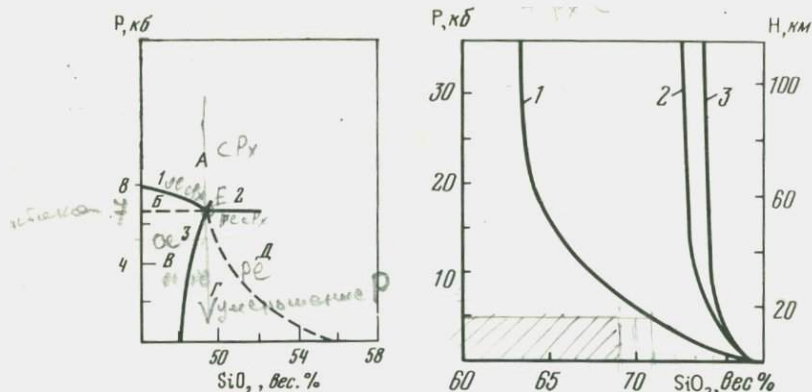
ских островов. Многие из них рассматриваются как протолиты. Правильность такой интерпретации вызывает сомнение, поскольку включения содержат свежий амфибол и вместе с тем распределены среди лав плагиоклаз-пироксенового состава, являющихся продуктами затвердевания горячих ($T \sim 1200^\circ\text{C}$) маловодных магм. Максимальный верхний предел устойчивости амфибола равен для андезитовых составов 970°C , а для базальтовых составов 1050°C [134]. Следовательно, сохранение свежего амфибола в области массового магмообразования маловероятно. Опыты по плавлению амфиболитов показывают, что при температуре $900-1050^\circ\text{C}$ амфибол разлагается и замещается пироксеном, оливином и магнетитом [27]. Судя по описаниям, амфиболсодержащие включения в андезитобазальтах и андезитах являются не реликтовыми протолитами, а скорее представляют собой ксенолиты, автолиты, а в некоторых случаях, возможно, и перекристаллизованные базитовые диалиты.

УСЛОВИЯ ЗАРОЖДЕНИЯ И КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНЫХ МАГМ

Известково-щелочные серии объединяют три группы пород: глиноземистые базальты ($48\% < \text{SiO}_2 < 53\%$), андезито-базальты, андезиты, дациты ($53\% < \text{SiO}_2 < 68\%$), риодациты и риолиты ($68\% < \text{SiO}_2 < 77\%$). Многочисленные попытки связать происхождение всех этих пород с одним магматическим источником оказывались безрезультатными. Современные данные приводят к выводу о генетической автономности каждой группы пород, хотя, несомненно, существует общий механизм, являющийся причиной геологической и геохимической сопряженности всех членов известково-щелочных серий.

Если исходить из наиболее обоснованных в настоящее время представлений о выплавлении первичных базальтовых магм из перидотитового субстрата верхней мантии, то состав этих магм на уровне зарождения должен соответствовать котектике с участием оливина и клинопироксена. Котектическая линия $Ol + KPl$ имеет на плоскости $P-X_{\text{SiO}_2}$ отрицательный наклон (рис. 32), обусловленный тем, что с ростом давления доля Ol в котектике увеличивается. В соответствии с этим на большей глубине возникают более магниезильные и менее кремнекислые и вязкие базальтовые расплавы.

Согласно экспериментальным данным, котектика $Ol + KPl + Pl$ оказывается наиболее богатой нормативным плагиоклазом на глубине около 25 км ($P \approx 7$ кб). С увеличением давления в котектике возрастает относительное количество Ol , а при уменьшении давления растет содержание KPl . Расплавы, возникшие на глубине около 25 км, кристаллизуются при более низком давлении в последовательности $Pl \rightarrow Ol \rightarrow KPl$. По мере подъема состав расплава все дальше уходит от котектического в сторону избытка ^{базальтового расплава} плагиоклаза. Эта тенденция может усиливаться благодаря гравитационному осаждению Ol и всплыванию Pl . Базальтовые жидкости, возникающие на глубине ~ 25 км, дают начало глиноземистым базальтам, состав которых при атмосферном давлении существенно отклоняется от котектического. Именно такие базальты характерны для известково-щелочных серий.



Р и с. 32. Положение котектических линий, определяющих последовательность кристаллизации сухих глиноземистых базальтов (принципиальная схема, основанная на экспериментальных данных)

1-3 — котектические линии: 1 — $Ол + Кну$, 2 — $Пл + Кну$, 3 — $Ол + Пл$; А-Д — поля с различной последовательностью кристаллизации: А — $Кну \rightarrow Ол \rightarrow Пл$, Б — $Ол \rightarrow Кну \rightarrow Пл$, В — $Ол \rightarrow Пл \rightarrow Кну$, Г — $Пл \rightarrow Ол (Ону) \rightarrow Кну$, Д — $Пл \rightarrow Кну \rightarrow (Ону)$

Р и с. 33. Положение котектических линий $Пл (Гр, Кну) + Кв$ по экспериментальным данным

1 — в сухих условиях, 2 — при содержании в расплаве 5 вес. % H_2O , 3 — при насыщении расплава водой; поле первичной кристаллизации кварца — справа от котектических линий

Появление глиноземистых расплавов может быть связано как с частичным плавлением ультраосновного твердого субстрата, так и с дифференциацией на том же гипсометрическом уровне более глубинных магнезиальных базальтов с удалением из них $Ол$ и возможно $ОПл$. Модель дифференциации лучше согласуется со значениями коэффициента распределения Fe и Mg между оливином и расплавом (см. табл. 10), которые соответствуют равновесной кристаллизации оливина из магнезиальных базальтов и фиксируют нарушение равновесия для глиноземистых расплавов. Низкие содержания Ni, Cr и Co в глиноземистых базальтах [186] также указывают на образование этих расплавов в результате осаждения из первичной магмы оливина и хромшпинелидов.

Риолиты и риодациты на уровне зарождения имеют состав, близкий к кварц-полевошпатовой котектике, которая при увеличении давления сменяется котектикой $Гр (КПл) + Кв (Ко)$. Котектические линии $Пл + Кв$ и $Гр (КПл) + Кв (Ко)$ имеют на плоскости $P-X_{SiO_2}$ отрицательный наклон (рис. 33), отражающий снижение содержаний SiO_2 в расплаве по мере увеличения глубины его зарождения. При возрастании количества воды в расплаве поле первичной кристаллизации кварца сужается, и котектики смещаются в сторону больших концентраций SiO_2 .

Кислые вулканы и их интрузивные аналоги, содержащие котектический парагенезис вкрапленников кварца и полевых шпатов, обычно представлены риолитами и гранит-порфирами с $SiO_2 \geq 73-75\%$. Обособление таких расплавов и их кристаллизация происходят на малых глубинах, измеряемых первыми километрами. Появление подобных распла-

вов теоретически может быть связано как с анатектическим плавлением твердого силикатического субстрата, так и с кристаллизационной дифференциацией более основных магматических масс в условиях низкого давления.

Для кислых пород, содержащих ранние, избыточные по отношению к котектике вкрапленники плагиоклаза, может быть установлена максимальная глубина начала кристаллизации, которая ограничена положением котектической линии $Pl + Kfs$ (рис. 33). В расплавах с высоким содержанием воды ранние вкрапленники плагиоклаза могут появиться только на малых глубинах при давлении менее 1,5 кб. В условиях более высокого давления из таких расплавов первыми кристаллизуются биотит или гранат.

Пиральспитовый гранат появляется на ликвидусе кислых магм лишь при достаточно высоком содержании воды в расплаве. Вкрапленники этого минерала в породах, возникших при затвердевании маловодных магм, являются реликтовыми протокристаллами, не равновесными по отношению к другим вкрапленникам и базису. То же самое, по-видимому, справедливо и в отношении кордиерита.

Появление в риолитах—риодацитах ранних вкрапленников кварца свидетельствует о перегреве расплава относительно температуры котектики. Перегретые расплавы, из которых на ликвидусе кристаллизуется кварц, не могут быть продуктами дифференциации более основных магм, а образуются в результате плавления твердых пород адалелитового—гранитного состава [189]. Кислые породы, содержащие менее 73–74% SiO_2 и имеющие ранние вкрапленники кварца, возникают при затвердевании сухих или маловодных магм. В расплавах, содержащих более 5 вес.% воды, кварц как ликвидусная фаза может появиться только при $SiO_2 > 73-74\%$. Все эти соотношения характеризуют кристаллизацию умеренно щелочных кислых магм. Увеличение щелочности расплава сдвигает котектику в сторону обогащения ее кварцем, а возрастание кислотности (например, за счет роста содержания фтора) вызывает увеличение доли полевого шпата и снижение кремнекислотности котектической смеси.

Максимально широкое поле первичной кристаллизации кварца, характерное для сухих систем, ограничено дацитовыми составами. Кварц как ликвидусная фаза не может образоваться в расплавах, содержащих менее $63 \pm 2\%$ SiO_2 (см. рис. 32), поэтому появление вкрапленников магматогенного кварца в андезитах служит прямым доказательством смешения основных и кислых магм.

В целом фазовые соотношения в природных изверженных породах лучше всего согласуются с моделью, связывающей риодациты и риолиты с анатектическим плавлением твердого силикатического субстрата на глубинах, не выходящих за пределы континентальной земной коры (≤ 30 км).

Выяснение условий формирования андезитов и близких к ним по составу пород является ключевым в проблеме происхождения известково-щелочных серий. Устойчивость главных геохимических, минералогических и геологических характеристик этих пород заставляет полагать, что проблема андезитов имеет общее решение. Ни одна из популярных в настоящее время петрогенетических моделей, несмотря на достаточное строгое теоретическое и экспериментальное обоснование, не удовлетворяет требованию универсальности и вступает в противоречия с данными, полученными при изучении природных известково-щелочных пород.

Генетические модели

1) андезиты как результат фракционирования феррических минералов в основной или ультраосновной магме

2) кварц-эктогитовая модель

3) андезиты как смесь котектических кислых выплавов и реликтовых протокристов плагиоклаза

4) андезиты как результат плавления амфиболитов и основных гранулитов

Главные противоречия

1) низкие содержания воды в главных объемах природных известково-щелочных магм, препятствующие раннему выделению феррических минералов; наличие термальных барьеров в сухой системе базальт-риолит; сочетание диопсид-нормативных базитов с корунд-нормативными кислыми породами

2) отсутствие в природных известково-щелочных породах минералов высокого давления или продуктов их разложения; необходимость допускать, что средние по составу расплавы формируются на большей глубине, чем базальты и риолиты

3) большая часть вкрапленников плагиоклаза в природных породах кристаллизуется из расплава в условиях низкого давления

4) отсутствие в природных породах соответствующих реликтовых протолитов и протокристов

Особенности фазового состава пород андезитовой группы заставляют вернуться к старым идеям об ассимиляции корового вещества базальтами как причине появления расплавов среднего состава. Такие идеи в общей форме высказывались многими исследователями. Имеющиеся данные позволяют обосновать конкретную модель, объясняющую появление андезитов и близких к ним по составу пород смешением основных и кислых магм. Обоснование модели смешения включает четыре основных пункта:

а) доказательство реальности сосуществования жидких расплавов контрастного состава и их смешения (текстурные и минералогические критерии);

б) соответствие модели балансу вещества (геохимические критерии);

в) характеристика эффективного механизма смешения (физические критерии);

г) соответствие модели пространственно-временным соотношениям между магматитами (геологические критерии).

Вулканические покровы и интрузивные тела, несущие прямые признаки сосуществования базитовых расплавов в жидком состоянии, широко развиты в природе. Это прежде всего сложные дайки и вулканы с гетеротакситовой текстурой, которые представляют собой закаленные псевдоземельсии, затвердевшие на начальной стадии смешения (Табл. IV, 5, 6). Имеется обширная литература, в которой описаны подобные образования. Расплавы в ряду базальт – риолит характеризуются полной смесимостью [191], и сохранение в них текстур "жидкость в жидкости" не может быть результатом ликвации.

Прямым доказательством реальности смешения магм является широкое развитие в андезито-базальтах, андезитах и дацитах диакристов и диалитов – вкрапленников и кристаллических включений, первоначально возникших в расплаве одного состава, а затем в результате смешения магм оказавшихся в гибридном расплаве иного состава. Так, в гибридных дацитах Эльбруса, андезитах Верхнечегемского нагорья и Казбека вкрапленники кварца, плагиоклаза и биотита кристаллизовались из рас-

плава, который имел более кислый состав, чем валовый состав гибридной породы. В андезитах Казбека и андезито-базальтах Армении вкрапленники кварца, выросшие из кислого расплава, встречаются вместе с вкрапленниками магнезиального оливина, которые кристаллизовались из базальтового расплава. Наличие в кварце и плагиоклазе первичных включений затвердевшего риолитового расплава подтверждает правильность такой интерпретации. В диопсид-нормативных андезито-дацитах Эрмани-Ахубатского плато (Кельское нагорье) содержатся вкрапленники оливина, клинопироксена, пиральспитового граната, разложенного ставролита, корунда, кварца, гиперстена и основного плагиоклаза. Оливин и, возможно, часть клинопироксена кристаллизовались из базальтового расплава. Гранат и ставролит являются реликтами метаморфического субстрата, за счет плавления которого возник кислый расплав; из этого расплава позднее кристаллизовался корунд. Кварц выделялся как ликвидусная фаза риолитового расплава, возникшего в результате плавления гранитов (?). Ортопироксен, плагиоклаз и по крайней мере часть клинопироксена кристаллизовались из гибридного расплава, который образовался при смешении базальтовой и кислой магм. Отсутствие среди диакристов калиево-натриевого полевого шпата указывает на то, что гибридные расплавы возникают именно в результате смешения жидких магм, а не вследствие загрязнения базальтов твердыми, полностью раскристаллизованными кислыми породами. Массовое распространение в андезитах, дацитах и их интрузивных аналогах меланократовых кристаллических включений также служит веским доказательством гибридного характера этих пород [148]. Подобные включения, обычно имеющие микродиоритовый облик, образуются в результате кристаллизации базальтовых обособлений, в той или иной мере растворенных в кислой матрице.

Необходимым условием, которое должно выполняться при смешении магм, является сходимость баланса вещества как по петрогенным элементам, так и по элементам-примесям и изотопным соотношениям. Поскольку конкретные магматические серии индивидуализированы по многим геохимическим характеристикам и геохимическая специфика является сериальным признаком, который сохраняется от базальта (габбро) до риолита (гранита), то проверка гипотезы смешения путем расчета баланса вещества всегда должна проводиться на конкретном материале, относящемся к одной и той же серии или к однотипным сериям одной провинции. Общие прикидки, основанные на сопоставлении средних мировых составов базальтов, гранитов и получающихся из них смесей [122], не являются в этом отношении корректными и не могут служить тем аргументом против гипотезы смешения, в качестве которого их часто приводят.

Необходимо также учитывать, что баланс вещества, характеризующий смешение расплавов, может нарушаться при сопоставлении составов твердых пород. Кислые породы обычно отличаются от исходных расплавов пониженными концентрациями Cs, Rb, K, Na [92], что связано с выносом щелочных металлов при отделении газовой фазы от расплава и при эпигенетическом преобразовании твердых пород. Одновременно с этим происходит накопление в породе Al. Несоответствие составов расплава и твердых пород для базитов связано главным образом с гравитационным осаждением ранних ликвидусных фаз, представленных оливином и минералами

Таблица 19

Проверка гипотезы смешения для андезитов Верхнечегемского нагорья (Северный Кавказ)

Компонент	1	2	от андезита	
			3	4
SiO ₂	69,2	56,5	62,1	62,1
TiO ₂	0,46	0,83	0,81	0,67
Al ₂ O ₃	16,1	17,1	16,9	16,7
FeO'	2,7	7,3	5,2	5,3
MnO	0,05	0,10	0,08	0,08
MgO	1,0	5,7	3,2	3,6
CaO	3,1	7,2	5,3	5,4
Na ₂ O	4,0	3,6	3,8	3,8
K ₂ O	3,3	1,4	2,3	2,2
P ₂ O ₅	0,23	0,35	0,30	0,30

1 — риодацит из кровли игнимбритовой толщи, район Кум-Тюбе; 2 — андезито-базальт из районов Шаухна, Сурх, Крандух; 3 — андезит из районов Кум-Тюбе и Кюген-Кая; 4 — расчетный состав смеси, состоящей из 56% андезито-базальта и 44% риодацита.

группы шпинели. Это изменяет содержания Mg, Cr, Ni, Co и некоторых других элементов.

Самые достоверные выводы о наличии или отсутствии смешения могут быть получены путем сравнения разнородных по составу обсидианов, лишенных вкрапленников или содержащих их в минимальном количестве. Примером может служить проверка гипотезы смешения для обсидианов Калифорнии [136], показавшая, что распределение широкого спектра элементов в дацитовых стеклах идеально соответствует модели смешения базальтового и риолитового расплавов. Для пород с большей долей кристаллической фазы сходимость баланса вещества, как правило, бывает несколько хуже, однако во всех рассмотренных нами случаях баланс вещества не противоречит гипотезе смешения.

Общим геохимическим критерием смешения является соответствие всех составов гибридной серии уравнению $Ax + Bxu + Cy + D = 0$, где x и y — любые пары концентраций или их отношений [164]. Согласно этому уравнению концентрации в смесях связаны линейной зависимостью, а для отношений концентраций эта зависимость имеет вид гиперболы. В приведенных примерах (табл. 19–22) использован упрощенный критерий, а именно соответствие расчетных составов магматических смесей или крайних членов гибридных серий реальным породам. Для двух первых примеров (табл. 19–20) такое соответствие очевидно. Для серии четвертичных вулканитов Камчатки (табл. 21–22) рассчитаны два варианта смесей: базальт + риолит и базальт + дацит-риодацит. Второй вариант обнаруживает лучшую сходимость с реальными составами. Расчетный состав риолита существенно отличается от состава природных пород по Al, K, Ba, Sr. Таким образом, андезито-базальты и андезиты Камчатки скорее всего возникают в результате смешения базальтовой магмы с дацитовыми-риодацитовыми, а не с риолитовыми расплавами. К тому же выводу приводит

Таблица 20

Проверка гипотезы смешения для сложной дайки в Аксоранском гранитоидном массиве (Центральный Казахстан)

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	54,8	54,2	70,6	75,9	75,9
TiO ₂	1,5	1,6	0,5	0,13	0,15
Al ₂ O ₃	17,5	17,1	13,8	12,7	13,0
FeO'	8,4	8,9	3,2	1,3	1,0
MgO	5,1	5,4	1,3	0	0,4
CaO	7,0	6,7	2,5	1,2	0,9
Na ₂ O	3,6	3,6	3,5	3,4	3,8
K ₂ O	2,1	2,4	4,5	4,9	4,8
Вкрапленни- ки кварца	0,5 (диа- кристи)	—	4,5 (диа- кристи)	6,0 (прото- кристи)	17,7 (авто- кристи)

1 — спессартит краевой зоны; 2 — базальтовый прожилок (Б) в экзоконтакте сложной дайки; 3 — адамеллит-порфир ядра (АП); 4 — расчетный состав риолита (Р) в смеси; АП = 0,244Б + 0,756Р; 5 — гранит-порфир, дайка в гранитном массиве Жан-Ман-Карабас.

проверка гипотезы смешения для андезитов Приэльбрусья и Казбека. Обеднение расчетного состава базальта Mg, Ni, Cr, Co (см. табл. 22) показывает, что в смешении принимает участие более дифференцированная магма, чем та, которая достигает поверхности в виде базальтовых лав.

Изотопные соотношения в известково-щелочных породах не противоречат модели смешения. Если обратиться к наиболее показательному отношению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, то по распределению этой величины в известково-щелочных породах разного состава можно выделить два типа магматических провинций. В одних провинциях (Камчатка, Каскадные горы, многие островные дуги) начальное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равное $0,7035 \pm 0,0005$, остается постоянным во всем спектре пород от глиноземистого базальта до дацита-риолита и не зависит от содержания в породах стронция [141]. Это указывает на одинаковый изотопный состав субстрата в зонах генерации основных и кислых магм и на образование последних за счет плавления сиалической коры, не обогащенной рубидием. В таких условиях постоянное начальное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, очевидно, не может служить аргументом ни для подтверждения, ни для отрицания смешения магм. В провинциях с более зрелой сиалической корой начальное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в известково-щелочных породах варьирует в более широких пределах. Характер этой вариации подтверждает реальность смешения мантийного и корового магматического материала [172].

Изучение текстур закаленных гибридных пород показывает, что смешение магм сводится к механической дезинтеграции одного расплава в другом, конвективному перемешиванию возникающей псевдоземлюсии и выравниванию составов путем диффузионного обмена между мелкими включениями и матрицей. Решение задачи о нестационарной диффузии

Таблица 21

Проверка гипотезы смешения для четвертичных вулканитов Камчатки (петрогенные элементы)

Компонент	Базальт		Андезит	
	\bar{X}	1	\bar{X}	2
SiO ₂	51,9	51,9	56,6	56,7
TiO ₂	1,05	1,05	0,94	0,90
Al ₂ O ₃	18,5	18,5	17,7	17,6
FeO'	9,1	9,1	7,4	7,4
MnO	0,18	0,18	0,16	0,16
MgO	4,8	4,7	3,7	3,7
CaO	9,0	9,0	7,4	7,3
Na ₂ O	3,2	3,2	3,5	3,5
K ₂ O	1,1	1,1	1,3	1,4
Сумма	98,8	98,7	98,7	98,8

Примечание. \bar{X} — средние содержания, вес. %, по [76]. 1 — расчетный состав базальта (Б), 2-4 — расчетные составы смесей Б + Р и Б + Д; 5 — расчетный состав риолита (Р). Количественные соотношения крайних членов в расчетных составах: 2 — $0,75Б + 0,25Р = 0,71Б + 0,29Д$; 3 — $0,45Б + 0,55Р = 0,35Б + 0,65Д$; 4 — $Д = 0,15Б + 0,85Р$.

Андезито-дацит		Дацит-риодацит		Риолит	
\bar{X}	3	\bar{X}	4	\bar{X}	5
62,5	62,5	67,9	68,2	71,1	71,1
0,79	0,71	0,51	0,53	0,44	0,44
16,6	16,6	15,4	15,5	14,2	15,0
5,5	5,5	3,5	3,5	3,0	2,5
0,14	0,14	0,10	0,11	0,13	0,10
2,1	2,5	1,3	1,3	0,7	0,7
5,0	5,3	3,3	3,3	2,2	2,3
4,2	3,9	4,2	4,3	4,5	4,5
1,9	1,9	2,3	2,3	3,0	2,5
98,7	99,0	98,5	99,1	99,2	99,1

Таблица 22

Проверка гипотезы смешения для четвертичных вулканитов Камчатки (элементы-примеси)

Компонент	Базальт		Андезит	
	1	2	1	2
FeO/MgO	1,06	1,06	1,10	1,10
K/Rb	690	718	600	600
Ba/Sr	1,1	1,1	1,2	1,2
Rb	14	13	21	21
Ba	420	340	450	450
Sr	390	350	380	380
U	0,33	0,35	0,53	0,53
Cr	56	30	25	25
Ni	39	25	20	20
Cu	90	47	44	44
Sn	2,8	2,2	2,0	2,0

Примечание. 1 — средние содержания (в г/г) и отношения по [76]; 2 — расчетные составы и отношения, соответствующие уравнению смешения $Ax + Bx_u + Cx + D = 0$; коэффициенты уравнения рассчитаны на основании средних составов андезита и дацита-риодацита (см. табл. 21).

Андезито-дацит		Дацит-риодацит		Риолит	
1	2	1	2	1	2
1,43	1,24	1,54	1,54	2,44	2,40
560	526	500	500	580	483
1,5	1,3	1,4	1,4	3,7	1,5
26	31	38	38	50	44
600	600	720	720	970	800
400	420	450	450	260	470
0,70	0,75	0,90	0,90	1,50	1,05
15	17	12	12	9	8
10	14	9	9	7	6
30	38	34	34	15	30
1,9	1,7	1,6	1,6	1,4	1,4

внутри шара показывает, что даже при низких значениях коэффициента диффузии ($D \sim 10^{-10}$ см²/сек) в сферическом включении диаметром 1 см отношение \bar{C}/C_0 (\bar{C} — средняя концентрация в шаре, C_0 — начальная концентрация в матрице) уменьшается до 0,5 быстрее, чем за год. Следовательно, мелкие включения одного расплава в другом растворяются достаточно быстро, и при отсутствии вкрапленников хотя бы в одном из смешивающихся расплавов в гибридной породе может не остаться явных текстурных признаков смешения. Псевдоэмульсионные текстуры, наблюдаемые в закаленных гибридных породах, обычно отражают заключительную незавершенную стадию смешения, происходящего на путях подъема расплава к поверхности непосредственно перед его затвердеванием.

Диффузионный массообмен между основной и кислой магмами начинается при температуре, близкой к ликвидусу базальтового расплава, и продолжается в интервале кристаллизации. По мере затвердевания базитового материала состав жидкой фазы постепенно смещается в сторону кислого остаточного расплава. При этом составы аллохтонных кислых включений и остаточной жидкой фазы в базитовой матрице нередко выравниваются вплоть до полного тождества. В результате гибридная порода характеризуется неравномерным распределением ранних кристаллических фаз и практически однородным интерстициальным стеклом. Такие соотношения можно наблюдать как в оцеллярных базитах с лейкократовыми включениями, так и в кислых породах, содержащих базитовые диалиты. Неравномерное пятнистое распределение цветных минералов, характерное для многих пород андезитового-дацитового составов, свидетельствует, что полная гомогенизация гибридного расплава в процессе смешения не достигается.

Среди геологических критериев смешения магм следует отметить пространственную приуроченность известково-щелочного магматизма к тектоническим элементам с корой континентального типа и наличие корреляции между составом и структурой известково-щелочных серий, с одной стороны, и мощностью и строением коры — с другой [174]. Важной формой проявления такой корреляции является увеличение начального отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в известково-щелочных породах от внешних частей островных дуг и активных континентальных окраин к внутренним на тех участках, где имеется зрелая континентальная кора [188].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенный материал позволяет представить процесс формирования известково-щелочных магматических серий в виде следующей последовательности событий. В результате частичного плавления ультраосновного вещества верхней мантии на глубине не менее 50–30 км возникают первичные базальтовые магмы, имеющие состав оливинового толеита или пикрита. На глубине около 25 км, т.е. в нижней части континентальной коры, происходит кристаллизационная дифференциация первичных магм и их превращение в глиноземистые базальты. В той или иной мере дифференцированная базальтовая магма, поднимаясь, вступает в механическое взаимодействие с кислыми анатектическими расплавами, возникающими за счет плавления сиалического материала коры. Образуются ли кислые

расплавы под тепловым воздействием базитовых астенолитов или те и другие обязаны своим появлением какому-то внешнему тепловому источнику, остается неясным. Можно лишь утверждать, что в течение определенного отрезка времени базальтовые расплавы сосуществуют с кислыми и смешиваются с ними, образуя гибридные магмы промежуточного состава. Смешение происходит ступенчато, многократно, на различных гипсометрических уровнях, начиная от зоны зарождения кислых выплавов и кончая дневной поверхностью. При этом котектические соотношения как между фемическими, так и между салическими фазами остаются постоянными во всем ряду от базальта и габбро до риолита и гранита. "Ранняя габбровая котектика является своеобразной матрицей, разбавление которой... кварцем и полевым шпатом в соотношении, отвечающем гранитной котектике, дает известково-щелочную габбро-гранитную серию" [123, с. 50].

Смешение магм представляет собой процесс, который получает максимальное развитие в тектонической обстановке подвижного пояса. В пределах кратонов магмообразование на нижнем мантийном и верхнем коровом уровнях в принципе мало чем отличается от аналогичных процессов, протекающих в подвижных поясах. Главное отличие заключается в том, что мантийные и коровые магмы в обстановке кратона не смешиваются друг с другом в той степени, как это происходит в подвижных поясах. Поэтому для рифтогенного магматизма кратонов типичны контрастные серии с незначительной долей средних пород, которые нередко полностью отсутствуют; для орогенного магматизма подвижных поясов, наоборот, характерны непрерывные серии, в которых широко представлены и часто преобладают именно породы среднего состава.

Доля базитового и кислого компонентов в магматических смесях, дающих гибридные известково-щелочные породы, может варьировать в широких пределах. Содержание SiO_2 в базальтах в среднем составляет около 50 вес.%, а в конечных риодацитовых членах гибридных серий — около 70 вес.%. Следовательно, в породах, содержащих менее 60 вес.% SiO_2 , преобладает базитовый, а в породах с большим содержанием SiO_2 — кремнекислый материал. Во многих природных сериях на эту границу приходится статистический минимум распространенности изверженных пород.

Изменение во времени количественных пропорций, в которых смешиваются магмы, в значительной мере определяет структуру магматических ассоциаций: появление гомодромных и антидромных ритмов, смену вулканических фаций интрузивными и т.п. Воздействие базитовых масс на сиалический субстрат в процессе его подготовки к плавлению и последующее смешение магм могут служить причинами сохранения геохимической специфики серий от базальтов и габбро до риолитов и гранитов. Увеличение температуры кислого расплава в процессе его смешения с базальтовой магмой и возникающие при этом конвективные явления не без основания рассматриваются как спусковой механизм, вызывающий вулканические извержения взрывного типа [183]. В этой связи становится понятным широкое развитие базальтовых диалитов и диакритов в кислой пирокластике.

Несмотря на общую непрерывность известково-щелочных серий в каждой из них обычно обособляются группы пород однородного состава, сме-

няющие друг друга во времени и пространстве в определенной последовательности. Это показывает, что гибридные известково-щелочные серии не являются случайной смесью контрастных по составу расплавов, а формируются в процессе смешения, который столь же строго регулируется законами саморазвития магматических систем, как и кристаллизационная дифференциация.

ГЛАВА IV

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА АССОЦИАЦИЙ ЩЕЛОЧНЫХ ОЛИВИНОВЫХ БАЗАЛЬТОВ КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ

Вулканические ассоциации щелочных оливиновых базальтов являются уникальными природными образованиями. Своеобразие их заключается в необычайно широком спектре петрографического состава лав: ультраосновных, серий щелочной оливиновый базальт—трахит (фонолит), полевошпатовых и бесполевошпатовых щелочных базальтоидов, а также в приуроченности пород ассоциаций к областям с различным строением земной коры (континенты, океанические острова). Предпринятое изучение петрохимического состава вулканических пород ассоциаций преследовало следующие цели: 1) определение средних химических составов различных петрографических типов пород, 2) выявление путем статистического сравнения существенных химических черт выделяемых петрографических типов — создание петрохимических "эталонов", 3) анализ основных черт сходства—различия между средними химическими составами однотипных пород континентов и океанических островов.

Решение этих вопросов основывается на статистическом изучении более 3500 химических анализов вулканических пород, из которых 2330 относятся к ассоциациям континентов и 1240 — к ассоциациям океанических островов.

О составе вулканической ассоциации щелочных оливиновых базальтов. Впервые с наибольшей детальностью вопросы геологического строения, вещественного состава и петрологии ассоциации щелочных оливиновых базальтов континентов и океанических островов были рассмотрены Ф. Тернером и Дж. Ферхугеном в широко известной работе "Петрология изверженных и метаморфических пород".

Определяя вулканическую ассоциацию как совокупность изверженных (интрузивных и эффузивных) пород, генетически связанных с единым циклом вулканической деятельности, они включали в состав ассоциации щелочных оливиновых базальтов как породы серии щелочной оливиновый базальт—трахит (фонолит), так и щелочные нефелиновые базальтоиды: базаниты, тефриты, лимбургиты, авгититы, нефелиниты.

Выделенная позднее Ю.А. Кузнецовым [64] формация щелочных оливиновых базальтов по петрографическому составу вулканических пород мало отличалась от ассоциации щелочных оливиновых базальтов Ф. Тер-

нера и Дж. Ферхугена. К щелочной оливин-базальтовой формации Ю.А. Кузнецов относил эффузивные и субвулканические породы, среди которых преобладают базальты с повышенной щелочностью, сопровождаемые трахибазальтами, трахиандезитами, муджиеритами, трахитами, иногда комендитами, а также лимбургитами, базанитами, реже нефелиновыми базальтами, фонолитами и очень редко лейцитовыми породами. По мнению Ю.А. Кузнецова, в составе рассматриваемой формации совместно с щелочными оливиновыми базальтами могут присутствовать и толеитовые базальты. Вулканические породы с модалным нефелином или лейцитом — тефриты, базаниты, нефелиновые и лейцитовые базальты, нефелиниты, лейцититы и мелилитовые базальты — выделялись Ю.А. Кузнецовым в самостоятельную щелочно-базальтоидную формацию. Указывалось также, что в составе этой формации часто распространены породы серии щелочной оливиновый базальт—трахит (фонолит). В щелочно-базальтоидной формации им выделялись две субформации: нефелин-базальтовая (существенно натровая) и лейцит-базальтовая (с повышенной ролью калия). Им подчеркивалось, что щелочно-базальтоидная формация только в отдельных случаях проявляется более или менее самостоятельно, чаще же всего она развита в пределах щелочной оливин-базальтовой формации, которая постоянно имеет большее площадное распространение по сравнению с щелочно-базальтоидной. Следовательно, щелочная оливин-базальтовая и щелочно-базальтоидная формации Ю.А. Кузнецова имеют чрезвычайно близкий петрографический состав и различаются только количественным соотношением пород серий щелочной оливиновый базальт—трахит (фонолит) и щелочных базальтоидов. Резкое преобладание первых характерно для формации щелочных оливиновых базальтов и вторых — для формации щелочных базальтоидов.

Однако в настоящее время состояние изученности большинства щелочных эффузивных провинций не позволяет количественно оценить степень распространенности в них тех или иных типов пород, что затрудняет возможность достоверного выделения формаций щелочных оливиновых базальтов или щелочных базальтоидов. Поэтому в данной работе к ассоциации щелочных оливиновых базальтов относится совокупность эффузивных и субвулканических пород: щелочных оливиновых базальтов, щелочных базальтов, трахибазальтов, гавайитов, трахиандезито-базальтов, муджиеритов, трахиандезитов, трахифонолитов, фонолитов, трахитов (серия щелочной оливиновый базальт—трахит (фонолит), а также щелочных базальтоидов: плагиоклазовых (базанитов, тефритов, в том числе нефелиновых и лейцитовых, лимбургитов, авгититов, базанитоидов) и бесполевошпатовых (нефелинитов, лейцититов, в том числе оливиновых), связанных с единым циклом вулканической деятельности и занимающих обшую тектоническую позицию.

Для сравнительного петрохимического анализа были использованы данные по химическому составу вулканических пород континентальных провинций Эфиопии, Восточного и Западного рифтов Африки, Сирии, Рейнской, Центрального массива Франции, Чешского Среднегорья, Прибайкалья, Приморья, Японии, Китая, Кореи, Восточной Австралии, Новой Зеландии, Маймеча-Котуйской, Припятско-Днепровско-Донецкой впадины (Волновухская, Белоцерковская и Черниговская зоны), Кузнецкого Алатау.

Таблица 23

Количество химических анализов главных петрографических типов пород ассоциации щелочных оливиновых базальтов континентов и океанических островов

Провинции	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Континентальные										
Восточно-Африканская рифтовая зона	18	6	10	—	—	—	—	3	12	—
Эфиопия, Сомали, Эритрея	44	9	5	—	—	—	—	—	—	—
Сирия	37	—	4	—	—	—	—	—	—	—
Мадагаскар	16	—	—	—	—	—	—	—	—	3
Центральное плато Франции	124	—	8	—	10	—	—	53	25	19
Рейнский гребень	21	4	—	4	—	—	2	—	2	—
Чешское Среднегорье	15	5	1	—	—	—	—	—	8	—
Италия	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Припятско-Днепровско-Донецкая впадина	36	18	3	—	3	13	—	—	9	—
Маймеча-Котуйская	10	11	2	—	—	7	—	2	8	—
Кузнецкий Алатау	14	9	—	—	4	3	—	2	7	—
Прибайкалье	38	—	33	—	10	33	—	3	—	—
Приморье	—	—	—	—	12	—	—	—	—	—
Корея, Китай, Япония	28	10	21	—	1	2	—	—	9	—
Австралия, Новая Зеландия	88	26	53	3	—	—	7	3	7	—
Океанические										
Атлантического	184	45	86	—	—	—	3	—	31	—
Индийского	74	3	6	3	2	—	2	—	6	—
Тихого	86	23	15	42	5	—	17	31	15	—

Формирование вулканических пород континентальных ассоциаций протекало преимущественно в кайнозое, за исключением Маймеча-Котуйской (пермь—триас), Припятско-Днепровско-Донецкой и Кузнецкого Алатау (девон).

Океанические провинции представлены вулканическими породами островов океанов — Атлантического: Азорских, Канарских, Мадейра, Зеленого Мыса, Вознесения, Св. Елены; Тихого: Гавайских, Таити, Понапе, Самоа, Маркизских; Индийского: Кергелен, Реюньон, Крозе, Хёрд. Распределение химических анализов по наиболее распространенным типам вулканических пород указанных провинций приведено в табл. 23, а основные литературные источники — в [32].

Связь щелочных оливиновых и толеитовых базальтов континентов. Концепция о тесной пространственно-временной и генетической связи щелочных оливиновых и толеитовых базальтов в пределах океанических областей [151] подтверждается данными последующих исследований океанического вулканизма. В отношении континентов проблема связи щелочных оливиновых и толеитовых базальтов остается нерешенной. Впервые с наибольшей детальностью она была рассмотрена Ю.А. Кузнецовым [64]. Им было указано на развитие в составе толеитовых формаций континентов оливиновых базальтов и других дифференциатов

	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
	—	—	10	38	27	1	7	2	—	—	21	—	9	2	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	3	6	17	2	1	—	—	—	—	—	7	—	12
	32	5	8	38	15	—	33	2	—	—	—	—	—	—	19
	—	—	—	11	12	—	8	7	—	5	1	3	20	1	—
	—	—	12	47	6	—	3	9	—	2	2	7	—	2	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	15	—	20	—	—	—
	—	—	—	6	—	—	—	—	—	—	—	—	9	5	—
	—	—	—	—	11	1	5	—	—	—	—	—	4	10	—
	—	—	2	3	5	9	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6	3	—
	5	—	—	1	22	—	3	1	—	—	—	—	—	—	—
	—	21	11	15	55	—	21	—	—	—	—	—	24	—	—
	—	—	11	70	73	3	13	16	—	—	—	—	8	—	1
	—	—	3	10	18	—	15	1	—	—	—	—	3	—	1
	—	4	12	17	29	2	16	2	—	—	—	—	6	—	12

оливин-базальтовой магмы с повышенной щелочностью. Это послужило основанием для выделения в пределах отдельных трапповых провинций толеит-трахибазальтовой (переходной) субформации. Отмечалось также присутствие толеитовых базальтов в составе формации щелочных оливиновых базальтов. Однако в целом подобные соотношения щелочных оливиновых и толеитовых базальтов континентов рассматривались как исключение на общем фоне их независимого распространения [66]. Связь щелочных оливиновых и толеитовых базальтов в океаническом секторе и отсутствие таковой на континентах допускали различную интерпретацию образования близких по вещественному составу вулканических пород формаций щелочных оливиновых базальтов.

Проведенные в последние годы исследования петрографического и особенно петрохимического состава вулканических провинций континентов показали, что для многих из них характерна тесная пространственно-временная связь щелочных оливиновых и толеитовых базальтов. Такая связь отмечается для вулканической ассоциации Маймеча-Котуйской провинции [77], Кузнецкого Алатау [11], Прибайкалья [30], Эфиопии [175, 192], вулканических полей Фогельсберга [181] и Гессенского грабена [171], послеледниковых вулканических образований Исландии [160], третичных вулканических пород Западной Гренландии [165], кайнозойс-

Таблица 23 (окончание)

Провинции	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
Континентальные										
Восточно-Африканская рифтовая зона	-	74	23	42	-	-	-	-	-	2
Эфиопия, Сомали, Эритрея	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сирия	-	9	-	-	-	-	-	-	-	-
Мадагаскар	-	-	-	13	-	-	3	-	-	2
Центральное плато Франции	-	-	-	9	-	-	-	-	-	9
Рейнский гребень	-	22	4	4	-	6	-	-	-	-
Чешское Среднегорье	-	17	4	-	-	3	-	-	-	-
Италия	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Припятско-Днепровско- Донецкая впадина	-	2	2	-	-	5	2	-	-	4
Маймеча-Котуйская	-	29	-	6	12	9	-	-	-	-
Кузнецкий Алатау	-	3	-	-	-	-	-	-	-	2
Прибайкалье	23	6	-	-	-	-	-	-	-	-
Приморье	-	2	-	7	-	-	2	-	-	-
Корея, Китай, Япония	-	3	3	-	-	-	-	-	-	-
Австралия, Новая Зелан- дия	-	18	2	4	-	11	-	-	-	-
Океанические										
Атлантического	-	19	-	19	-	-	-	7	26	28
Индийского	-	6	-	-	-	-	-	-	16	12
Тихого	-	25	-	3	-	-	-	25	8	13

Примечание. 1 — щелочные оливиновые базальты; 2 — щелочные базальты; 3 — трахибазальты; 4 — гавайиты; 5 — андезит-базальты; 6 — трахиандезит-базальты; 7 — муджиериты; 8 — андезиты; 9 — трахиандезиты; 10 — орданшиты; 11 — дорейты; 12 — латиты; 13 — трахифонолиты; 14 — фонолиты; 15 — трахиты; 16 — кварцевые трахиты; 17 — базаниты; атлантиты, манджуриты; 18 — тефриты; 19 — березиты; 20 — тефрит-фонолиты; 21 — лейцитовые базаниты; кивиты; 22 — лейцитовые тефриты; 23 — лимбургиты; 24 — авгититы; 25 — базанитоиды; 26 — лимбургитовые базанитоиды; 27 — нефелиновые бесполовошпатовые щелочные базальтоиды; 28 — лейцитовые бесполовошпатовые щелочные базальтоиды; 29 — анкаратриты; 30 — меймечиты; 31 — пикритовые порфириты; 32 — анкаратрит-пикриты; 33 — пикритовые базальты; 34 — океаниты; 35 — анкарамиты.

ких вулканических провинций США [159, 167, 168, 178], Квинсленда и Нового Южного Уэльса (щитовой вулкан Твид) [156, 184]. Насыщенные оливиновые (кварц- и гиперстеннормативные), ненасыщенные оливиновые (нефелиннормативные) базальты в ассоциации с полевошпатовыми и бесполовошпатовыми щелочными базальтоидами распространены среди кайнозойских вулканических пород Тасмании [185]. Следовательно, среди формаций щелочных оливиновых базальтов континентов может быть выделено два типа. Для первого, наиболее распространенного, характерна тесная пространственно-временная связь щелочных оливиновых и толеитовых базальтов, и по этому признаку они могут быть сопоставлены с формациями щелочных оливиновых базальтов океанического сектора. Для второго типа прямая связь с толеитовыми базальтами не устанавливается, однако и в них отмечаются локальные объемы базальтов с признаками толеитовых свойств (гиперстеннормативные). К формациям

Таблица 24

Средние химические составы щелочных оливиновых базальтов континентальных провинций

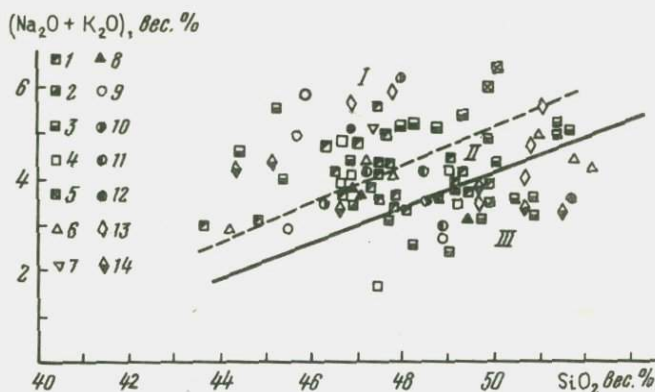
Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	41,63	45,82	46,07	45,18	47,1	47,48
TiO ₂	3,18	2,53	2,99	2,15	2,3	2,56
Al ₂ O ₃	12,85	13,99	16,23	13,75	15,2	15,36
Fe ₂ O ₃	5,36	4,94	5,23	2,84	5,7	3,98
FeO	6,82	8,13	7,21	9,40	7,5	8,42
MnO	0,23	0,25	0,17	0,17	0,2	0,22
MgO	9,22	7,99	6,38	9,62	5,9	7,69
CaO	11,73	10,83	10,16	9,74	10,0	8,56
Na ₂ O	2,99	2,87	3,19	3,09	3,1	3,52
K ₂ O	1,29	1,15	1,71	1,26	1,3	1,70
P ₂ O ₅	0,57	0,45	0,57	0,69	0,3	0,56
Na ₂ O/K ₂ O	2,32	2,49	1,87	2,45	2,39	2,07
Al ₂ O ₃ /Na ₂ O + K ₂ O	3,0	3,5	3,31	3,16	3,45	2,94
Ti · 100/ΣFe	26,1	19,5	24,0	17,6	17,4	20,7
Fe ³⁺ /Fe ²⁺	0,8	0,6	0,7	0,3	0,76	0,47

1 — Чешское Среднегорье [182]; 2 — Восточно-Африканская рифтовая зона; 3 — Центральный Французский массив (вычислен по данным [138]); 4 — Северная Тасмания [185]; 5 — Эфиопия и Йемен [175]; 6 — Прибайкалье [30].

второго типа относятся вулканические провинции Восточно-Африканского рифта, Чешского Среднегорья, Центрального Французского массива.

С этих позиций представляется интересным сопоставление средних химических составов щелочных оливиновых базальтов, принадлежащих к одному из выделенных в табл. 24 типов. Колонки 1—3 (см. табл. 24) характеризуют щелочные оливиновые базальты, не связанные, а колонки 4—6 связанные с толеитовыми базальтами. Несмотря на существенные вариации в химическом составе пород, обусловленные провинциальными чертами, можно видеть, что щелочные оливиновые базальты второго типа являются более кремнекислыми разностями, для них характерны повышенные значения отношения магния к кальцию и более низкие содержания титана, отношение титана к сумме железа и отношение окисного железа к закисному. Другими словами, для пород этого типа в большей мере проявлены признаки "толеитовости".

В большей части ассоциаций с совместным развитием щелочных оливиновых и толеитовых базальтов выделяются базальты переходного между ними состава. Подобные породы развиты в вулканических ассоциациях Эфиопии, Йемена, США, Исландии, Маймеча-Котуйской, Кузнецкого Алатау, Эты и др. По нормативному составу базальты переходного типа являются оливин- или кварц-гиперстеновыми. Переходный характер базальтов четко проявляется в положении составов на диаграмме щелочи — кремнезем (рис. 34). Фигуративные точки этих пород располагаются в поле II, ограниченном в нижней части линией раздела щелочных оливиновых и толеитовых базальтов Гавайских островов, верхней же границей

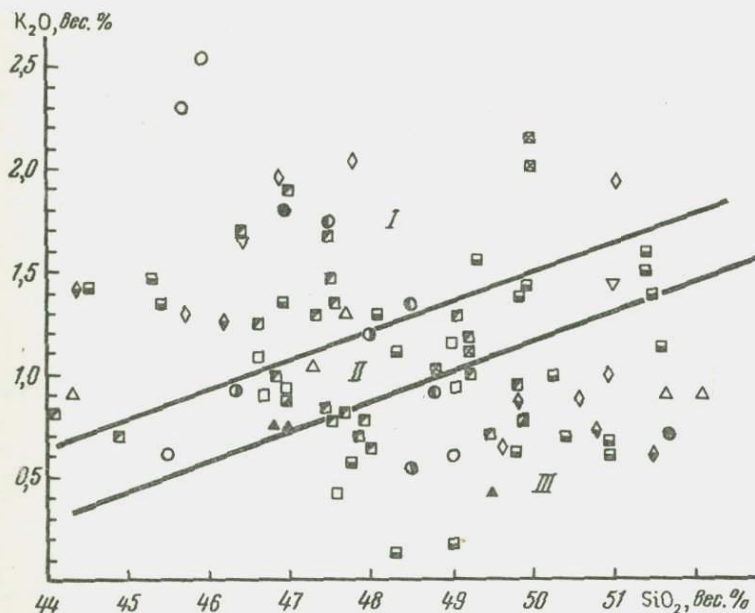


Р и с. 34. Диаграмма $(\text{Na}_2 + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ щелочных оливиновых и толеитовых базальтов

Вулканические ассоциации: 1 – Эфиопии и Афара, 2 – Йемена, 3 – Северной Америки, 4 – Восточной Мексики, 5 – Декана, 6 – Рейнского грабена, 7 – Центрального Французского массива, 8 – Исландии, 9 – Маймеча-Котуйской провинции, 10 – Кузнецкого Алатау, 11 – Прибайкалья, 12 – Тайваня, 13 – Австралии, 14 – Тасмании. *Поля:* I – щелочных оливиновых базальтов, II – базальтов переходного типа от щелочных оливиновых к толеитовым, III – толеитовых базальтов

поля является линия раздела гиперстен- и нефелиннормативных пород. Переходные свойства базальтов проявляются также на диаграммах $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (рис. 35), $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$, но не проявлены на диаграммах, отражающих величину отношения натрия к калию от общей щелочности ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) или степень окисленности железа от кремнезема ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} - \text{SiO}_2$). Содержания редких и рудных элементов (Nb, Zr, Rb, Sr, Ba, Sc, V, Ni, Co, Pb, Cu) в базальтах переходного типа являются промежуточными между щелочными оливиновыми и толеитовыми независимо от тенденции в изменении этих элементов.

Анализ средних химических составов переходных базальтов показывает наличие среди них двух разновидностей. Для первой из них характерны умеренные содержания кремнезема (до 48% SiO_2) и щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 2,98-3,8$), для второй – повышенные содержания этих окислов: кремнезема 48–51,6%, суммы щелочей 4,21–5,13%. Распределение магния в выделенных разновидностях соответственно изменяется в пределах 4,7–9,3% и 5,2–8,9%, а содержание алюминия 13,5–17,2%. Однако необходимо отметить, что в базальтах второй разновидности частота встречаемости пород с содержанием алюминия более 15% выше, чем в первой. Следовательно, по распределению главных породообразующих окислов переходные базальты не образуют единый петрохимический тип, который бы параллелизовался с выделяемыми Х. Куно высокоглиноземистыми базальтами. Специфика их химического состава находится в прямой зависимости от химизма толеитовых и щелочных оливиновых базальтов той или иной ассоциации, т.е. носит четко выраженный провинциальный характер. Поэтому и принадлежность базальтов к переходному типу в конкретной ассоциации может быть установлена только по совокупности таких признаков, как соотношение суммарной щелочности и кремнезема, калия и кремнезема, величине отношения алюминия к сумме щелочей



Р и с. 35. Диаграмма K_2O-SiO_2 щелочных оливиновых и толеитовых базальтов
Условные обозначения те же, что и на рис. 34

и кремнезему, которые являются достаточными для классификации щелочного оливин-базальтового и толеитового типов. Таким образом, по химическому составу базальты континентальных формаций образуют непрерывный ряд, крайними членами которого являются толеитовые и щелочные оливин-базальтовые разновидности. Щелочные оливиновые, переходные и толеитовые базальты в провинциях их совместного развития находятся в сложных соотношениях как в пространстве, так и по положению в разрезе вулканических толщ. В ряде провинций между ними намечается пространственное разделение. Особенно четко эта локализация проявлена в случае приуроченности вулканических пород к рифтовым зонам или депрессиям, которые обычно выполняются толеитами. В других случаях щелочные оливиновые и толеитовые базальты могут развиваться в пределах одной и той же вулканической структуры. Основная тенденция в распределении базальтов различного типа заключается в том, что наименее щелочные (толеитовые и переходные) обычно слагают нижние части разрезов (свит) и объемы их уменьшаются от нижних частей свит к верхним. Однако в ряде ассоциаций эта тенденция может нарушаться, и толеитовые базальты по времени образования являются наиболее молодыми.

Выше отмечалось, что среди вулканических пород ассоциаций выделяются две серии¹: щелочных оливиновых базальтов—трахитов (фонолитов) и щелочных базальтоидов. Выделение двух серий основывается на различной распространенности в породах фельдшпатоидов, главным образом нефелина и лейцита, которые в породах первой серии или отсутствуют, или относятся к числу второстепенных минералов (за исключением фонолитов), а в породах второй — являются главными минералами. В химическом составе различия между сериями выражаются в пониженной кремнекислотности щелочных базальтоидов. В составе серии щелочной оливиновый базальт—трахит (фонолит) в зависимости от минерального и химического состава выделяются следующие группы: 1) меланократовых оливиновых базальтов: пикритовые базальты, океаниты, анкарамиты; 2) щелочных оливиновых базальтов: щелочные оливиновые базальты, щелочные базальты, трахибазальты, гавайиты; 3) трахиандезито-базальтов—трахиандезитов: андезито-базальты, трахиандезито-базальты, муджиериты, андезиты, трахиандезиты, орданшиты, дорейты, латиты; 4) трахитов и кварцевых трахитов; 5) трахифонолитов и фонолитов.

Серия щелочных базальтоидов включает группы: 1) полевошпатовых щелочных базальтоидов: а) полевошпат-нефелиновых — базаниты, атлантиты, манджуриды, тефриты, берешиты, тефрит-фонолиты; б) полевошпат-лейцитовых — лейцитовые базаниты, кивиты, лейцитовые тефриты; в) стекловатых: лимбургиты, авгититы, базанитоиды и лимбургитовые базанитоиды, шихлуниты; 2) бесполевошпатовых щелочных базальтоидов: а) нефелиновых — нефелиниты и оливиновые нефелиниты, меланократовые нефелиниты, меланократовые оливиновые нефелиниты, мелилитовые нефелиниты, оливин-мелилитовые нефелиниты, лейцитовые нефелиниты, мелилит-лейцитовые нефелиниты; б) лейцитовых — лейцититы, оливиновые лейцититы, меланократовые лейцититы, меланократовые оливиновые лейцититы, мелилитовые лейцититы, нефелиновые лейцититы; в) анкаратритов — анкаратриты, мелилитовые анкаратриты, калиевые анкаратриты, лейцитовые анкаратриты, нефелиновые мелилититы, оливиновые мелилититы.

Ультраосновные (оливиновые и оливин-мелилитовые) породы: меймечиты, пикриты и пикритовые порфириты, мелилитовые пикритовые порфириты, анкаратрит-пикриты выделяются в самостоятельную группу.

Необходимо отметить, что отнесение вулканических пород к тому или иному петрографическому типу производилось по авторскому названию и только в исключительно редких случаях в номенклатуру породы в соответствии с ее минеральным составом вносились изменения.

Средние химические и нормативные составы, а также выборочные стандарты указанных петрографических типов лав континентальных и океанических ассоциаций приведены в табл. 25, 26, см. вкл.

Так как для большинства эмпирических распределений петрогенных окислов типичен симметричный, близкий к нормальному, либо слабо асим-

¹ Вулканическая серия определяется как естественная совокупность вулканических пород, связанных между собой переходами в изменении минерального и химического состава.

метричный (чаще всего левоасимметричный) тип распределения [66], то для выявления сходства—различия в средних составах и дисперсиях в данном случае представляется совершенно оправданным применение простейших параметрических методов — критерия t (аналога критерия Стьюдента) и критерия F Фишера. Следует отметить, что принятие альтернативных утверждений о различиях надежно даже в том случае, если резко нарушаются стохастические условия применения критериев, и в первую очередь нормальность распределения.

Статистическое сравнение вычисленных средних составов петрографических типов лав указанными выше параметрическими методами преследовало две цели: 1) выявление сходства—различия в составе пород, для которых устанавливаются взаимопереходы по минеральному и химическому составу в пределах одной или различных групп и 2) сопоставление химизма однотипных пород континентальных и океанических ассоциаций независимо от их возраста.

В результате статистического сравнения близких петрографических типов лав по средним химическим составам, числовым характеристикам по А.Н. Заварицкому, нормативным минеральным составам, рассчитанным по методу CJPW, а также ряду петрохимических характеристик — Na/K , $Ti \cdot 100/Fe^{2+} + Fe^{3+}$, Fe^{3+}/Fe^{2+} , $Ab \cdot 100/Ab + An$ — было установлено, что преобладающая часть вулканических пород ассоциаций является самостоятельным петрохимическим типом.

Вместе с тем было выявлено значительное сходство химического состава в следующих типах: 1) орданшитах, дорейтах, латитах и трахиандезитах; 2) манджуритах, атлантитах, базанитоидах, лимбургитовых базанитоидах и базанитах; 3) кивитах и лейцитовых базанитах. Это обстоятельство дает основание рекомендовать к изъятию из петрографической номенклатуры названий: орданшит, дорейт, латит, рассматривая породы соответствующего минерального и химического состава как провинциальные разновидности трахиандезитов; манджуриты, атлантиты, базанитоиды и лимбургитовые базанитоиды как провинциальные разновидности базанитов, а кивиты как разновидности лейцитовых базанитов. Не отмечается также существенных различий в химическом составе оливиновых лейцититов и меланократовых оливиновых лейцититов, поэтому название "меланократовый оливиновый лейцитит" можно также изъять из употребления.

О сходствах-различиях минералого-петрохимического состава щелочных оливиновых базальтов, полевошпатовых и бесполевошпатовых щелочных базальтоидов. В последние годы в работах исследователей, изучающих массивы, сложенные ультраосновными, щелочными породами и карбонатами, можно видеть стремление включать бесполевошпатовые щелочные базальтоиды в группу пород ультраосновного-щелочного или ультраосновного состава и тем самым отделять их от пород группы щелочных оливиновых базальтов. На это впервые обратил внимание Ю.А. Кузнецов, которым отмечалось, что отдельные исследователи "по-видимому, склонны относить к категории ультраосновных такие породы, как авгититы, лимбургиты, нефелиновые, лейцитовые и мелилитовые базальты, нефелиниты и т.д." [64, с. 295].

С целью проверки обоснованности классификационного положения бесполевошпатовых щелочных базальтоидов в систематике изверженных

пород А.Н. Заварицкого рассмотрим характер их минералого-петрохимической связи с породами группы щелочных оливиновых базальтов.

Данные по средним химическим составам щелочных оливиновых базальтов, щелочных базальтов и трахибазальтов континентов и океанических островов [32] показали, что все эти породы являются близкими петрохимическими типами, связанными постепенными изменениями в химическом составе. Было установлено, что химизм щелочных базальтов позволяет рассматривать эти породы как переходные от оливиновых базальтов к трахибазальтам, с одной стороны, и от оливиновых базальтов к тефритам (т.е. щелочным базальтоидам с модальным нефелином) — с другой. Полевошпатовые базальтоиды, в свою очередь, являются переходным типом между щелочными оливиновыми базальтами, в которых фельдшпатоиды полностью отсутствуют или являются аксессуарными минералами, и бесполевошпатовыми щелочными базальтоидами. Другими словами, от пород группы щелочных оливиновых базальтов к бесполевошпатовым щелочным базальтоидам происходит постепенное изменение в составе главных силикатных минералов: плагиоклаза и нефелина.

Сравнивая средние химические составы щелочных оливиновых базальтов, базанитов и оливиновых нефелинитов (наиболее распространенных пород групп), можно видеть, что в изменении химического состава этой триады прослеживаются постепенные переходы, выражающиеся в уменьшении содержания кремнезема, алюминия и увеличении магния, кальция и щелочей от щелочных оливиновых базальтов к оливиновым нефелинитам при постоянной величине титана и закисного железа. Породы рассматриваемых групп близки по величине Na/K и $Ti \cdot 100/Fe$. На диаграммах с координатами: щелочи—кальций, щелочи—магний, алюминий—кремнезем, а также щелочи—алюминий — полевошпатовые щелочные базальтоиды занимают также промежуточное положение между породами группы щелочных оливиновых базальтов и бесполевошпатовыми щелочными базальтоидами.

Различия в химическом составе щелочных базальтоидов, с одной стороны, и лав ультраосновного состава (меймечиты, пикритовые порфириты) — с другой, выражены более контрастно. Так, базаниты по сравнению с ультраосновными лавами содержат больше кремнезема, титана, алюминия, кальция, щелочей, но меньше суммарного железа и магния. Общность химизма бесполевошпатовых щелочных базальтоидов (оливиновых и меланократовых оливиновых нефелинитов) и ультраосновных лав заключается только в сопоставимости содержаний кремнезема и суммарного железа, что же касается других окислов, то щелочные базальтоиды резко обеднены магнием, но содержат больше титана, алюминия, кальция и щелочей. В щелочных базальтоидах выше величины Na/K и $Ti \cdot 100/Fe$ отношений. Между щелочными базальтоидами и ультраосновными лавами не устанавливается переходных типов по минеральному и химическому составу. Таким образом, породы групп щелочного оливинового базальта и щелочных базальтоидов можно объединить в единый щелочно-базальтовый (базальтоидный по А.Н. Заварицкому) ряд. Наличие переходов в содержании главных окислов, а также развитие среди щелочно-базальтовых пород разновидностей с тождественным химическим, но различным минеральным составом дают основание допустить широкое проявление гетероморфизма в образовании этих лав.

ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО И ПЕТРОХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА АССОЦИАЦИЙ

Как известно, Ф. Тернер и Дж. Ферхуген, отмечая значительное сходство петрографического состава ассоциаций щелочных оливиновых базальтов континентов и океанических островов, как главные признаки различия выделяли присутствие лейцитсодержащих лав и повышенный объем высокодифференцированных пород (фонолитов, трахитов) в ассоциациях континентов. Данные по петрографическому и петрохимическому составу пород ассоциаций, приведенные в табл. 25, 26, позволяют расширить спектр выделенных ими отличий. Прежде всего это относится к лавам ультраосновного состава. Из пород этой группы только меймечиты и мелилитовые пикритовые порфириды являются чрезвычайно редкими природными образованиями. В отношении пикритовых порфиритов и анкаратрит-пикритов следует сказать, что они достаточно широко распространены в ассоциациях континентов, но не встречаются на океанических островах. Распространенные в составе океанических ассоциаций породы группы меланократовых оливиновых базальтов, прежде всего наиболее магнезиальные разновидности — океаниты, отличаются от пикритовых порфиритов более высоким содержанием титана, алюминия, натрия, отчасти кальция и низким — окисного железа и магния. Кроме того, океаниты и пикритовые порфириды различаются по степени меланократовости, величинам Na/K и $Ti \cdot 100/Fe$, степени окисленности железа. Все это не позволяет рассматривать океаниты как петрохимические аналоги пикритовых порфиритов. Для континентальных ассоциаций характерен также более разнообразный минеральный состав трахиандезитов (орданшиты, дорейты). Более широко представлены в них разновидности базанитов (атлантиты, манджуриды). В составе океанических ассоциаций не выделяются авгиты, а также наиболее дифференцированные члены полевошпатовых щелочных базальтоидов: берешиты и тефрит-фонолиты.

Как уже отмечалось, современное состояние изученности вулканических ассоциаций щелочных оливиновых базальтов континентов и океанических островов не позволяет дать оценку количественного (объемного) соотношения тех или иных типов лав в составе ассоциаций. Поэтому, основываясь на данных распространенности пород различного петрографического состава (см. табл. 23), можно дать лишь качественную оценку степени дифференцированности континентальных и океанических ассоциаций, которая, судя по составам однотипных лав, в целом достаточно близка. Хотя в отдельных ассоциациях континентов, например Восточного рифта Африки, отмечаются значительные объемы высокодифференцированных лав, однако подобные ассоциации среди континентальных представляют исключение. Все это дает основание подвергнуть сомнению представление Ф. Тернера и Дж. Ферхугена о более высокой дифференцированности континентальных ассоциаций.

Результаты статистического сравнения средних химических составов однотипных, принадлежащих к одному и тому же петрографическому типу пород континентов и океанических островов в наиболее обобщенном виде представлены в табл. 27. Ниже рассматривается специфика химического состава однотипных пород серий.

Таблица 27

Сопоставление среднего химического состава однотипных пород серий континентов и океанических островов

Компонент	Щелочной оливиновый базальт-трахит (фонолит)												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	-	+	+	+		+		+		-	-	-	
TiO ₂		-	-	-	-	-		-			+		-
Al ₂ O ₃		+		+				+				+	+
Fe ₂ O ₃	+	+		-			+		+			+	
FeO		-	-		-	-		-		+	+		+
MgO		-		-		+		-					
CaO		-	-	-	+	-				+		+	+
Na ₂ O		-	+			-		-	-	-		-	-
K ₂ O		+	+	+				+		+			

Таблица 27 (окончание)

Компонент	Щелочные базальтоиды									
	14	15	16	17	18	19	20	21	22	
SiO ₂	+								+	+
TiO ₂				+	-		-			
Al ₂ O ₃	+	+			+					
Fe ₂ O ₃	+	-								
FeO	-	-								
MgO	-				-			-	-	
CaO					+					
Na ₂ O		+							-	
K ₂ O		+					+	+	+	+

П р и м е ч а н и е. 1 — анкармиты, 2 — щелочные оливиновые базальты, 3 — щелочные базальты, 4 — трахибазальты, 5 — гавайиты, 6 — андезито-базальты, 7 — муджириты, 8 — андезиты, 9 — трахиандезиты, 10 — трахиты, 11 — кварцевые трахиты, 12 — трахифонолиты, 13 — фонолиты, 14 — базаниты, 15 — базанитоиды, 16 — лимбургиты, 17 — тефриты, 18 — нефелиниты, 19 — оливиновые нефелиниты, 20 — оливин-мелилитовые нефелиниты, 21 — анкартиты, 22 — мелилитовые анкартиты; знак "+" означает повышенное, а знак "-" — пониженное содержание окисла в континентальных типах.

Серия щелочной оливиновый базальт-трахит (фонолит).

Среди пород группы меланократовых оливиновых базальтов континентальных и океанических ассоциаций к однотипным лавам относятся только анкармиты. Континентальные анкармиты по сравнению с океаническими содержат меньше кремнезема и больше окисного железа. В породах группы щелочных оливиновых базальтов (табл. 27, колонки 2-5) петрохимические различия выражены более контрастно: континентальные разности обогащены кремнеземом, алюминием, калием, но обеднены титаном, магнием и закисным железом. Различия в содержании указанных

окислов во всех породах группы имеют одну и ту же тенденцию, являясь однонаправленными, т.е. они прослеживаются для части или всех пород группы, при этом противоположная тенденция в содержании этих окислов не устанавливается. Такие признаки петрохимических отличий относятся к "групповым". В отношении различий в содержании окисного железа, кальция и натрия следует сказать, что они являются разнонаправленными или "типowymi". Так, например, континентальные щелочные оливиновые базальты обогащены, а трахибазальты обеднены окисным железом. Необходимо также отметить, что среди пород этой группы наиболее широкие (по числу окислов) различия отмечаются в щелочных оливиновых базальтах и трахибазальтах.

Среди пород трахиандезито-базальт — трахиандезитовой группы (табл. 27, колонки 6–9) устанавливается почти полная идентичность химических составов муджиеритов и трахиандезитов, за исключением повышенного содержания окисного железа в континентальных типах. Для других же пород групповые признаки отличий выражаются в повышенном содержании кремнезема, алюминия, окисного железа, калия и пониженном — титана, закисного железа, кальция и натрия в континентальных лавах. Групповые признаки отличий трахитов и кварцевых трахитов (табл. 27, колонки 10, 11) заключаются в обогащении континентальных пород титаном, закисным железом, кальцием, калием и обеднении кремнеземом, натрием. Породы группы трахифонолитов и фонолитов (табл. 27, колонки 12, 13) континентов содержат больше алюминия, железа, кальция и меньше кремнезема, титана, натрия.

Таким образом, породообразующие окислы в зависимости от различий в их содержании в континентальных и океанических лавах серии щелочной оливиновый базальт–трахит (фонолит) можно разделить на три группы:

- 1) Al_2O_3 , K_2O — содержание этих окислов в породах всех групп континентальной серии выше, чем в океанической; в связи с этим различия в распределении алюминия и калия определяются как "серийные";
- 2) TiO_2 , Fe_2O_3 , Na_2O — различия в содержаниях этих окислов близки к серийным: большая часть лав континентальной серии обогащена окисным железом и обеднена титаном и натрием, однако в целом не являются "серийными", поскольку в отдельных случаях указанное соотношение может нарушаться, например, для титана в кварцевых трахитах, окисного железа в трахибазальтах и натрия в щелочных базальтах континентов;
- 3) SiO_2 , FeO , CaO — наблюдается изменение тенденции в распределении этих окислов при переходе от пород группы трахиандезито-базальт–трахиандезит к породам группы трахитов и кварцевых трахитов: повышенные содержания кремнезема в менее кремнекислых породах континентальной серии сменяются пониженными в более кремнекислых типах; для закисного железа и кальция отмечается противоположная тенденция.

Серия щелочных базальтоидов. Групповые отличия для полевошпатовых щелочных базальтоидов (табл. 27, колонки 14–17) выражаются в обогащенности алюминием, щелочами, кремнеземом и в обедненности закисным железом и магнием, а для бесполевошпатовых щелочных базальтоидов (табл. 27, колонки 18–22) — в обогащенности кремнеземом, калием и в обедненности закисным железом, титаном и натрием континентальных лав. Следовательно, к серийным признакам различий для

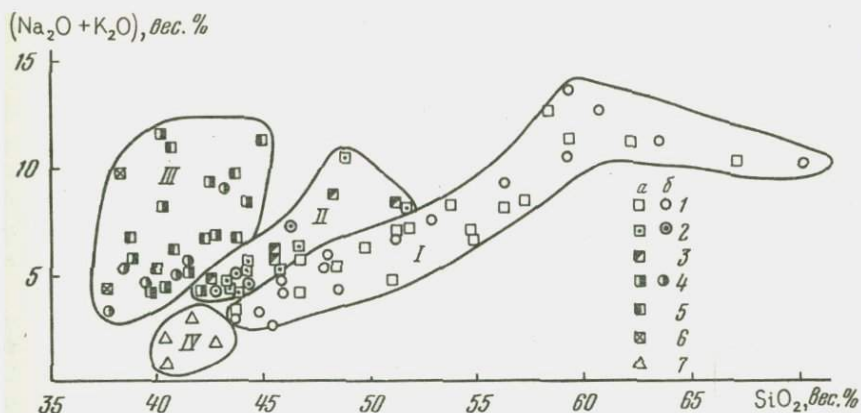
щелочных базальтоидов в целом могут быть отнесены повышенные содержания кремнезема, алюминия, калия и пониженные — закисного железа и магния для континентальных пород.

Таким образом, в результате статистического и петрохимического сравнения средних составов пород континентальных и океанических ассоциаций устанавливается, что основной спецификой химизма континентальных лав является повышенное содержание в них алюминия и калия. Необходимо отметить общность различий в содержании ряда окислов в вулканических породах основного — среднего состава серии щелочной оливинный базальт—трахит (фонолит) и щелочных базальтоидов. Оно заключается в том, что континентальные различия содержат больше кремнезема и меньше титана, закисного железа и магния. Кроме указанных признаков для вулканических пород континентальных ассоциаций характерно пониженное значение величины Na/K отношения и повышенное — $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ отношения.

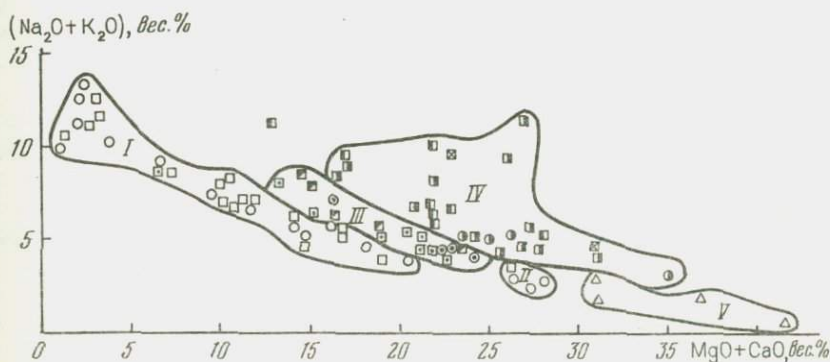
Приведенные данные о различиях в химическом составе вулканических пород континентальных и океанических ассоциаций основываются на достаточно представительном аналитическом материале и являются статистически достоверными. Однако, рассматривая данные табл. 25, можно прийти к противоположному мнению, а именно к выводу о том, что щелочные оливинные и щелочные базальты, наиболее распространенные породы ассоциаций, в действительности имеют весьма сходный химический состав, поскольку колебания в содержании большинства статистически различающихся окислов, за исключением калия, не превышают колебания в содержаниях этих окислов в средних составах щелочных оливинных и щелочных базальтах в пределах отдельных ассоциаций континентов или океанических островов.

Особенности распределения породообразующих элементов. Рассмотрим поведение главных породообразующих окислов и их отношений в зависимости от содержания кремнезема в вулканических породах. Выбор кремнезема в качестве "эталонного" связан с тем обстоятельством, что распределение кремнезема в вулканических породах является наиболее контрастным. Наряду с этим рассматривается содержание щелочей в зависимости от суммы магния и кальция, алюминия, отношения натрия к калию от кальция, титана от железа, отношения окисного железа к закисному в зависимости от содержания щелочей.

Основные тенденции в распределении щелочей и изменении величины Na/K отношения. Общие тенденции в распределении кремнезема и щелочей в породах показаны на диаграмме $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ (рис. 36), на которую вынесены только точки средних составов, поскольку выделение полей различных петрографических типов лав при наличии существенных взаимопереходов между ними делало бы диаграмму плохо читаемой. В вулканических породах серии щелочной оливинный базальт—трахит (фонолит) (поле I) происходит параллельное накопление кремнезема и щелочей только до фонолитов. При переходе от фонолитов к трахитам и кварцевым трахитам увеличение кремнезема сопровождается уменьшением щелочей. Каких-либо существенных разрывов в расположении точек средних составов в пределах этого поля не устанавливается. В полевошпатовых щелочных базальтоидах (поле II) также отмечается па-



Р и с. 36. Диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ ассоциаций щелочных оливиновых базальтов а — континентальных, б — океанических островов. I — вулканические породы серии щелочной оливиновый базальт — фонолит (кварцевый трахит); 2, 3 — полевошпатовые щелочные базальтоиды: 2 — нефелиновые, 3 — лейцитовые; 4, 5 — бесполовошпатовые щелочные базальтоиды: 4 — нефелиновые, 5 — лейцитовые и калиевые; 6 — оливиновые и нефелиновые мелилититы; 7 — меймечиты, пикритовые порфириты, анкартит-пикриты



Р и с. 37. Диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - (\text{MgO} + \text{CaO})$ ассоциаций щелочных оливиновых базальтов

Условные обозначения те же, что и на рис. 36

параллельное накопление кремнезема и щелочей от лимбургитов (авгититов) к тефритам и далее к берешитам и тефрит-фонолитам и от лейцитовых базанитов к лейцитовым тефритам и шихлунитам.

Судя по характеру расположения средних составов бесполовошпатовых щелочных базальтоидов (поле III) и меймечитов (поле IV), здесь отсутствует зависимость между кремнеземом и щелочами, характерная для полей I и II.

Основные тенденции в распределении щелочей в зависимости от магния и кальция, которые в первом приближении показывают соотношение щелочности и меланократовости пород, представлены на диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - (\text{MgO} + \text{CaO})$ (рис. 37). В отличие от диаграммы щелочи — крем-

незем составы пород группы меланократовых оливиновых базальтов здесь образуют самостоятельное поле II, не связанное с полями пород серии щелочной оливиновый базальт—трахит (фонолит) (поле I) и ультраосновных лав (поле V). В вулканических породах поля (I) намечается обратная зависимость между содержаниями щелочей, с одной стороны, и магния, кальция — с другой. Подобная зависимость в целом характерна и для составов плагиоклазовых щелочных базальтоидов (поле III). Менее определенно проявляется обратная зависимость между содержаниями щелочей, кальция и магния в бесполовошпатовых щелочных базальтоидах, особенно в нефелин-лейцитовых и мелилит-лейцитовых типах (поле IV).

Составы вулканических пород ассоциаций в координатах Na/K—Si образуют три дискретных поля. Первое поле слагается преимущественно полевошпатовыми щелочными базальтоидами, породами групп меланократовых оливиновых и щелочных оливиновых базальтов. В это же поле попадают составы бесполовошпатовых щелочных базальтоидов океанических островов, а также составы нефелинитов и оливиновых нефелинитов, анкаратрит-пикритов и пикритовых порфиритов континентов. Величина Na/K отношения для указанных пород изменяется от 2,4 до 4,4. В пределах этого поля породы континентов имеют более низкие значения Na/K отношения по сравнению с океаническими аналогами.

Второе поле образовано составами преимущественно лейцитовых щелочных базальтоидов, а также лимбургитов и авгититов континентов, которые характеризуются пониженными относительно первого поля значениями Na/K отношения (0,8—2,1).

В вулканических породах третьего поля, сложенного главным образом трахифонолитами, трахитами и кварцевыми трахитами, величина Na/K отношения изменяется в интервале 1,4—2,6. Вулканические породы океанических островов, располагающиеся в этом поле, имеют более высокие значения Na/K отношения по сравнению с континентальными аналогами.

Для вулканических пород серии оливиновый базальт—трахит (фонолит) характерно уменьшение величины Na/K отношения по мере увеличения кремнезема.

В распределении магния в породах серии щелочной оливиновый базальт—трахит (фонолит) намечается три тенденции: 1) резкое уменьшение содержания магния при почти постоянном содержании кремнезема, характерное для пород группы меланократовых оливиновых базальтов, 2) уменьшение содержания магния с увеличением содержания кремнезема отмечается в породах групп: щелочного оливинового базальта и трахиандезито-базальта—трахиандезита, 3) постоянное содержание магния при увеличении содержания кремнезема устанавливается для трахифонолитов, фонолитов, трахитов и кварцевых трахитов.

Лавы ультраосновного состава и щелочные базальтоиды образуют три дискретных поля, в пределах которых изменение содержания магния не зависит от содержания кремнезема: 1) ультраосновных лав, 2) оливиновых щелочных базальтоидов, 3) безоливиновых щелочных базальтоидов. Мелилитовые анкаратриты и оливиновые мелилититы по содержанию магния являются переходными между лавами ультраосновного состава и оливиновых щелочных базальтоидов.

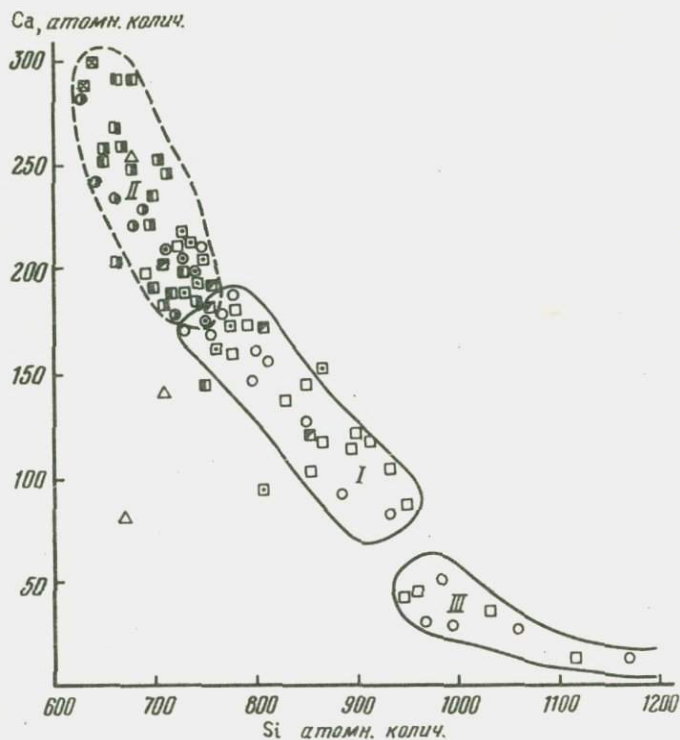
Ж е л е з о. В вулканических породах серии щелочной оливиновой базальт-трахит (фонолит) и полевошпатовых щелочных базальтоидах устанавливается обратная зависимость между содержанием суммарного железа и кремнезема. Полевошпатовые щелочные базальтоиды в целом содержат меньше железа по сравнению с породами серии щелочной оливиновой базальт-трахит (фонолит). В последней наиболее железистыми типами являются породы группы щелочного оливинового базальта. В полевошпатовых щелочных базальтоидах повышенные содержания железа отмечаются в базанитоидах, в том числе лимбургитовых, пониженные — в берешитах и тефрит-фонолитах. В бесполевошпатовых щелочных базальтоидах зависимость между содержанием железа и кремнезема выражена менее определенно. Среди них наиболее обогащены железом породы океанических ассоциаций. Лейцитовые лавы континентальных ассоциаций обеднены железом по сравнению с нефелиновыми. В целом же бесполевошпатовые щелочные базальтоиды обеднены железом относительно их полевошпатовых разностей с одинаковым содержанием кремнезема.

Изменение величины отношения магния к суммарному железу в зависимости от кремнезема во многом совпадает с распределением магния. По величине Mg/Fe отношения выделяются четыре поля: 1) ультраосновных лав и мелилитовых анкаратритов. В породах этого поля величина Mg/Fe отношения изменяется от 5 до 2,2, 2) преимущественно нефелиновых щелочных базальтоидов, оливиновых лейцититов, базанитов и базанитоидов, а также щелочных оливиновых базальтов с величиной отношения, равной 2—1, 3) щелочных базальтов, трахибазальтов, гавайитов, пород группы трахиандезит-базальт-трахиандезит, лейцитовых и лейцит-нефелиновых щелочных базальтоидов с величиной отношения, равной 1—0,5, 4) трахифонолитов, фонолитов, трахитов и кварцевых трахитов с величиной отношения, равной 0,4—0,1.

Таким образом, намечается определенное сходство в распределении магния и величины Mg/Fe отношения в вулканических породах. Поскольку распределение магния и железа в породах ассоциаций характеризуется одной и той же тенденцией, то понижение величины этого отношения при переходе от лав ультраосновного состава к фонолитам и трахитам вызвано более интенсивным уменьшением магния по сравнению с железом.

К а л ь ц и й. В вулканических породах ассоциаций отмечается общая тенденция в распределении кальция: уменьшение его содержания по мере возрастания кремнезема. Составы пород на диаграмме Ca—Si (рис. 38) образуют три поля: высококальциевых ($Ca > 180^*$), умереннокальциевых ($Ca = 180-70$) и низкокальциевых ($Ca < 50$) пород. Умереннокальциевое поле (I) образуется породами групп: меланократовых оливиновых базальтов и щелочных оливиновых базальтов. Высококальциевое поле II складывается щелочными базальтоидами, в пределах этого поля располагаются наиболее богатые кальцием мелилититы, анкаратриты и мелилит-нефелиновые лейцититы. В нефелинитах и лейцитовых нефелинитах количество кальция уменьшается. Пониженные содержания кальция характерны для

* Атомные количества.



Р и с. 38. Диаграмма Ca-Si ассоциаций щелочных оливиновых базальтов
Условные обозначения те же, что и на рис. 36

лимбургитовых базанитоидов, тефрит-фонолитов, лейцитовых тефритов, шихлунитов и нефелиновых лейцититов, составы которых попадают в поле I. В целом полевошпатовые базальтоиды обеднены кальцием по сравнению с бесполевошпатовыми. В низкокальциевое поле (III) входят составы трахифонолитов, фонолитов, трахитов и кварцевых трахитов.

А л ю м и н и й. Составы вулканических пород серии щелочной оливиновый базальт-трахит (фонолит) на диаграмме Al-Si (рис. 39) образуют четыре дискретных поля: I - пород группы меланократовых оливиновых базальтов, II - пород групп: щелочного оливинового базальта, трахиандезито-базальта-трахиандезита, трахифонолит-фонолита, III - трахитов, IV - кварцевых трахитов. Содержание алюминия увеличивается от поля I к полю II и достигает максимальных значений в трахифонолитах и фонолитах, а затем уменьшается к полям III и IV. Только в пределах поля II намечается прямая зависимость между содержанием алюминия и кремнезема. Лавы ультраосновного состава и щелочных базальтоидов также образуют четыре поля (в порядке увеличения алюминия): 1) анкаратритов и ультраосновных лав (поле V, в), 2) меланократовых оливиновых и мелилитовых нефелинитов и лейцититов (V, б), 3) полевошпатовых щелочных базальтоидов (V) и 4) нефелинитов и лейцититов (V, а). В целом щелочные базальтоиды, за исключением нефелинитов и лейцити-

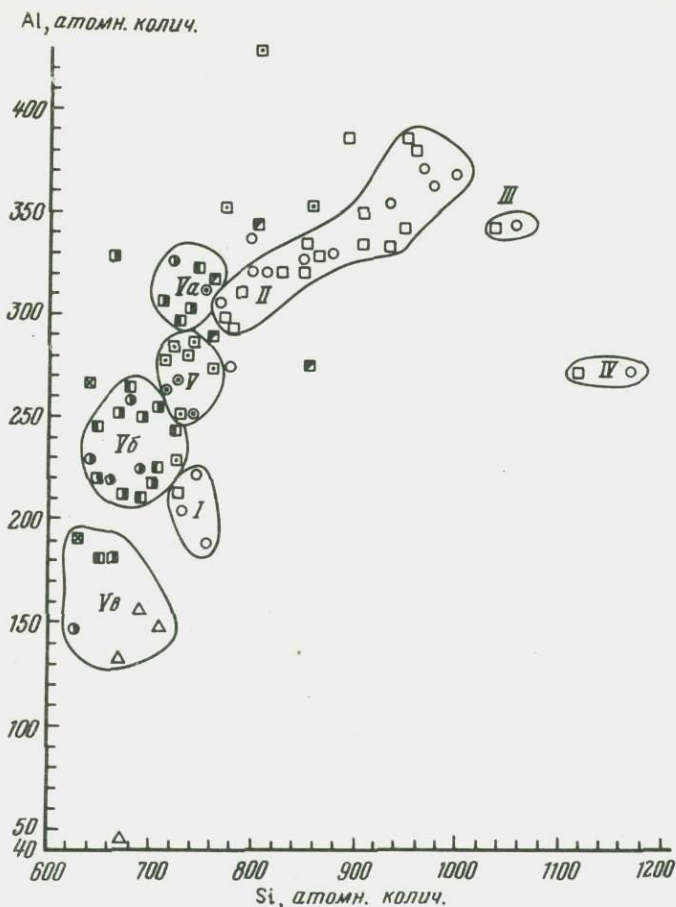


Рис. 39. Диаграмма Al—Si ассоциаций щелочных оливиновых базальтов
Условные обозначения те же, что и на рис. 36

тов, обеднены алюминием по сравнению с породами группы щелочного оливинового базальта.

О соотношении щелочей и кальция. В породах серии щелочной оливиновый базальт—трахит (фонолит) и полевошпатовых щелочных базальтоидах увеличение содержания щелочей обычно сопровождается уменьшением содержания кальция, за исключением трахифонолитов, фонолитов, трахитов и кварцевых трахитов, в которых концентрация щелочей происходит при постоянном содержании кальция. В бесполовошпатовых щелочных базальтоидах отмеченная выше связь между содержаниями кальция и щелочей проявлена менее определенно. Величина $Na + K / Ca$ отношения в породах ассоциаций меняется в широких пределах. В зависимости от величины этого отношения среди пород ассоциаций могут быть выделены четыре типа. К первому типу ($Na + K / Ca > 2$) относятся лавы трахифонолитов, фонолитов, трахитов и кварцевых трахитов, а

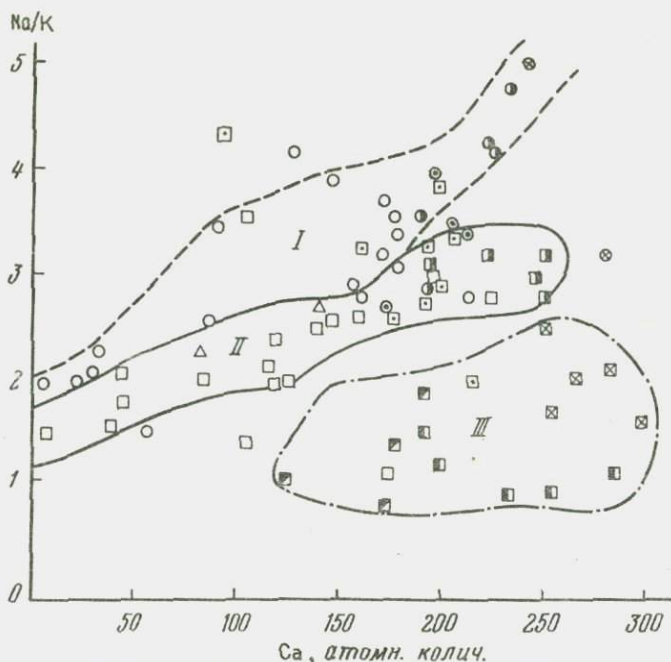
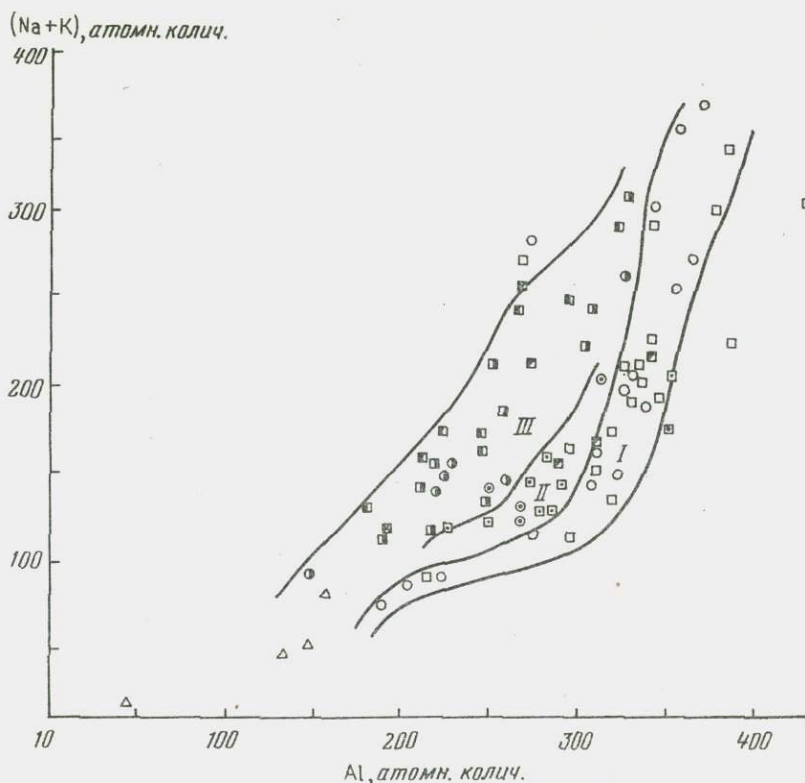


Рис. 40. Диаграмма Na/K—Ca ассоциаций щелочных оливиновых базальтов
Условные обозначения те же, что и на рис. 36

также трахиандезиты и берешиты. Второй тип ($Na+K/Ca=2-1$) включает преимущественно породы группы трахиандезито-базальт-трахиандезит, трахибазальты, нефелиниты, в том числе лейцитовые и мелилитовые, тефриты. К третьему типу ($Na+K/Ca=1-0,5$) принадлежат породы групп меланократовых и оливиновых щелочных базальтов, плагиоклазовые щелочные базальтоиды, меланократовые оливиновые и мелилитовые нефелиниты. И, наконец, в четвертый тип ($Na+K/Ca < 0,5$) входят анкартиты и их мелилитовые и лейцитовые разновидности, а также лавы ультраосновного состава и анкарамиты. На диаграмме, показывающей изменение величины натриево-калиевого отношения от содержания кальция (рис. 40), составы вулканических пород образуют три поля: I — преимущественно пород океанических островов, II — преимущественно пород серии оливиновый базальт-трахит и плагиоклазовых щелочных базальтоидов континентов, III — бесполовошпатовых мелилитовых и лейцитовых щелочных базальтоидов континентов. В породах I и II полей намечается параллельное увеличение величины отношения натрия к калию и содержания кальция; при этом в ассоциациях океанических островов эта тенденция прослеживается для всех пород: от кварцевых трахитов до оливин-мелилитовых нефелинитов. В ассоциациях континентов увеличение содержания кальция в щелочных базальтоидах протекает при постоянном значении величины Na/K отношения.

О соотношении щелочей и алюминия. В породах серии щелочной оливиновый базальт-трахит (фонолит) величина $Na +$



Р и с. 41. Диаграмма $(Na + K) - Al$ ассоциаций щелочных оливиновых базальтов
Условные обозначения те же, что и на рис. 36

+ K/Al отношения только в кварцевых трахитах выше единицы (породы пересыщены алюминием), а в остальных типах она варьирует от 0,90 до 0,38. Повышенные значения этого отношения ($Na + K/Al = 0,9 - 0,75$) отмечаются в трахифонолитах, фонолитах, трахитах и пониженные ($Na + K/Al < 0,5$) — в породах групп щелочного оливинового базальта и меланократовых оливиновых базальтах. В полевошпатовых щелочных базальтоидах величина этого отношения составляет 0,4—0,6, а в лавах ультраосновного состава — 0,4, в бесполевошпатовых щелочных базальтоидах она изменяется от 0,96 до 0,5. Максимальные значения этой величины, равные 0,96—0,75, характерны для лейцититов, меланократовых оливиновых лейцититов, мелилитовых и лейцититовых нефелинитов и нефелиновых мелилититов. На диаграмме $(Na + K) - Al$ (рис. 41) вулканические породы в зависимости от содержания алюминия условно могут быть разделены на три поля: I — серии щелочной оливиновый базальт—трахит (фонолит); II — полевошпатовых щелочных базальтоидов и III — бесполевошпатовых щелочных базальтоидов. В пределах поля (I) концентрации щелочей увеличиваются при незначительном накоплении или постоянном содержании алюминия. Более четко прямая зависимость между содержаниями щелочей и алюминия выражена для полей II и III.

Т и т а н. Какой-либо зависимости между содержаниями титана и кремнезема в породах ассоциаций не устанавливается. В породах серии щелочной оливиновый базальт–трахит (фонолит) и лавах ультраосновного состава происходит параллельное увеличение титана и суммарного железа. В лейцитовых щелочных базальтоидах наблюдается резкое накопление титана на фоне незначительного накопления железа. В нефелиновых щелочных базальтоидах не проявляется связи между распределением титана и суммарного железа.

В изменении величины отношения титана к железу относительно кремнезема в породах серии щелочной оливиновый базальт–трахит (фонолит) континентов выявляются две тенденции – уменьшение и увеличение величины отношения по мере возрастания кремнезема. Первая свойственна большей части пород серии, а вторая характерна для оливиновых и щелочных базальтов, трахибазальтов, андезито-базальтов, трахиандезито-базальтов, дорейтов.

В породах океанических ассоциаций подобные тенденции проявляются менее четко. В лейцитовых бесполовошпатовых щелочных базальтоидах наблюдается резкое снижение $Ti \cdot 100/Fe$ отношения по мере перехода от меланократовых лейцититов ($Ti \cdot 100/Fe = 37,6$) к калиевым и лейцитовым анкараритам, а затем к меланократовым оливиновым лейцититам, нефелиновым лейцититам ($Ti \cdot 100/Fe = 25,0$). При этом содержание кремнезема меняется в незначительных пределах. В остальных же типах бесполовошпатовых и полевошпатовых щелочных базальтоидов величина $Ti \cdot 100/Fe$ отношения варьирует независимо от содержания кремнезема. Лавы ультраосновного состава характеризуются минимальными значениями рассматриваемого отношения.

В породах ассоциаций в целом намечается прямая зависимость между отношением окисного к закисному железу и суммарной щелочностью. На диаграмме $Fe^{3+}/Fe^{2+} - Na + K$ условно выделяются два поля: 1) преимущественно бесполовошпатовых щелочных базальтоидов континентов и 2) преимущественно пород серии щелочной оливиновый базальт–трахит (фонолит), полевошпатовых щелочных базальтоидов континентов и щелочных базальтоидов океанических островов. Для составов первого поля характерна более высокая окисленность железа относительно составов второго (при равном содержании щелочей в породах). Из пород серии щелочной оливиновый базальт–трахит (фонолит) континентов в первое поле попадают составы анкараритов, андезито-базальтов, андезитов и трахиандезито-базальтов.

Породы серии щелочной оливиновый базальт–трахит (фонолит) океанических островов в целом характеризуются меньшей величиной отношения окисного железа к закисному по сравнению с континентальными.

Таким образом, анализ распределения породообразующих окислов показывает, что породам серий свойственны как общие, так и специфические петрохимические черты.

1. В серии щелочной оливиновый базальт–трахит (фонолит) по мере возрастания кремнезема увеличивается содержание щелочей и алюминия, максимальное их количество отмечается в фонолитах. Величина Na/K отношения понижается с увеличением в породах кремнезема, что свидетельствует о более интенсивном накоплении калия относительно натрия в

процессе дифференциации щелочной оливин-базальтовой магмы. Распределение суммарного железа, магния, кальция, с одной стороны, и кремнезема — с другой, в породах серии связано обратной зависимостью, т.е. с возрастанием кремнезема уменьшается содержание указанных элементов.

2. В полевошпатовых щелочных базальтоидах характер распределения щелочей, суммарного железа, кальция в зависимости от кремнезема мало отличается от поведения этих элементов в серии щелочной оливиновый базальт—трахит (фонолит).

3. Накопление щелочей в бесполевошпатовых щелочных базальтоидах происходит более интенсивно по сравнению с кремнеземом. Распределение магния, суммарного железа, кальция и алюминия в этих породах является достаточно сложным и мало зависит от содержания кремнезема.

4. В целом в породах ассоциаций уменьшение величин Na/K и увеличение $Ti \cdot 100/Fe$ отношений наблюдается по мере перехода от пород группы щелочного оливинового базальта и полевошпатовых щелочных базальтоидов к нефелиновым и лейцитовым бесполевошпатовым щелочным базальтоидам.

Содержание суммарного железа при одинаковом содержании в породах кремнезема уменьшается, а содержание алюминия увеличивается от пород группы щелочных оливиновых базальтов к полевошпатовым и далее к бесполевошпатовым щелочным базальтоидам.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД АССОЦИАЦИЙ

Как было показано, ассоциации щелочных оливиновых базальтов слагаются главным образом вулканическими породами серии щелочной оливиновый базальт—трахит (фонолит), наряду с которыми могут быть развиты полевошпатовые и бесполевошпатовые щелочные базальтоиды нефелинового и лейцитового ряда. По признаку качественной оценки распространения вулканических пород серий щелочной оливиновый базальт—трахит (фонолит) и щелочных базальтоидов ассоциации могут быть отнесены по крайней мере к трем типам. Первый тип образуют ассоциации, в которых щелочные базальтоиды или отсутствуют, или пользуются резко подчиненным распространением (Волновухская зона, острова: Ян-Майен, Вознесения, Реюньон и др.). Второй тип включает ассоциации с существенным преобладанием пород серии щелочной оливиновый базальт—трахит (фонолит) над щелочными базальтоидами. Этот тип является наиболее распространенным (Эфиопия, Центральный Французский массив, Чешское Среднегорье, Кузнецкий Алатау, Прибайкалье, Приморье, Черниговская зона, Восточная Австралия, Новая Зеландия и практически в полном объеме ассоциации океанических островов). И, наконец, к третьему типу принадлежат ассоциации, в которых породы щелочно-базальтоидной и оливиновый базальт—трахит—фонолитовой серии сопоставимы по степени распространенности (Маймеча-Котуйская провинция, провинции Восточного и Западного рифтов Африки, Белоцерковская зона).

В целом в ассоциациях не выявляется определенных закономерностей в характере пространственной связи и положении вулканических пород рассматриваемых серий в общем разрезе вулканогенных образований.

В ряде ассоциаций, относящихся к первому и второму типу, например в Кузнецком Алатау, щелочные базальтоиды тяготеют преимущественно к нижней части разреза, где они перемежаются с лавами оливиновых и щелочных базальтов. В других же — Гавайские острова — щелочные базальтоиды приурочены главным образом к верхним частям разреза. В некоторых случаях ограниченные объемы щелочных базальтоидов отмечаются по всему разрезу вулканогенных пород. В ассоциациях третьего типа, например Маймеча-Котуйской, щелочные базальтоиды могут занимать достаточно обособленное положение в разрезе и по латерали (арыд-жангская свита), слагая нижнюю часть вулканогенной толщи. Но в этой же провинции щелочные базальтоиды (дельканская свита) приурочены к средней и верхней частям разреза, разделяя толеитовые базальты и породы серии щелочной базальт—трахит.

Выше отмечалось, что вулканические породы групп: щелочных оливиновых базальтов, полевошпатовых и бесполевошпатовых щелочных базальтоидов представляют единый ряд с постепенной эволюцией минерального и химического состава. Хотя лавы с модалным лейцитом и обладают отдельными специфическими признаками, однако между лейцитовыми и нефелиновыми базальтоидами нет резких границ по минеральному и химическому составу, наоборот, наличие таких пород, как лейцитовые нефелиниты или нефелиновые лейцититы, свидетельствует о постепенном изменении химизма между этими типами, что также подтверждается тесной пространственной сопряженностью лейцитовых и нефелиновых лав в провинции Западного рифта Африки, Черниговской зоны и др. При этом следует иметь в виду то обстоятельство, что появление лейцитовых лав как бы предопределяется повышенной калиестью вулканических пород, и прежде всего щелочных оливиновых базальтов (Припятско-Днепровско-Донецкая впадина, Западный рифт Африки), в которых величина Na/K отношения составляет соответственно 1,10—0,7.

Таким образом, любая петрологическая гипотеза образования вулканических пород ассоциаций щелочных оливиновых базальтов должна учитывать следующие их основные геолого-петрохимические особенности:

- 1) вулканические породы серий щелочной оливиновый базальт—трахит (фонолит) и щелочных базальтоидов являются постоянными членами ассоциаций, объемы и полнота набора петрографических типов щелочных базальтоидов в пределах конкретной ассоциации могут существенно варьировать;

- 2) вулканические породы групп щелочного оливинового базальта, полевошпатовых и бесполевошпатовых щелочных базальтоидов по минеральному и химическому составам представляют единый эволюционный ряд;

- 3) для большинства ассоциаций щелочных оливиновых базальтов отмечается тесная связь в пространстве и времени формирования с толеитовыми базальтами; в ряде провинций выделяются специфические петрохимические разновидности базальтов, являющиеся переходными от толеитовых к щелочным оливиновым, при этом необходимо отметить, что объемы и петрографические составы щелочных базальтоидов в ассоциации не зависят от того, связана ли ассоциация с толеитовыми базальтами или нет.

Вопросы генезиса и возможные пути преобразования базальтовых и

базальтоидных магм рассматриваются в различных петрологических моделях, основанных на экспериментальном изучении плавления природных и синтетических составов магматических пород. Фундаментальные экспериментальные исследования Д.Х. Грина и А.Э. Рингвуда [34] по плавлению пикрита, оливинового толеита, оливинового и щелочного оливинового базальта в значительном интервале давлений в сухих условиях позволили этим авторам прийти к выводу, что непрерывные ряды базальтовых расплавов от оливиновых толеитов с нормативным гиперстеном до оливиновых базальтов с нормативным нефелином могут быть образованы в результате: 1) фракционной кристаллизации (осаждение глиноземистого энстатита и клинопироксена) оливин-толеитовой магмы в условиях высоких давлений, 2) при прямом селективном плавлении пиролита. В этом случае главным фактором, определяющим состав магм, является степень селективного плавления. Этот же фактор в сочетании с фактором глубинности магмообразования лежит в основе концепции Д.К. Грина, допускающей, что при плавлении пиролита, содержащего 2–10% воды, в интервале глубин 40–120 км и при уменьшающейся степени селективного плавления образуется последовательный ряд водосодержащих расплавов от оливин-мелилитового нефелинита до щелочного оливинового базальта и гавайита. По представлениям И. Куширо и Х. Куно [162], повышение давления с параллельным уменьшением степени селективного плавления приводит к созданию расплавов, все более недосыщенных кремнеземом: от базанитовых до нефелинитовых. При этом базанитовый расплав образуется при ограниченном (менее 2%) селективном плавлении перидотита, а нефелинитовый — при еще меньших степенях плавления.

В.А. Пугин и Н.И. Хитаров [107], основываясь на экспериментах по плавлению как кварцевого оливинового и высокоглиноземистого толеита, так и оливинового нефелинита, считают, что главные типы вулканических пород являются продуктами эволюции пикритовой магмы, выплавляющейся из гранатового перидотита. Допуская генетическую связь щелочно-базальтовых и толеит-базальтовых магм, эти авторы связывают генезис щелочно-базальтовых расплавов с процессом ликвации толеит-базальтовой магмы при давлении ниже 14 кбар.

Другие гипотезы объясняют образование щелочно-базальтоидных магм фракционированием минералов в безводных и водных условиях при высоком давлении. По мнению М.Дж. О'Хары [177], расплавы щелочных базальтоидов могут быть произведены из магм пикритового состава при давлении около 30 кбар, т.е. на глубине 100–110 км. Допускается, что выделение из пикритовой магмы граната и моноклинного пироксена ("эклогитовое фракционирование") при высоких давлениях, а также шпинели, оливина, орто- и клинопироксена при умеренных давлениях ведет к формированию локальных объемов щелочно-базальтоидных магм, богатых "некогерентными" элементами.

Исследованиями Р.Дж. Балтитьюда и Д.Х. Грина [140] установлено, что в присутствии воды главная ликвидусная фаза оливиновых нефелинитов представлена ортопироксеном, в результате выделения которого создается жидкость состава оливин-мелилитового нефелинита.

Мы считаем, что с позиций гипотез, в которых в качестве главных факторов, определяющих разнообразие базальтовых и базальтоидных магм.

принимаются глубина магмообразования (или магмоотделения) и степень селективного плавления, трудно объяснить происхождение толеитовых, щелочно-базальтовых и базальтоидных пород, образующих естественную ассоциацию, в которой щелочные базальтоиды перемежаются (иногда неоднократно) в разрезе без заметных стратиграфических и тектонических несогласий с породами щелочной оливин-базальтовой или даже толеитовой серий. Очевидно, при этом необходимо допускать периодическое значительное (при смене в разрезе щелочных базальтоидов толеитовыми базальтами) изменение глубины магмообразования или периодическое дренирование глубинными разломами длительно существующих разноглубинных магматических очагов без смещения их продуктов. Однако на основании этих гипотез можно правдоподобно объяснить генезис вулканических ассоциаций, в которых формирование различных по составу пород протекало одноактно и смена их имела направленный характер.

Рассмотрим возможность применения изложенных гипотез к генезису вулканических пород ассоциации Прибайкалья, в которой отмечается пространственно-временная связь толеитовой и щелочной оливин-базальтовой серий.

Особенностью химического состава вулканических пород Прибайкалья является существенное сходство в содержании главных породообразующих окислов, за исключением кремнезема и щелочей, наряду с близкими величинами отношений: натрия к калию, титана к железу, магния к сумме магния и железа [30, 31]. Содержание кремнезема в наиболее различающихся по минеральному составу кварцевых толеитах и щелочных базальтоидах составляет 48,83—45,83%; при этом сумма щелочей изменяется более существенно — 2,88—7,57%. Экспериментальными исследованиями [34] установлено, что минералом ликвидуса оливинных толеитов при давлении 13—18 кбар является ортопироксен, к которому при понижении температуры кристаллизации присоединяется клинопироксен. В табл. 28 приведены расчеты изменения химического состава оливинного толеита при выделении из него 5% ромбического и 10% моноклинного пироксена. Эти данные показывают, что при выделении орто- и клинопироксенов из расплава оливинного толеита в остатке действительно накапливаются щелочи, без заметного изменения содержаний кремнезема. Большое подобие химических составов вычисленного остатка и щелочного оливинного базальта могло бы возникнуть при дальнейшем фракционировании пироксенов, и прежде всего ромбического пироксена, богатого кремнеземом и бедного щелочами, однако этот процесс должен быть ограничен указанными объемами из-за интенсивного уменьшения содержания магния в остатке. Вместе с тем расчеты показывают, что кристаллизация и выделение пироксенов из толеитовых магм не в состоянии обеспечить их преобразование в щелочные оливин-базальтовые, хотя ведущая роль этого процесса не вызывает сомнения.

Выделение из расплавов, соответствующих щелочным оливинным или толеитовым базальтам, клино- и ортопироксенов, в которых содержание кремнезема в среднем составляет 50—55%, в целом ведет к десиликации базальтовых магм. При этом интенсивность десиликации исходного расплава проявляется различно: если содержание кремнезема в исходном расплаве составляет 47—48%, то выделение пироксенов не вызывает замет-

Таблица 28

Расчеты по изменению химического состава оливиновых толеитов Прибайкалья и базанитоидов Маймеча-Котуйской провинции при фракционировании пироксенов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	48,48	48,45	48,23	47,48	45,41	42,98	42,88
TiO ₂	2,11	2,22	2,38	2,56	2,72	3,34	4,73
Al ₂ O ₃	14,21	14,77	15,43	15,36	12,4	13,21	12,1
Fe ₂ O ₃	4,42	4,64	4,81	3,93	8,01		9,03
FeO	8,84	9,10	9,55	8,42	5,98	17,2	5,6
MnO	0,22	0,23	0,26	0,22	—	—	—
MgO	8,23	6,99	6,25	7,69	10,01	6,48	7,4
CaO	8,81	9,26	8,51	8,56	10,94	11,21	13,32
Na ₂ O	2,79	2,93	3,03	3,52	2,87	3,52	3,2
K ₂ O	1,34	1,41	1,55	1,70	1,66	2,04	1,45

1 — оливиновый толеит Прибайкалья; 2 — остаток после выделения из состава 15% ортопироксена; 3 — остаток после выделения из состава 2 10% клинопироксена; 4 — щелочной оливиновый базальт Прибайкалья; 5 — средневзвешенный состав ассоциации щелочных оливиновых базальтов Маймеча-Котуйской провинции; 6 — остаток после удаления из состава 5 10% ортопироксена и 10% клинопироксена; 7 — средний состав бесполовошпатовых щелочных базальтоидов делканской свиты.

ного его уменьшения в остатке, а при содержании в исходном расплаве кремнезема менее 45% количество его в остатке существенно понижается. Это хорошо прослеживается на примере Прибайкалья и Маймеча-Котуйской провинции. Выделение 10% ортопироксена и 10% клинопироксена из средневзвешенного состава ассоциации щелочных оливиновых базальтов Маймеча-Котуйской провинции, являющегося по содержанию нормативного оливина (9%) и нефелина (6%) переходным типом между щелочным оливиновым базальтом и базанитом (табл. 28, колонка 5), приводит к образованию остатка (табл. 28, колонка 6), близкого по химическому составу средневзвешенному бесполовошпатовому щелочному базальтоиду одной из свит (дельканской) этой ассоциации. При этом содержание кремнезема в исходном расплаве и гипотетическом остатке различается более чем на 2%.

При селективном плавлении менее 20% мантийного субстрата, который имеет на глубинах образования базальтовых магм состав шпинелевых лерцолитов или гранатовых перидотитов, первыми переходят в расплав клинопироксен и второстепенные минералы [26, 34, 45]. Шпинелевые лерцолиты являются наиболее распространенными включениями в вулканических породах Прибайкалья [49]. В связи с этим весьма интересно рассмотреть петрохимические и геохимические особенности этих пород.

Изучение распределения редких и рудных элементов в шпинелевых лерцолитах, мегакристаллах орто- и клинопироксенов, развитых в лавах и пирокластах базанитоидов Прибайкалья [33, 79], показывает, что концентрации сидерофильных элементов в минералах шпинелевых лерцолитов уменьшаются в последовательности: оливин — ортопироксен — клинопироксен. Установлено, что содержание хрома и кобальта в клинопироксене

по сравнению с содержанием в оливине понижается более чем в 3 раза, а никеля — в 11 раз. Максимальные содержания ванадия отмечаются в ортопироксене, минимальные — в оливине.

Вкрапленники оливина базанитоидов по сравнению с оливином шпинелевых лерцолитов в 3–6 раз обеднены ванадием, хромом, никелем, но содержат больше кобальта. Содержания рассматриваемых элементов в мегакристаллах орто- и клинопироксенов и в тех же минералах шпинелевых лерцолитов близки. Клинопироксены вкрапленников базанитоидов по сравнению с клинопироксенами включений незначительно обогащены ванадием и обеднены хромом и кобальтом.

В распределении элементов халькофильной группы в минералах шпинелевых лерцолитов намечается три тенденции: первая — для меди, свинца, мышьяка характерно уменьшение концентраций от ортопироксена к оливину и клинопироксену, вторая — устанавливается уменьшение содержания цинка, олова, висмута от оливина к орто- и к клинопироксену (содержание этих элементов в крайних членах ряда уменьшается вдвое); и, наконец, третья тенденция — свойственны галлий и германий, содержания которых понижаются от орто- к клинопироксену и оливину. Мегакристаллы орто- и клинопироксенов по содержанию элементов халькофильной группы не отличаются от минералов шпинелевых лерцолитов.

Оливины вкрапленников базанитоидов относительно оливинов лерцолитов в два раза и более обеднены медью, свинцом, оловом, германием и резко обогащены галлием. Клинопироксены вкрапленников базанитоидов незначительно обеднены по сравнению с клинопироксенами лерцолитов медью, близки по содержанию цинка, содержат в два раза и более свинца, олова, мышьяка и германия.

Тенденция в распределении литофильных элементов заключается в том, что максимальные концентрации циркония и скандия отмечаются в клинопироксенах, минимальные — в оливинах лерцолитов. По сравнению с клинопироксенами вкрапленников базанитоидов клинопироксены лерцолитов содержат больше циркония, но меньше скандия. Содержание циркония в шпинелевых лерцолитах почти на порядок ниже содержания этого элемента в базанитоидах. Концентрации ниобия и тантала увеличиваются от ортопироксенов к клинопироксенам шпинелевых лерцолитов. Сравнение показывает (табл. 29), что наименее контрастны химические и геохимические составы характерных для клинопироксенов шпинелевых лерцолитов и оливиновых толеитов, хотя и в этом случае они достаточно четкие: первые в два раза и более обеднены титаном, алюминием, суммарным железом, натрием, особенно резко калием, цирконием, ниобием, но содержат больше магния, кальция, кремнезема, ванадия, хрома, никеля.

Различия в химическом составе мегакристаллов ортопироксена в щелочном базанитоиде и клинопироксенах шпинелевых лерцолитов заключается в том, что ортопироксены содержат больше кремнезема, магния, калия, хрома, никеля, кобальта, свинца и меньше титана, алюминия, кальция, натрия, ниобия при близком содержании других элементов. В отношении различий в химизме мегакристаллов клинопироксенов и клинопироксенов шпинелевых лерцолитов следует сказать, что они близки по содержанию большинства окислов, редких и рудных элементов. Следовательно, выделение ортопироксенов как первой кристаллической фазы из расплава, отвечающего

Таблица 29

Средние химические составы шпинелевых лерцолитов, их минералов, мегакристаллов пироксена и вулканических пород Прибайкалья

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	43,23	50,91	54,21	49,6	48,48	46,53
TiO ₂	0,23	0,68	0,22	1,10	2,11	2,62
Al ₂ O ₃	4,58	7,89	5,08	8,93	14,21	15,70
Fe ₂ O ₃	1,90	2,59	0,85	2,36	4,42	3,87
FeO	7,02	3,83	5,10	6,15	8,84	8,37
MnO	0,12	0,14	0,10	0,16	0,22	0,18
MgO	40,19	15,80	32,57	14,75	8,23	7,48
CaO	2,43	16,0	1,27	15,12	8,81	8,27
Na ₂ O	0,33	1,64	0,34	1,73	2,79	4,27
K ₂ O	0,09	0,07	0,21	0,09	1,34	2,15
P ₂ O ₅	—	—	—	—	0,55	0,56
K*	81,4	66,0	83,5	57,1	32,0	29,0
ap	—	—	—	—	1,3	1,3
il	0,5	1,4	0,5	2,1	3,9	5,0
mt	2,8	3,7	1,4	3,5	6,5	5,6
or	0,6	0,6	1,1	0,6	7,8	12,3
ab	2,6	14,2	2,6	14,2	23,4	20,0
ne	—	—	—	—	—	8,8
an	11,1	14,5	6,4	16,4	22,0	17,6
di	0,9	51,3	—	46,2	16,0	16,0
hy	11,8	3,1	76,7	2,8	10,8	—
ol	70,0	11,1	8,3	14,1	8,3	13,5
c	—	—	2,0	—	—	—
v	57	350	380	365	220	185
Cr	4537	404	1200	390	202	228
Ni	2250	287	680	280	132	141
Co	190	71	110	80	69	78
Pb	15,7	9,5	25	12	9	13
Sc	10	14	10	15	13	13
Zr	16	26	25	30	143	135
Nb	3,6	2,1	1,8	2,2	47	48
Ta	1,8	2,3	1,0	2,7	3	4

Примечание. 1 — шпинелевый перидотит (среднее из 5 ан.); 2 — клинопироксены шпинелевых лерцолитов (среднее из 5 ан.); 3 — мегакристалл ортопироксена; 4 — мегакристаллы клинопироксенов (среднее из 13 ан.); 5 — оливиновый толеит (среднее из 18 ан.); 6 — базанитоид (среднее из 17 ан.).

$K^* = MgO \cdot 100 / (MgO + Fe_2O_3 + FeO + Na_2O + K_2O)$.

по составу клинопироксенам шпинелевых лерцолитов, должно привести к обеднению расплава кремнеземом, магнием, калием, хромом, никелем, кобальтом, свинцом и к обогащению титаном, алюминием, кальцием, натрием, ниобием, а выделение клинопироксенов должно привести к обеднению остатка титаном и закисным железом. Таким образом, выделение из расплава, отвечающего составу клинопироксенов шпинелевых лерцолитов, орто- и клинопироксенов будет приближать его остаток к оливиновым толеитам.

Таблица 30

Отношение содержаний щелочей, редких и рудных элементов в вулканических породах Прибайкалья

Породы	Na+K	K	Nb	Ta	Zr	ΣTR
Щелочные оливиновые базальты ¹	1,2	1,4	2,0	1,5	1,2	1,5
Щелочные базальтоиды ²	1,4	1,5	1,2	1,3	1,4	1,2
Оливиновые нефелиниты ²	0,8	0,7	3,8	1,7	2,2	3,0

¹ Содержание элементов в оливиновых толеитах принято за единицу.
² Содержание элементов в щелочных оливиновых базальтах принято за единицу.

Таблица 30 (окончание)

Породы	Rb	Pb	Sc	V	Cr	Ni	Co
Щелочные оливиновые базальты ¹	1,8	2,0	1,0	1,2	0,7	0,8	1,0
Щелочные базальтоиды ²	1,6	1,5	0,8	0,8	1,0	1,1	1,0
Оливиновые нефелиниты ²	2,5	2,0	1,5	1,1	0,9	1,4	1,1

Ранее отмечалось, что наибольшие различия в химическом составе толеитовых и щелочных оливиновых базальтов Прибайкалья выражаются в содержании щелочей. Это позволяет рассматривать натрий и калий как наиболее чувствительные индикаторы петрохимической эволюции и дает возможность проследить характер изменения концентраций редких и рудных элементов в связи с изменением содержания щелочей. Если принять содержание натрия и калия, редких и рудных элементов в оливиновых толеитах за единицу (табл. 30), то концентрации ниобия, тантала, редких земель, рубидия и свинца в щелочных оливиновых базальтах изменяются в 1,5–2 раза, что в целом выше суммарной концентрации щелочей (1, 2), но соответствует изменению содержания калия (1, 4). В данном случае концентрации Sc и Co не изменяются, а Cr и Ni уменьшаются незначительно (0,7–0,8). При переходе от щелочных оливиновых базальтов к базанитоидам дальнейшее увеличение суммы натрия и калия сопровождается понижением кремнезема. Величины отношений концентраций ниобия, тантала, циркония, редких земель и свинца в ряду щелочной оливиновой базальт – щелочной базанитоид составляет 1,2–1,6 и в целом соответствуют изменению содержания щелочей (1,4); содержания ванадия, скандия, хрома, кобальта, никеля при этом не изменяются. Сходный характер перераспределения щелочей и редких элементов при переходе от оливиновых толеитов к щелочным оливиновым базальтам и далее к щелочным базанитоидам позволяет сделать вывод, что образование щелочных оливиновых

базальтов и базанитоидов обусловлено одним и тем же процессом или процессами обогащения оливин-толеитовой (первая стадия) и щелочной оливин-базальтовой (вторая стадия) магмы калием и редкими элементами с одновременным уменьшением объема последовательно образуемых расплавов, что совпадает с реально наблюдаемой распространенностью пород и в первом приближении с последовательностью их излияния.

Рассмотренные расчеты гипотетических остатков магматических расплавов, образующихся после кристаллизации и выделения ортопироксенов или ортопироксенов и клинопироксенов, показывают, что в данном случае не происходит существенного изменения содержания редких элементов, а также калия. Ранее аналогичная картина была установлена при изучении геохимии щелочных оливиновых и толеитовых базальтов других провинций [34]. Различие в содержании "некогерентных" элементов оказалось значительно большим, чем это можно было бы ожидать, если бы дифференциация осуществлялась только путем фракционирования минералов или разницей в степени селективного плавления мантийного субстрата. Поэтому Д.Х. Грином и А.Э. Рингвудом для объяснения этого явления привлекается процесс "взаимодействия с вмещающими породами", аналогичный процессу зонной очистки Р.Г. Харриса. Сущность процесса заключается в том, что при близости температур магматического расплава и мантийного субстрата охлаждение расплава будет происходить только за счет его взаимодействия с вмещающими породами. Поскольку главными минералами концентратами "некогерентных" элементов являются санидин, флогопит, магнезиальный ильменит, апатит и др., которые представляют наиболее низкоплавкую фракцию мантийного субстрата, то в процессе взаимодействия будет происходить обогащение расплава "некогерентными" элементами без существенного перераспределения содержания главных порообразующих окислов.

Таким образом, из рассмотренных выше гипотез образования магм щелочного оливинового, толеитового и щелочно-базальтоидного состава наибольшее предпочтение следует отдать гипотезе Д.Х. Грина и А.Э. Рингвуда в той ее части, которая допускает возможность образования базальтовых магм различной щелочности путем кристаллизации и фракционирования минералов, главным образом пироксенов, в условиях высоких давлений. Эти представления являются наиболее правдоподобными, поскольку они объясняют принципиальные геологические особенности вулканических пород ассоциаций: тесную пространственно-временную связь толеитов, щелочных оливиновых базальтов, щелочных базальтоидов. Только при реализации этого механизма возможно образование пород переходного состава, а вскрытие глубинными разломами различных частей дифференцированного магматического очага может обусловить сложные взаимоотношения базальтов и щелочных базальтоидов в разрезах вулканических толщ. Геологическими признаками, подтверждающими возможность осуществления этого процесса, являются находки кристаллов пироксенов, образующихся в условиях высоких давлений, наряду с включениями ультрасоснового состава в породах ассоциаций.

Однако в настоящее время нет оснований рассматривать этот механизм как универсальный и привлекать его к объяснению генезиса щелочных оливиновых базальтов, не связанных с толеитами. Более вероятно, что

в таких ассоциациях щелочные оливин-базальтовые магмы образуются при прямом селективном плавлении вещества мантии. Следовательно, возникает необходимость допустить гетерогенность щелочных оливин-базальтовых магм и рассматривать их как производные в первом случае глубинной дифференциации толеитовой магмы, а во втором случае — прямого селективного плавления вещества верхней мантии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Ассоциация щелочных оливиновых базальтов представляет совокупность вулканических пород, связанных с единым циклом вулканической деятельности и общей тектонической позицией, и включает породы серий: щелочной оливиновый базальт—трахит (фонолит), полевошпатовых и бесполевошпатовых щелочных базальтоидов. По минеральному и химическому составу породы групп щелочных оливиновых базальтов, полевошпатовых и бесполевошпатовых щелочных базальтоидов представляют единый минерально-петрохимический ряд.

2. По степени распространенности вулканических пород указанных серий среди ассоциаций щелочных оливиновых базальтов могут быть выделены три типа: 1) ассоциации с резким преобладанием пород серии щелочной оливиновый базальт—трахит (фонолит) при полном отсутствии или резко подчиненном распространении щелочных базальтоидов, 2) ассоциации с существенным преобладанием пород серии щелочной оливиновый базальт—трахит (фонолит), 3) ассоциации, в которых распространенность пород серий щелочной оливиновый базальт—трахит (фонолит) и щелочных базальтоидов сопоставимы.

3. По характеру связи с толеитовыми базальтами среди континентальных ассоциаций могут быть выделены два типа: к первому, наиболее распространенному, относятся ассоциации, находящиеся в тесной пространственно-временной связи с толеитовыми базальтами; по признаку связи с толеитами они являются прямыми аналогами ассоциаций океанических островов. Ко второму, менее распространенному, типу принадлежат ассоциации, для которых прямая связь с толеитами не устанавливается. Такие ассоциации могут быть противопоставлены ассоциациям океанических островов. В большинстве ассоциаций первого типа по петрохимическому составу выделяется ряд щелочной оливиновый — переходный — толеитовый базальт. Для базальтов переходного состава характерны широкие колебания породообразующих окислов, в большинстве случаев обусловленных провинциальной принадлежностью пород, что затрудняет выделение их в самостоятельный петрохимический тип.

4. На основании статистического сравнения средних химических составов петрографических типов лав: а) внесены уточнения в существующую номенклатуру пород ассоциаций; б) выявлено, что между однотипными породами ассоциаций континентов и океанических островов устанавливаются "групповые" и "сериальные" признаки отличий. В породах серии щелочной оливиновый базальт—трахит (фонолит) сериальные признаки отличий выражаются в повышенном содержании алюминия, калия, отчасти окисного железа и пониженном — титана, натрия в лавах континентальных ассоциаций. В породах серии щелочных базальтоидов континентов от-

мечается повышенное содержание кремнезема, алюминия, калия и пониженное — закисного железа, магния. Наиболее четко петрохимические различия в однотипных породах континентального и океанического секторов прослеживаются для калия, что следует рассматривать как наиболее принципиальную отличительную черту. Еще недостаточно петрографических и петрохимических данных, на основании которых можно бы было удовлетворительно объяснить общую повышенную калиево-вулканических пород ассоциаций континентов, однако, связь этого явления с глубинными магматическими процессами несомненна.

5. Несмотря на статистически выявленные отличия, в целом петрохимический облик вулканических пород щелочно-базальтового и щелочно-базальтоидного состава континентов и океанических островов обладает достаточным сходством. Это дает основание допустить, что генерация глубинных магматических расплавов под континентами и океанами происходила в сходных физико-химических условиях и что состав мантийного субстрата континентов и океанов на глубинах генерации базальтовых магм является однородным. Это позволяет также отвергнуть гипотезу о взаимодействии глубинных щелочно-базальтовых и щелочно-базальтоидных расплавов с материалом земной коры.

6. Данные по химизму, а также по распределению микроэлементов в минералах шпинелевых лерцолитов, мегакристаллах пироксенов и вулканических породах Прибайкалья дают основание считать, что образование оливин-толеитовой (родоначальной) магмы ассоциации связано с селективным плавлением шпинелевых лерцолитов. При этом главным, переходящим в расплав минералом шпинелевых лерцолитов является клинопироксен. В результате глубинной дифференциации оливин-толеитовой магмы, осуществляемой путем ранней кристаллизации и осаждения, главным образом, ромбического пироксена (+клинопироксен), образуется ряд дифференциатов с последовательным уменьшением объема от оливиновых толеитов до щелочных базанитоидов (базанитов). В целом эти положения могут быть распространены на те ассоциации щелочных оливиновых базальтов, для которых характерна связь с толеитами. Образование же щелочно-базальтовых магм ассоциаций, для которых связь с толеитами не установлена, вероятно, происходит при прямом селективном плавлении мантийного субстрата. Последующая глубинная дифференциация образующейся магмы может осуществляться по описанному выше способу.

Повышенные содержания "некогерентных" элементов в щелочных оливин-базальтовых магмах по сравнению с толеитовыми находят удовлетворительное объяснение только при допущении взаимодействия магматического расплава с вмещающими породами верхней мантии.

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ МОДЕЛИ ГЕНЕРАЦИИ И ЭВОЛЮЦИИ ПЛАТФОРМЕННЫХ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ МАГМ

В настоящей главе, посвященной петролого-геохимическому обоснованию модели генерации мантийных магм, рассматриваются два главных типа платформенного щелочно-ультраосновного магматизма — формация ультраосновных щелочных пород и карбонатитов и кимберлитовая формация. Эти формации служат источником многих важнейших типов полезных ископаемых, а по некоторым видам сырья, таким, как редкие металлы и алмазы, занимают ведущее или даже исключительное положение.

В проблеме карбонатитов и кимберлитов весьма интересны не только практические, но и петрологические аспекты, которые тесно связаны с изучением наиболее глубоких уровней генерации магматических расплавов и их последующей эволюции. Значительный прогресс в этой области стал возможным в последние годы благодаря широкому развитию экспериментальных исследований при высоких температурах и давлениях. Результаты экспериментальных исследований наряду с дальнейшим развитием работ по геологии карбонатитовых комплексов и кимберлитов и в особенности с углубленными геохимическими исследованиями позволяют на новой основе подойти к разработке петрологической модели генерации глубинных мантийных магм.

В одной главе невозможно осветить все аспекты формирования карбонатитовых комплексов и кимберлитов, поэтому основной акцент сделан на общие закономерности глубинного щелочного ультраосновного магнообразования, а также на некоторые новые элементы проблемы петрологии карбонатитов.

При очевидной специфичности проявления магматизма в каждой из рассматриваемых формаций их объединяет не только сходство (хотя и не идентичность) условий размещения, но и такие петрохимические, геохимические и минералогические особенности, как повышенная щелочность, недосыщенность кремнеземом, относительная обогащенность ювенильной углекислотой, фосфором, некогерентными редкими (Nb, Ta, Zr, TR и др.) и радиоактивными элементами и присутствие характерных акцессорных редкометалльных минералов — перовскита, бадделеита и др. Вместе с тем достаточно четко выражены и различия в характере проявления магматизма в кимберлитовой и карбонатитовой формациях. Это касается не только размеров, морфологии и механизма формирования магматических тел, но и противоположной относительной роли натрия и калия. Рассматриваемые формации весьма контрастны по степени дифференцированности пород и масштабам связанных с ними метасоматических процессов. Хотя карбонатитовые комплексы, как и кимберлиты, являются типичными проявлениями платформенного магматизма, их условия локализации в пределах платформенных областей не идентичны, и совместное нахождение в пределах одних и тех же районов, а тем более приуроченность к одним и тем же тектоническим структурам скорее могут рассматриваться как исключение. Геологоструктурные условия размещения карбо-

натитовых комплексов — окраинные структуры древних щитов, платформ и областей завершённой складчатости, крупнейшие зоны глубинных разломов — не характерны для кимберлитов, которые не обнаруживают обычно непосредственной приуроченности к крупным "сквозным" тектоническим структурам.

В целом же, несмотря на специфичность главных формационных типов платформенных щелочно-ультраосновных пород, их объединяет ряд существенных особенностей, отражающих сходство в условиях зарождения первичных расплавов. Поэтому в настоящее время генезис кимберлитов и карбонатитовых комплексов в наиболее общем плане принято рассматривать в рамках единых петрологических концепций, объясняющих своеобразие этих формаций их связью с наиболее глубинными мантийными выплавками.

УСЛОВИЯ ЗАРОЖДЕНИЯ ПЕРВИЧНЫХ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ И КАРБОНАТИТОВЫХ РАСПЛАВОВ

Согласно современным данным, источники питания карбонатитового и кимберлитового магматизма располагаются в верхней мантии. Как показали экспериментальные исследования Д. Грина и А. Рингвуда [34], недосыщенные кремнеземом щелочно-базальтоидные магмы генерируются путем частичного плавления пиrolитовой верхней мантии на больших глубинах и при более низких степенях частичного плавления, чем насыщенные SiO_2 толеиты и оливиновые толеиты, причем глубина зарождения оливиновых и оливин-мелилитовых нефелинитов предположительно определяется в 70–100 км и более, а пикритовые расплавы, вероятно, выплавляются на еще больших глубинах.

Дж. Куширо [163] исследовал также влияние добавок щелочей, воды и окислов многовалентных элементов CO_2 , P_2O_5 , TiO_2 на положение ликвидуса в системе форстерит — энстатит при различных давлениях. Было показано, что добавление окислов одновалентных элементов H_2O , K_2O , Na_2O при низких давлениях смещает ликвидус в этой системе в сторону обогащения SiO_2 . Увеличение давления снижает этот эффект. Напротив, в присутствии окислов многовалентных элементов (таких, как TiO_2 , CO_2 , P_2O_5) расплавы, образующиеся в результате частичного плавления смеси оливин—энстатит, обеднены кремнеземом даже при низких давлениях, а с увеличением давления недосыщенность кремнеземом еще более возрастает. Отсюда можно заключить, что расплавы, обогащенные SiO_2 и щелочами (например, щелочноземельные андезитовые магмы), могут генерироваться в верхней мантии при сравнительно малых давлениях (порядка 15 кбар) в присутствии H_2O , K_2O и Na_2O . Образование же высокощелочных недосыщенных кремнеземом магм типа щелочно-базальтоидных или кимберлитовых должно происходить при высоких давлениях, необходимых для уменьшения влияния щелочей на смещение линии ликвидуса форстерит—энстатит в сторону SiO_2 . В том случае, если частичное плавление осуществляется в присутствии повышенных количеств CO_2 , P_2O_5 и TiO_2 , снижающих активность SiO_2 в расплаве, генерация высокощелочных, обедненных SiO_2 магм не требует особенно высоких давлений [163].

Таким образом, даже относительно небольшие добавки углекислоты

и других компонентов могут оказать существенное влияние на состав выплавляемых магм. Действительно, легко показать, что специфической особенностью щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов, так же как и кимберлитов, является повышенное по сравнению с породами нормального ряда содержание углекислоты, пятиоксида фосфора, титана и других многовалентных элементов.

Однако несомненно, что наиболее существенная роль в формировании карбонатитовых комплексов принадлежит ювенильной углекислоте. Эта роль очевидна уже из количественных соотношений между карбонатитами и ультраосновными и щелочными силикатными породами. Так, например, по расчетам А.А. Фролова [125], в Восточно-Саянской провинции карбонатиты составляют 44%, а в Сетта-Дабанской — 77% от общей площади массива. Даже в тех провинциях (Карело-Кольская, Маймеча-Котуйская), где карбонатиты по распространенности значительно уступают силикатным породам, почти всегда присутствуют массивы, в которых карбонатиты преобладают или соизмеримы по площади с ультраосновными и щелочными породами.

В нефелинитовых сериях, являющихся эффузивными эквивалентами плутонических карбонатитовых комплексов, углекислота, как правило, не фиксируется в составе вулканических пород, хотя известны современные и древние вулканы (Ол Доиньо Ленгаи в Восточной Африке, Контозеро на Кольском полуострове), в которых нефелинитовые лавы чередуются с карбонатитовыми лавами и туфами [108] и др. Вместе с тем, как показывают исследования современного нефелинитового вулкана Ниарагонго (Восточная Африка), углекислота является преобладающей составной частью вулканических газов и в громадных количествах выделяется с горячими парами и газами.

В кимберлитах значение углекислоты и карбонатов не менее существенно. Среднее содержание CO_2 в кимберлитах из алмазоносных полей Сибирской платформы составляет 10,4% [44], что соответствует присутствию в породах около 23% карбонатов. В действительности роль углекислоты и карбонатов в кимберлитах, по-видимому, еще более существенна, поскольку доля ксеногенного материала в породах выше, чем количество поддающихся простому определению ксенолитов. Не лишены оснований высказываемые в последние годы представления о том, что, кроме крупных ксенолитов и мелкообломочного материала, ксеногенную природу в кимберлитах в значительной части имеют и вкрапленники оливина, хромдиоксида и пирропа.

Поэтому кимберлиты в сущности можно рассматривать как гетерогенную систему, включающую ксеногенный материал, в составе которого преобладают гранатовые перидотиты и транспортирующий его водно-карбонатный расплав, обладающий высокой взрывчатой способностью¹.

Это положение может быть проиллюстрировано расчетом, приведенном в табл. 31. Из данных этой таблицы видно, что средний состав кимберлита может быть представлен как сумма составов гранатового лерцолита (примерно 2/3 породы) и "водного карбонатита" (примерно 1/3 породы), состав которого в пересчете на сухое вещество весьма близок к среднему

¹ Предлагаемая концепция не исключает присутствия в кимберлитах силикатного и другого материала, прошедшего стадию магматической рекристаллизации.

Таблица 31

Средние составы кимберлита, гранатового перидотита и "карбонатитового остатка" (вес.%)

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	27,97	42,89	2,61	2,83	3,53
TiO ₂	1,47	0,07	3,93	0,54	0,67
Al ₂ O ₃	2,72	3,26	1,84	1,99	2,49
Cr ₂ O ₃	0,14	0,34	—	—	—
Fe ₂ O ₃	5,18	2,32	—	—	—
FeO	1,98	5,69	5,36	1,72	2,15
MnO	0,12	0,13	0,10	0,10	0,12
MgO	25,11	37,06	4,84	4,69	5,87
CaO	13,51	2,40	33,00	35,96	44,67
Na ₂ O	0,14	0,24	—	—	—
K ₂ O	0,45	0,13	1,02	1,11	1,39
P ₂ O ₅	0,52	0,05	1,35	1,46	1,82
S, SO ₃	0,25	0,09	0,22	0,24	0,30
CO ₂	10,48	0,85	27,33	29,61	36,99
П.п.п.	9,96	0,07	—	—	—
H ₂ O ⁺	—	4,30	18,40	19,94	—
H ₂ O ⁻	—	0,82	—	—	—
Сумма	99,85	100,92	100,00	100,00	100,00

1 — средний состав кимберлитов алмазонасных полей Сибирской платформы, среднее из 76 анализов [44]; 2 — средний состав гранатовых лерцолитов из кимберлитов трубки "Мир", среднее из 19 анализов; 3 — приведенный к 100% состав остатка после вычитания из состава кимберлита гранатового лерцолита, взятого в количестве 63%; 4 — приведенный к 100% состав остатка после вычитания из предыдущего состава 7,5% пикроильменита; 5 — тот же состав, пересчитанный на сухое вещество.

составу обычных карбонатитов. В связи с отмеченной гетерогенностью кимберлитов следует подчеркнуть, что кимберлиты не только консервируют глубинные включения, но что прежде всего обращается внимание, но вследствие быстрого подъема сохраняют как бы в "закаленном" виде ту первичную флюидную фазу, которая является главным агентом наиболее глубинного магматизма. Этот аспект в изучении кимберлитов также весьма важен.

Принимая во внимание существенную, если не первостепенную роль углекислоты в формировании щелочно-ультрасосновных карбонатитовых комплексов и кимберлитов, следует признать, что петрогенической моделью для этой формации не может служить простая силикатная система, но такая модель должна включать углекислоту и карбонаты.

Естественно поэтому, что только с началом изучения силикатно-карбонатных систем при высоких P и T результаты экспериментальных исследований получили непосредственный выход к проблемам петрологии карбонатитов и кимберлитов. Появилась возможность оценить роль углекислоты в мантии и ее влияние на процессы частичного плавления, получить реальные значения растворимости CO₂ в мантийных выплавках и подойти к проблемам эволюции глубинных магм на основе изучения фазовых равновесий в силикатно-карбонатных системах.

Хотя сам факт присутствия CO_2 в мантии с достаточной очевидностью вытекает из той роли, которую играет ювенильная углекислота в формировании карбонатитовых комплексов, лишь недавние экспериментальные работы внесли определенность в вопрос о формах нахождения углекислоты в мантии. Изучение фазовых равновесий мантийного перидотита с участием CO_2 показало, что свободная углекислота не может существовать в мантии в субсолидусной области при нормальных температурах, поскольку в присутствии CO_2 происходит серия реакций карбонизации минералов перидотитовой ассоциации с образованием карбонатов [190]. Это подтверждается и находками включений карбонатов в пиропсах мантийного происхождения.

Анализ положения ликвидуса для мантийного перидотита в присутствии CO_2 привел к ряду важных следствий. Прежде всего было показано, что углекислота, содержащаяся в сухой мантии в виде карбонатов, оказывает то же влияние, что и H_2O , понижая ликвидус перидотита и вызывая начальное плавление. Частичное плавление перидотита в присутствии CO_2 на глубине менее 80 км дает базальтовую магму, которая с глубиной становится все более недосыщенной SiO_2 . В интервале 80–150 км первые жидкости представлены карбонатитовыми, которые при прогрессирующем плавлении переходят в кимберлитовые и в конечном итоге при гораздо более высоких температурах — в базальтовые магмы [190]. В соответствии с положением геозотерм на глубине 75–150 км углекислота должна находиться в форме следов интерстициальной жидкости, крайне богатой растворенной CO_2 .

Д. Эгглер [149] определил состав жидкости, образующейся при частичном плавлении карбонатсодержащего перидотита при давлении 30 кбар, и показал, что эта жидкость чрезвычайно недосыщена кремнеземом и содержит 17% SiO_2 , 31% MgO , 52% CaO и 27% растворенной углекислоты. Эта начальная жидкость соответствует насыщенным углекислотой кимберлитовым или мелилититовым расплавам, которые при фракционировании меняют состав в сторону еще более недосыщенных кремнеземом карбонатитовых расплавов.

При обсуждении вопроса о возможных путях эволюции глубинных щелочно-ультраосновных расплавов и о природе естественной ассоциации карбонатитов с породами ийолитового (нефелинитового) семейства с мелилитовыми породами важную роль играет оценка растворимости CO_2 в глубинных силикатных магмах. Выполненные за последнее время экспериментальные работы позволили получить реальные значения растворимости CO_2 для областей давления выше 20 кбар, что внесло существенные изменения в принятые ранее оценки.

Было показано, что при давлении до 20 кбар растворимость CO_2 в силикатных жидкостях много ниже, чем растворимость H_2O . Диоксидовая жидкость при 20 кбар растворяет 4–5% CO_2 по сравнению с 17% H_2O . При давлениях от 5 до 20 кбар наблюдается почти линейная зависимость между давлением и растворимостью CO_2 . Оказалось также, что растворимость CO_2 в силикатных жидкостях сильно зависит от их состава. Так, при 20 кбар в альбитовой жидкости растворяется только 1% CO_2 по сравнению с 4–5% в диоксидовой жидкости [150].

Последующие исследования подтвердили существенную зависимость

растворимости CO_2 от состава силикатной жидкости и значительное увеличение растворимости CO_2 с ростом давления. При 30 кбар для расплавов оливинового меллитита было получено значение растворимости CO_2 при 1450°C 8,8–9,2%, при 1470°C 9,4%, при 1630°C 8,3%. Растворимость CO_2 в расплавах полевых шпатов при тех же T и P значительно ниже. Для расплава альбита при 30 кбар и 1450°C она составляет 2,1%, в расплаве анортита при 1570°C растворяется 2,2–2,5% CO_2 .

Из этих работ вытекает важное следствие. Относительно высокая растворимость углекислоты в нефелинитовых и меллититовых магмах и наличие положительной зависимости растворимости CO_2 от давления и температуры показывают, что магмы меллититового и нефелинитового состава при движении вверх, сопровождающемся охлаждением и понижением давления, должны выделять богатую CO_2 фазу, которая может существовать как карбонатная жидкость или в виде газа.

Таким образом, эксперименты по плавлению перидотитов в присутствии CO_2 , а также по определению растворимости CO_2 в силикатных расплавах показали возможность генерации в мантии на глубине более 100 км первичных карбонатитовых и кимберлитовых расплавов, а также способность глубинных нефелинитовых и меллититовых магм, насыщенных CO_2 , при своем подъеме к поверхности фракционировать с образованием карбонатитовой жидкости.

Очевидно, необходимым условием осуществления этих процессов является то, чтобы концентрация углекислоты в определенных зонах мантии была достаточно высокой. Учитывая необычайно высокий уровень концентрации в карбонатитовых комплексах не только углекислоты, но и щелочей, фосфора и литофильных редких элементов (Nb, Ta, Zr, TR, Sr и др.), можно предполагать наличие в данном случае особого механизма глубинной геохимической дифференциации, отличного от механизма выплавления нормальных базальтовых магм.

Эти специфические геохимические особенности карбонатитовых комплексов находят удовлетворительное объяснение, если исходить из предположения о наличии в зонах повышенной проницаемости потоков ювенильных эманаций, дренирующих глубокие горизонты верхней мантии [91].

Основными элементами этих эманаций являются углекислота, пятиокись фосфора, вода, щелочи и редкие элементы. Потоки ювенильных эманаций, являющиеся частью общего процесса дегазации мантии, связаны с серией фазовых превращений, происходящих при конвективном перемещении вещества мантии, и с распадом метастабильных фаз в условиях перехода от высоких давлений к более низким. Вероятно, в этих превращениях принимают участие такие глубинные фазы, как карбиды, фосфиды и гидриды металлов, а также плотные структурные модификации оливина и других силикатов.

Известные экспериментальные исследования последних лет, выполненные П. Уилли и сотрудниками, имели прямое отношение и к проблеме эволюции первичных мантийных магм и природе естественной ассоциации карбонатитов с щелочно-ультраосновными силикатными породами. Они показали способность щелочных силикатных магм при своем подъеме к поверхности отделять карбонатитовые жидкости путем ликвации или фракционной кристаллизации. Ограниченная смесимость, эксперименталь-

но установленная между некоторыми силикатными магмами и щелочными карбонатными расплавами [158 и др.], указывает на то, что карбонатитовая магма может возникать либо как первичный, либо как ликвационный продукт глубинного магматизма. Условия кристаллизации и свойства этой магмы, экспериментально изученные на модельных карбонатитовых системах П. Уилли, показывают, что карбонатитовые расплавы при несомненных отличиях от обычных силикатных магм, связанных с их относительно низкотемпературным характером, насыщенностью летучими компонентами, низкой вязкостью и высокой подвижностью, способностью к реакциям и возможностью перехода в гидротермальные растворы, в то же время во многих отношениях аналогичны силикатным магмам, что выражается в принципиальном сходстве между теми и другими в проявлении процессов ликвации и кристаллизационной дифференциации и характере флюидно-магматических равновесий.

Одним из результатов этих работ явилось то, что вопрос о возможности существования карбонатитовых расплавов вышел за рамки отвлеченных дискуссий. Длительное время такая возможность подвергалась сомнению, поскольку неизменно возникали возражения, которые сводились к высокой точке плавления карбонатных минералов и к необходимости высоких давлений, способных предотвратить диссоциацию карбонатов. Однако после того, как П. Уилли и О. Таттл экспериментально доказали, что присутствие соответствующих количеств воды снижает температуру существования карбонатитовых расплавов до 600–650°С даже при умеренных давлениях, эти возражения были полностью сняты. Появившиеся вслед за этим исследования современных и древних карбонатитовых лав привели к тому, что теоретические и экспериментальные представления о карбонатитовой магме пришли в соответствие с геологическими данными [108 и др.].

ГЛАВНЕЙШИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ КАРБОНАТИТОВ

Несмотря на значительные успехи экспериментальных исследований, многие геологические аспекты проблемы генезиса карбонатитов, и в особенности карбонатитов, относящихся к плутонической фации, пока еще недостаточно разработаны. В известной мере это объясняется тем, что применительно к глубинным карбонатитам в нашей литературе преимущественное развитие получила гипотеза гидротермально-метасоматического образования, которая в настоящее время уже не может рассматриваться как ведущая концепция. Современный уровень экспериментальных и геологических исследований позволяет по-новому оценить роль главных факторов карбонатитового петрогенезиса. Прежде чем перейти к рассмотрению этих факторов, целесообразно суммировать экспериментальные и геологические данные, характеризующие агрегатное состояние и свойства карбонатитообразующей среды.

Фазовое состояние карбонатитообразующей среды. Согласно экспериментальным данным, карбонатитовая система в условиях, по физико-химическим параметрам близких к природным, может рассматриваться как богатый летучими компонентами карбонатитовый расплав, находящийся

в равновесии с паровой фазой, главные компоненты которой — вода, углекислота и щелочи. Результаты изучения первых включений в минералах карбонатитов свидетельствуют о том, что это справедливо и для природных карбонатитовых систем. Среди первичных включений преобладают включения типа твердая фаза+газ, иногда с небольшим количеством водной фазы. М.Дж.Ле Ба и др. [166] в апатитах из севитов комплекса Хома (Кения) установили как твердые кальцитовые включения, так и газово-жидкие с небольшим количеством кристаллических фаз натрового карбоната и кальцита. Газовая фаза включений представлена углекислотой. Опыты по гомогенизации газово-жидких включений показали, что минимальная температура кристаллизации севитов составляла 550 °С.

Б. Несбит и В. Келли изучили первичные магматические включения в монтичеллите из карбонатитов массива Магнет Ков [176]. Согласно данным этих авторов, преобладающая часть объема включений заполнена кристаллическими фазами — кальцитом (преобладает), ларнитом, апатитом, магнетитом и др. Включения содержат также водную фазу и газовый пузырек, предположительно состоящий из углекислоты. Нагревание включений до 800 °С не приводит к их гомогенизации, поэтому температура кристаллизации монтичеллита в карбонатите, вероятно, более 800 °С.

Б.П. Романчев [110] исследовал включения в кальците из карбонатитов Напака (Восточная Африка), состоящие из кристаллических фаз (более 2/3 объема), жидкости и газа, и показал, что включения гомогенизируются в расплав, насыщенный CO₂ и H₂O при температуре 640–690 °С. Аналогичные включения обнаружены им в карбонатитовых лавах вулкана Керимаси (Восточная Африка). Большая часть объема этих включений также заполнена кристаллическими фазами; кроме того, присутствуют жидкая фаза и газ. Включения гомогенизируются в расплав при температуре 680–700 °С.

Способ образования карбонатитов. Имеющиеся данные по крупнейшим карбонатитовым провинциям Союза — Карело-Кольской и Маймеча-Котуйской, в которых сосредоточено подавляющее большинство карбонатитовых комплексов, свидетельствуют о том, что карбонатиты формируются преимущественно интрузивным способом. Преобладающая форма карбонатитовых тел — жилы, дайки и штокообразные тела с резкими секущими контактами с вмещающими породами, а также эруптивные трубки и дайки, выполненные обломками вмещающих пород, сцементированными карбонатитом (Табл. V, 1).

В карбонатитах постоянно наблюдаются линзовидные или угловатые ксенолиты вмещающих пород, часто перемещенные по отношению к своему первичному залеганию. Характерная особенность интрузивных карбонатитов — наличие у них первичной полосчатой текстуры течения (Табл. V, 2). Полосчатость карбонатитов несогласно пересекает ориентированные текстуры вмещающих пород, огибает неровности контактов карбонатитовых тел и обтекает крупные ксенолиты вмещающих пород, заключенные в карбонатитах. В то же время мелкие ксенолиты вмещающих пород группируются в слои и полосы, параллельные плоскостям полосчатости карбонатитов.

Исходя из общих закономерностей развития магматических процессов и некоторых геологических данных, можно заключить, что с глубиной

интрузивная карбонатитовая деятельность уступает место магматическому замещению. Отчасти этим, по-видимому, можно объяснить более широкое развитие процессов замещения при формировании карбонатитов в более глубоких комплексах Восточно-Саянской и Сетта-Дабанской провинций по сравнению с карбонатитами Карело-Кольского и Маймеча-Котуйского регионов.

Процессы дифференциации карбонатитов. Согласно современным данным, формирование карбонатитов относится к заключительному этапу магматической деятельности, завершающему становление ультраосновных щелочных комплексов. Особенностью этого этапа, охватывающего весьма широкий температурный диапазон (от 800 °С и более до 200–100 °С), является переход карбонатитообразующей системы от магматической стадии, в течение которой формируются ранние, преимущественно кальцитовые карбонатиты, к послемагматической, гидротермальной стадии, когда происходит формирование поздних карбонатитов. При этом переход от магматической стадии к послемагматической точно не фиксируется по изменению состава карбонатитов, поскольку в целом ряде комплексов доломитовые карбонатиты обладают признаками магматического генезиса.

В течение карбонатитового этапа формируется сложная серия пород, включающая ряд последовательных разновидностей (субфаз) кальцитовых карбонатитов, различающихся между собой особенностями минерального состава и структуры, которые сменяются поздними кальцит-доломитовыми, доломитовыми и анкеритовыми породами. В большинстве комплексов кальцитовые карбонатиты по распространенности значительно преобладают над поздними разновидностями карбонатитов.

Наряду с карбонатитами в течение карбонатитового этапа формируется серия пород, в которых кальцит присутствует в подчиненном количестве, а главными минералами являются апатит, форстерит, магнетит и флогопит. Эти породы, получившие название камафоритов, по геологическому положению, минеральным парагенезисам и времени образования близки к кальцитовым карбонатитам, но обычно формируются раньше основной массы карбонатитов.

Формирование кальцитовых карбонатитов и камафоритов, образующих обычно жилы и штокообразные тела, сопровождается внедрением дайковых пород; характерной особенностью этой серии является наличие переходов от силикатных разностей через смешанные силикатно-карбонатные породы к существенно карбонатным дайкам. Типичным примером подобных переходов может служить ряд дайковых пород: пикритовый порфирит — карбонатитовый пикритовый порфирит — карбонатит. Породы дайковой серии могут внедряться параллельно с образованием кальцитовых карбонатитов, однако в большинстве случаев они формируются позже кальцитовых, но раньше доломитовых карбонатитов. Таким образом, карбонатитовый этап формирования щелочно-ультраосновных комплексов характеризуется развитием разнообразных и сложных петрографических серий. Геологические данные указывают на то, что одним из ведущих факторов формирования карбонатит-камафоритовых серий, а также пород карбонатитового этапа являются процессы дифференциации магматических расплавов. Проблема дифференциации карбонатитов, взятая в широком смысле, включает в себя анализ различных факторов, которые приводят к развитию

сопряженных петрографических серий, образующих совокупность пород карбонатитового этапа. Главнейшими из этих факторов и процессов являются: 1) температурные условия формирования карбонатитов, 2) кристаллизационная дифференциация и ликвация, 3) процессы ассимиляции и гибридности, 4) поведение летучих компонентов и некоторые другие.

Температура и давление как факторы дифференциации карбонатитов. При анализе условий развития сложной серии пород карбонатитового этапа ведущая роль, как правило, отводится температуре как главному фактору, определяющему эволюцию карбонатитов во времени и единую направленность карбонатитового процесса. На этом основаны известные схемы стадийности формирования карбонатитов, в которых несколько генераций кальцитовых карбонатитов сменяются кальцит-доломитовыми, доломитовыми и анкеритовыми породами [29, 106, 125 и др.]. В более явном виде температурные условия формирования учитываются в системе температурных фаций карбонатитов, определяющей границы устойчивости главных фаций пород: калиевый полевошпат-кальцитовый (530–750°С и выше), альбит-кальцитовый (420–530°С), амфибол-доломит-кальцитовый (300–430°С), хлорит-серицит-анкеритовый (200–400°С) и цеолитовой (200–250°С и ниже) [112].

Хотя с учетом определения температур образования карбонатитов методом гомогенизации первичных включений приведенные оценки температур нельзя считать окончательными, они дают общее представление о температурном диапазоне формирования карбонатитов.

Влияние температуры на последовательность формирования отдельных типов карбонатитов подтверждается результатами экспериментального изучения П. Уилли модельной карбонатитовой системы $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$. Наблюдаемая в природе последовательность кристаллизации карбонатитов — кальцит, кальцит+доломит, доломит — согласуется с направлением дифференциации карбонатитовой магмы при фракционной кристаллизации в изобарических условиях.

Вместе с тем зависимость хода кристаллизации в рассматриваемой системе от давления, а именно смена кальцита доломитом и затем анкеритом по мере увеличения давления, предполагает возможность проявления вертикальной дифференциации карбонатитов, выражающейся в появлении на более глубоких уровнях вместо кальцитовых карбонатитов ранних доломитовых и анкеритовых пород.

Действительное влияние давления или условий глубинности формирования карбонатитов может быть весьма существенным и разнообразным. В приповерхностных условиях преобладают интрузивные тела карбонатитов, сопровождающиеся ореолами метасоматически измененных пород. В гипабиссальных массивах преобладающие интрузивные процессы сочетаются с магматическим замещением, которому предшествуют интенсивные метасоматические преобразования вмещающих пород, а на наиболее глубоких абиссальных срезах интрузивный способ образования карбонатитов уступает место магматическому замещению, которое иногда принимает характер послышной "мигматизации" карбонатитом вмещающих пород, преобразованных в щелочные метасоматиты. Примером такого рода, вероятно, могут служить карбонатиты Новополтавского месторождения на Украине.

Характерной особенностью наиболее глубоких карбонатитов, по-видимому, может считаться нарушение обычной последовательности их формирования (кальцитовые — доломитовые — анкеритовые), проявляющееся в раннем образовании доломитовых карбонатитов, которые приобретают и свойственный ранним карбонатитам парагенезис второстепенных и акцессорных минералов (оливин, флогопит, щелочной амфибол, апатит, пироксид и другие минералы). В результате понижения химического потенциала кислорода с глубиной в карбонатитах уменьшается роль магнетита, но увеличивается железистость силикатов и карбонатов, содержащих двухвалентное железо. Появляются также карбонатиты, содержащие графит [61].

Очевидно также, что возможности дифференциации карбонатитов в наиболее глубоких абиссальных условиях ограничены высоким термальным фоном окружающей среды, существенно ограничивающим температурный диапазон развития карбонатитового процесса.

Однако несмотря на то что влияние температурного фактора и давления на развитие всего многообразия пород карбонатитового этапа несомненно, очевидна и недостаточность такого подхода, поскольку изменение температуры и давления само по себе не может объяснить условия и конкретный механизм образования некоторых петрографических серий и отдельных типов пород. Это прежде всего относится к сопряженным сериям кальцитовых карбонатитов и камафоритов. Действительно, во всех разновидностях пород этих серий устойчивы одни и те же минералы — кальцит, форстерит, пироксен, магнетит и флогопит, поэтому выделение температурных фаций внутри этих серий затруднительно. Рассматриваемые серии, так же как и дайковые породы карбонатитового этапа, формируются в условиях магматической системы, и влияние температуры на их образование реализуется главным образом посредством механизмов кристаллизационной дифференциации и ликвации.

Роль кристаллизационной дифференциации и ликвации в формировании пород карбонатитового этапа. Ряд особенностей кальцитовых карбонатитов и камафоритов указывает на то, что в формировании этих пород существенную роль играли процессы кристаллизационной дифференциации и ликвации. Фракционная кристаллизация с отделением ранних кристаллов апатита, форстерита, магнетита и флогопита — главный процесс дифференциации кальцитовых карбонатитов, который в условиях движения магматического расплава приводит к развитию первичной полосчатости течения. Первичные полосчатые текстуры широко распространены в интрузивных карбонатитах и обусловлены более или менее четко выраженным ритмичным распределением апатита, форстерита, магнетита и флогопита в плоскостях, параллельных контактам карбонатитовых тел (Табл. VI, 1). Характер полосчатых текстур меняется в зависимости как от степени их совершенства или полноты фракционирования минералов, так и от количественных соотношений между карбонатными и рудно-силикатно-фосфатными компонентами. При повышенном содержании последних полосчатость приобретает характер расслоенности, при которой существенно карбонатные слои чередуются с прослоями и линзами рудно-силикатно-фосфатного состава, содержащими некоторое количество карбоната (Табл. VI, 2).

Таким образом, первичные полосчатые текстуры течения являются проявлением кристаллизационной дифференциации карбонатитовых расплавов в условиях их движения, которая приводит к фракционированию рудно-силикатно-фосфатных компонентов карбонатитов. Масштабы фракционирования этих компонентов при формировании крутопадающих карбонатитовых жил ограничены как размерами тел, так и составом карбонатитовых расплавов (исходным содержанием в них рудно-силикатно-фосфатных компонентов). Сам же способ фракционирования определяется сочетанием кристаллизационной дифференциации и движения карбонатитового расплава. В условиях относительно спокойной камерной дифференциации, редко реализуемых в доступных наблюдениям срезах карбонатитовых массивов, но существующих, вероятно, в промежуточных магматических очагах, может происходить эффективная фракционная кристаллизация карбонатитовых расплавов с развитием серии дифференциатов, главными минералами которых являются форстерит, магнетит и апатит, т.е. фракционирование камафоритов.

Экспериментальное подтверждение возможного участия кристаллизационной дифференциации в формировании карбонатитов было получено Дж. Биггером и П. Уилли при изучении системы $\text{CaO}-\text{CaF}_2-\text{P}_2\text{O}_5-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$, моделирующей апатитсодержащую карбонатитовую магму [135]. Было установлено, что в карбонатитовой магме растворяется только несколько весовых процентов апатита. Присутствие нескольких процентов P_2O_5 вызывает появление апатита на ликвидусе, причем даже при небольших содержаниях P_2O_5 апатит начинает выделяться первым. В дальнейшем апатит и кальцит выделяются совместно в широком интервале температур. Это позволяет объяснить образование сегрегаций и полос апатита в карбонатитах кристаллизационной дифференциацией.

Имеющиеся геологические данные показывают также, что в расплавах, относительно обогащенных рудно-силикатно-фосфатными компонентами, существенную роль в разделении карбонатитовой и камафоритовой фракций могут играть ликвационные процессы, вызванные ограниченной смесимостью карбонатной и рудно-силикатно-фосфатной жидкостей. Примеры проявления ограниченной смесимости в рудно-силикатно-карбонатных расплавах описаны в недавней работе автора [71]. Позднее в массивах Вуориярви (Кольский полуостров) и Сокли (Финляндия) были обнаружены новые разновидности ликвационных текстур, подтверждающие широкое участие ликвационных процессов в формировании камафорит-карбонатитовых серий пород.

Наряду с отмеченными выше явлениями, магматическая дифференциация карбонатитов, по-видимому, может осложняться вследствие ограниченной смесимости в карбонатно-фосфатных жидкостях, что подтверждается частым присутствием каплеобразных и линзовидных агрегатов апатита в карбонатитах. Подобные шпировидные образования обычно четко структурно обособлены от основной массы карбонатита и нередко состоят из тонкопризматических кристаллов апатита. Впервые такие сегрегации были описаны Бреггером [137], который отмечал присутствие в севицах комплекса Фен флюидално ориентированных эллипсоидальных "капель" апатита.

Таким образом, процессы кристаллизационной дифференциации и ликвации играют важнейшую роль в развитии сопряженных петрографических

серий, представленных кальцитовыми карбонатами и камафоритами. Значительное преобладание кальцитовых карбонатов над камафоритами, свойственное большинству карбонатных комплексов, указывает на то, что исходные расплавы имели существенно карбонатный состав. В то же время геологические наблюдения, касающиеся процессов дифференциации карбонатов, свидетельствуют о том, что карбонатная магма на определенных стадиях своей эволюции может быть обогащена рудно-силикатно-фосфатными компонентами, но, освобождаясь от них в результате и последующей кристаллизационной дифференциации, становится все более лейкократовой. Реальность существования "недифференцированных" карбонатных расплавов, обогащенных рудно-силикатно-фосфатными компонентами, подтверждается присутствием в некоторых массивах интрузивных тел мелкозернистых, чрезвычайно выдержанных по составу меланократовых карбонатов, характеризующихся повышенными содержаниями форстерита, магнетита, апатита и флогопита в предшествующих формированиях главных типов кальцитовых карбонатах.

Поведение летучих компонентов как фактор дифференциации карбонатов и камафоритов. Проведенные в последние годы исследования показали, что поведение летучих компонентов, в частности фтора и серы, не только является одним из важных факторов эволюции вещественного состава и минеральных парагенезисов карбонатов и камафоритов, но и в значительной мере определяет распределение в них редких элементов — ниобия и тантала. На примере ряда массивов было выявлено закономерное увеличение содержаний фтора и серы к концу процесса кристаллизации кальцитовых карбонатов и камафоритов, коррелирующееся с накоплением в них ниобия и тантала [73]. Таким образом, кальцовые карбонаты и камафориты в этом отношении проявляют себя аналогично обычным силикатным магматическим системам.

Процессы ассимиляции и гибридности при формировании карбонатов. Несмотря на то что для карбонатов характерны резкие интрузивные контакты с вмещающими породами, их формирование нередко сопровождается явлениями гибридности, которые проявляются в локальном изменении минерального состава карбонатов за счет ассимиляции материала вмещающих пород. Подобные явления обычно наблюдаются вблизи контактов карбонатных жил или вокруг ксенолитов вмещающих пород и выражаются в образовании меланократовых карбонатов, в которых происходит обогащение минералами вмещающих пород (например, пироксеном) или минералами, являющимися продуктами реакции карбонатов с вмещающими породами (флогопитом, канкринитом) (Табл. VIII, 1). Явления ассимиляции вмещающих пород наблюдаются в контактах карбонатов с породами ийолит-уртитового состава, что, согласно экспериментальным данным, может быть объяснено способностью карбонатных расплавов растворять значительное количество фельдшпатоидных пород.

Столь же обычны явления ассимиляции и гибридности карбонатов в контактах с фенитами. В приконтактных частях карбонатных жил и вокруг ксенолитов фенитов нередко развиваются мезо- и меланократовые эгирин-биотитовые карбонаты, иногда с примесью полевого шпата. При этом можно наблюдать постепенное растворение ксенолитов фенитов с сохранением теневого строения, проявляющихся в виде участков более

меланократового состава (Табл. VII, 1, 2). Явления гибридности и ассимиляции особенно часто наблюдаются в апофизах крупных карбонатитовых жил, где вследствие замедленного движения и затрудненной конвекции расплава не происходит существенного выноса и перераспределения ассимилированного материала. Таким образом, можно констатировать, что карбонатитовые расплавы весьма интенсивно взаимодействуют с вмещающими породами, в особенности с фенитами, ийолитами и более меланократовыми членами ийолитового семейства, что приводит к существенному изменению состава расплавов и появлению меланократовых фаций карбонатитов, обогащенных силикатными компонентами.

Можно предполагать, что возможность глубинной гибридности и существенного обогащения силикатными и рудными компонентами карбонатитовых расплавов является необходимым условием их последующей дифференциации по рассмотренным выше механизмам с образованием сопряженных камафоритовых и карбонатитовых серий пород. В то же время на относительно малоглубинных срезах массивов в контактах карбонатитов с ультраосновными породами — пироксенитами и особенно оливинитами — явления ассимиляции обычно незначительны. Примечательно практически полное отсутствие контактного взаимодействия ранних кальцитовых карбонатитов с оливинитами (Табл. VIII, 2). Резкие "сухие" контакты карбонатитовых жил при отсутствии следов растворения или реакционного замещения оливинитов указывают на физико-химическое равновесие контактирующих пород, а также на насыщенность карбонатитовых расплавов компонентами оливинитов. Это может служить косвенным подтверждением возможности фракционирования карбонатитов с образованием форстерит-содержащих пород.

Метасоматические изменения вмещающих пород в связи с формированием карбонатитов. Как отмечалось, для карбонатитов характерны резкие интрузивные контакты с вмещающими породами. Вмещающие породы в экзоконтактах карбонатитовых тел подвергаются метасоматическим изменениям, при этом зоны метасоматических изменений обычно несоизмеримы по мощности с самими карбонатитами и даже для крупных тел, как правило, не превышают нескольких сантиметров или десятков сантиметров. Ведущие процессы метасоматических изменений не карбонатизация, а флогопитизация (ийолитов) (Табл. VIII, 3), альбитизация (нефелиновых сиенитов), фенитизация (гранито-гнейсов). Изменения ультраосновных пород в контакте с кальцитовыми карбонатитами обычно незначительны; оливиниты в контакте с ранними кальцитовыми карбонатитами практически не испытывают метасоматических преобразований и нередко имеют с ними резкие "сухие" контакты, лишь в экзоконтактовых зонах поздних кальцитовых карбонатитов в оливинитах развивается клиногумит и тетраферрифлогопит. Пироксениты в узкой контактовой зоне с кальцитовыми карбонатитами подвергаются рихтеризации, обычно сопровождаемой образованием флогопита. Таким образом, в результате этих процессов по вмещающим породам развиваются не карбонаты, а слюдиты, альбититы, фениты и другие щелочные метасоматиты. В этих породах может присутствовать кальцит, однако его количество обычно невелико и обнаруживает зависимость от содержания кальция в замещаемых породах.

Особенности развития метасоматических процессов вокруг тел карбона-

титов согласуются с результатами экспериментального изучения карбонатитовых систем, которые свидетельствуют, что в карбонатитообразовании принимают участие две фазы — карбонатный расплав и равновесный с ним надкритический водный щелочной углекислый раствор.

Таким образом, карбонатиты и окружающие их метасоматические породы формируются принципиально различными способами и не могут рассматриваться как зоны единой метасоматической колонки. Магматические, преимущественно интрузивные карбонатиты должны быть противопоставлены окружающим их метасоматическим породам, развивающимся под воздействием щелочных растворов, отщепляемых карбонатитами.

Как уже отмечалось, с глубиной в формировании карбонатитов возрастает роль магматического замещения, которое постепенно сменяет интрузивную деятельность. В этой связи необходимо кратко коснуться представлений о метасоматической зональности карбонатитовых тел, которые лежат в основе концепции гидротермально-метасоматического формирования карбонатитов. Под метасоматической зональностью карбонатитов в этом случае подразумевают наблюдаемую нередко смену второстепенных силикатных минералов в краевых частях карбонатитовых тел и развитие анхимономинеральных разностей во внутренних частях тел. Однако подобные соотношения имеют и другое, более убедительное объяснение. В процессе магматического замещения происходит метасоматическое преобразование вмещающих пород в экзоконтактных частях карбонатитовых тел. В эндоконтактных же частях обычно образуются зоны гибридизированных пород, загрязненных силикатным материалом вмещающих пород. При этом в направлении от контактов к внутренним частям тел наблюдается развитие все более десилицированных ассоциаций, и пироксеносодержащие карбонатиты сменяются форстеритсодержащими и анхимономинеральными разностями.

Таковы основные факторы, определяющие формирование карбонатитов в гипабиссальных условиях. В ряде работ по карбонатитам обсуждаются и некоторые другие факторы, которым нередко отводится существенная роль в формировании карбонатитов. Один из таких вопросов связан со способностью карбонатитовых пород в условиях сжатия проявлять свойство пластичности. Геологические наблюдения показывают, что карбонатиты в некоторых случаях проявляют способность к пластическому течению и пластической деформации, однако эти явления имеют ограниченное распространение и обычно приводят к локальному образованию волнообразно-изогнутых, складчатых и плейчатых текстур полосчатых карбонатитов. Пластическое течение и деформация карбонатитов, вероятно, происходят после их кристаллизации в условиях сохранения достаточно высоких температур. Весьма ограниченные масштабы этих явлений, а также характер контактового взаимодействия карбонатитов с вмещающими породами не дают оснований для того, чтобы привлекать пластическое течение для объяснения широко распространенных интрузивных взаимоотношений карбонатитов с вмещающими породами.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КАРБОНАТИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ И КИМБЕРЛИТОВ КАК ИНДИКАТОР УСЛОВИЙ ГЕНЕРАЦИИ ИСХОДНЫХ РАСПЛАВОВ

Несмотря на значительные успехи экспериментальных исследований и общих петрологических построений, выявилась их недостаточность для создания моделей генерации щелочно-ультраосновных магм и возникла необходимость корректировки этих моделей с учетом геохимических особенностей кимберлитов и карбонатитовых комплексов. Геохимические исследования, получившие особенно широкий размах в последние десятилетия, дали ключ к решению ряда принципиальных вопросов петрогенезиса карбонатитов и кимберлитов. Изучение изотопного состава стронция, углерода и кислорода [67, 113 и др.] свидетельствует о генерации карбонатитов и кимберлитов в подкоровых областях, тесном генетическом единстве ассоциации щелочных пород и карбонатитов в высокотемпературных магматических условиях ее образования. Из совокупности изотопных исследований были получены убедительные доказательства ювенильной природы углерода и кислорода карбонатитов и кимберлитов. Значительные результаты были получены на основе анализа распределения редких и малых элементов в кимберлитах и карбонатитовых комплексах. Наиболее существенные из этих результатов кратко суммированы ниже.

Редкие и малые элементы в кимберлитах

Выполненные нами исследования распределения редких и малых элементов в кимберлитах [17, 72] в совокупности с накопленными за последние годы литературными данными [44 и др.] не только позволяют наметить главнейшие геохимические особенности этих пород, но и еще более подчеркивают специфику кимберлитовой формации, отражающую условия генерации исходных расплавов. Как видно из данных, суммированных в табл. 32, геохимическая специфика кимберлитов заключается в уникальном сочетании элементов сидерофильной группы Cr, Co, Ni и других, свойственных ультраосновным породам, и литофильных редких элементов Nb, Ta, Zr, TR, Li, Rb и других, обычно концентрирующихся в кислых и щелочных изверженных породах.

Геохимическая специфика кимберлитов наглядно выявляется при анализе величин коэффициентов концентрации элементов, выраженных как отношение среднего содержания элемента в кимберлитах к его среднему содержанию в ультраосновных породах (см. табл. 32). С учетом величины коэффициентов концентрации второстепенные и малые элементы кимберлитов разделяются на две группы. К одной группе относятся элементы, содержания которых в кимберлитах относительно близки к их средним содержаниям в ультраосновных породах и в общем коррелируются с содержаниями главных петрогенных элементов. К этой группе относятся такие элементы, как Ni, Co, Cr, Mn, V, Sc, Ga, Zn и др. Этим элементам, которые по своим геохимическим особенностям соответствуют когерентным элементам, по терминологии Д. Грина и А. Рингвуда, может быть противопоставлена группа некогерентных литофильных редких (Nb, Ta, Zr, TR, Sr, Ba, Li, Rb), радиоактивных (U, Th) и некоторых других (Ti, P) элементов, содержания которых в кимберлитах в десятки и сотни раз пре-

Таблица 32

Средние содержания и коэффициенты концентрации элементов-примесей в кимберлитах (вес.%)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
Ni	0,2	0,0008	0,114	0,120	0,091	0,044	0,5-0,2
Co	0,02	0,0005	0,0077	0,005	0,0073	0,0088	0,5-0,3
Cr	0,2	0,0025	1,144	0,10	0,096	0,082	0,5-0,4
Mn	0,15	0,06	0,085	—	0,09	0,16	1,0-0,6
V	0,004	0,004	0,012	0,016	0,0082	0,015	2,0-4,0
Ti	0,03	0,23	1,40	—	0,66	1,93	22,0-64,0
Sc	0,0005	0,0003	0,0025	0,0015	0,001	0,0024	2,0-5,0
Be	0,00002	0,00055	—	—	0,00016	0,00022	8,0-11,0
Ga	0,0002	0,002	0,0009	0,001	0,0006	0,0009	3,0-4,5
Ba	0,0001	0,083	0,074	0,10	0,06	0,18	600-1800
Sr	0,0010	0,03	0,0445	0,06	0,076	0,10	76-100
Zr	0,003	0,020	0,0445	0,019	0,010	0,027	3,3-9,0
Nb	0,0001	0,002	0,024	0,02	0,011	0,021	110-210
Ta	0,0000018	0,00035	—	—	0,0009	0,0016	500-900
TR	—	0,006	0,037	—	0,032	—	—
Li	0,00005	0,004	0,0016	0,002	0,0018	0,0014	28-36
Rb	0,0002	0,02	0,0021	0,025	0,0053	0,005	25
Zn	0,003	0,006	—	—	0,0085	0,013	2,8-4,0
Pb	0,00001	0,002	0,0009	0,003	0,002	0,0025	200-250
Mo	0,00002	0,0001	—	—	0,0002	0,00027	10-14
Sn	0,00005	0,0003	—	—	0,00064	0,0012	13-24
Se	0,000005	0,000005	—	—	0,0000132	—	2,6-3,8
Th	0,0000005	0,0018	—	—	0,0011	0,0012	19,00-22,00
U	0,0000003	0,00035	—	—	0,0006	0,0006	2000-2800
Pt	0,00002	—	—	—	0,000025	0,0000087	0,5-1,2
Au	0,0000005	0,0000045	—	—	0,0000095	0,0000080	16-19

1 — ультраосновные породы [20]; 2 — кислые породы [20]; 3 — кимберлиты Басутоленда [143]; 4 — кимберлиты юго-западной Африки [161]; 5 — алмазосные кимберлиты Сибири; 6 — неалмазосные кимберлиты Сибири; 7 — коэффициенты концентрации элементов — отношение содержания элементов в кимберлите к среднему содержанию в ультраосновных породах.

вышают их средние содержания в ультраосновных породах, а для некоторых элементов превосходят и их средние содержания в кислых породах.

Столь необычное сочетание в кимберлитах повышенных концентраций двух геохимически достаточно полярных групп элементов предопределяет наличие особого механизма глубинной геохимической дифференциации, отличного и от механизма выплавления нормальных базальтовых магм. Как было показано недавно Л.Н. Овчинниковым, Л.С. Бородиным и В.В. Ляховичем, формирование кимберлитовых и некоторых других щелочно-ультраосновных магм отвечает случаю специфического фракционирования мантийного материала с отгонкой легколетучих фракций, обогащенных редкими и другими элементами-примесями [91]. По мнению цитированных авторов, эта отгонка, являющаяся частью общего процесса дегазации мантии, связана с серией фазовых превращений, происходящих при конвективном перемещении вещества мантии, и с распадом метастабильных фаз в условиях перехода от высоких давлений к более низким.

В зонах повышенной проницаемости с этими процессами может быть связано возникновение потоков ювенильных эманаций, важнейшими компонентами которых являются углекислота, пятиокись фосфора, вода, щелочи и редкие элементы. Участие ювенильных эманаций, являющихся и переносчиками тепла, в процессах выплавления глубинных магм должно приводить к их ошелочению, насыщению углекислотой и обогащению редкими элементами.

Б.Г. Лутцем была предложена гипотеза [79], позволяющая скоррелировать геохимические особенности магм с глубиной их выплавления. Он, в частности, отметил, что в наиболее глубинных выплавках, которым соответствуют кимберлиты, отношения элементов с различными кислотно-основными свойствами: K/Na , K/Rb , Ba/Sr , Th/U , La/Yb — резко смещены в сторону более основных элементов. Для объяснения этого явления Б.Г. Лутцем предложен механизм глубинного магматического кислотного выщелачивания, который основан на том, что в восстановительных условиях верхней мантии растворы имеют ультракислый характер и должны выщелачивать из окружающих пород преимущественно элементы с более основными свойствами.

Редкие и малые элементы в формации ультраосновных щелочных пород и карбонатитов

В рассматриваемой формации карбонатиты ассоциируют с специфической серией пород, включающей оливиниты, пироксениты, породы, богатые мелилитом, ийолит-мельтейгиты, щелочные и нефелиновые сиениты. В отдельных комплексах и в целых провинциях эта ассоциация может проявляться в более или менее редуцированном виде. Чаще всего в них могут отсутствовать оливиниты и пироксениты, а также мелилитовые породы, и тогда карбонатитам сопутствуют ийолит-мельтейгиты, или нефелиновые сиениты, или те и другие вместе. Достаточно характерны, хотя и немногочисленны самостоятельные карбонатитовые массивы, в которых карбонатиты не сопровождаются сколько-нибудь значительными телами магматических щелочных пород.

В то же время независимо от конкретных ассоциаций, слагающих отдель-

Таблица 33

Средние содержания редких и малых элементов в главных типах пород карбонатитовых комплексов (вес.%)

Типы пород	Местонахождения	Cr	Ni	Co	Mn	V
Дуниты	Бор-Урях, Гули	0,532	0,22	0,0165	0,12	0,003
Оливиниты	Ковдор, Лесная Варака, Салма, Бор-Урях, Кугда, Одихинча	0,146	0,138	0,020	0,16	0,0044
Пироксениты	Салма, Ковдор, Вуориярви	0,029	0,023	0,010	0,122	0,020
Флогопитизированные и пироксенизированные оливиниты	Ковдор, Бор-Урях, Кугда	0,034	0,09	0,011	0,12	0,018
Мелилитовые породы	Ковдор, Одихинча, Салма	0,005	0,019	0,0058	0,11	0,011
Ийолиты и нефелин-пироксеновые породы	Ковдор, Салма, Одихинча	0,005	0,011	0,0042	0,11	0,021
Щелочные и нефелиновые сиениты	Ковдор, Бор-Урях, Одихинча	0,0068	0,0049	0,0012	0,085	0,0165
Камафориты	Ковдор, Вуориярви	0,0010	0,0012	0,0066	0,34	0,0176
Карбонатиты	Ковдор, Вуориярви, Себлявр и др.	0,004	0,0008	0,0017	0,10	0,0193

ные карбонатитовые комплексы, все они характеризуются развитием мощных ореолов щелочного метасоматического изменения вмещающих пород — ореолов фенитизации, по своим масштабам сопоставимых, а нередко и превосходящих сами карбонатитовые комплексы. При фенитизации происходит перемещение огромных масс петрогенных и редких элементов, поэтому этот процесс столь же показателен для геохимической характеристики карбонатитовой формации, как и породы самих карбонатитовых массивов.

Различные аспекты геохимии формации ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов рассматривались в целом ряде работ [9, 68, 70, 114 и др.]. На основе результатов этих исследований, а также оригинальных данных ниже кратко суммированы основные особенности распределения редких и малых элементов, которые тесно связаны с условиями формирования карбонатитовых комплексов и позволяют оценить достоверность различных петрологических моделей генерации и эволюции исходных магм. Средние содержания наиболее характерных редких и малых элементов в главных типах пород комплексных карбонатитовых массивов приведены в табл. 33, в которой использованы преимущественно оригинальные данные, полученные на представительном материале главнейших карбонатитовых

	Ti	Sc	Cu	Ca	Li	Rb
	0,19	0,0008	0,002	0,00065	0,0001	0,001
	0,66	0,00082	0,0022	0,0008	0,00024	<0,001 — — 0,002
	2,01	0,0056	0,011	0,00105	0,00025	< 0,001 — — 0,001
	1,80	0,0030	0,010	0,0010	0,0004	0,003
	0,69	0,002	0,031	0,0014	0,0008	0,003
	1,70	0,002	0,034	0,0015	0,0013	0,0045
	0,35	0,0015	0,003	0,002	0,0008	0,0076
	0,50	0,0065	0,005	0,004	< 0,0001 — — 0,0005	< 0,0001 — — 0,0013
	0,244%	0,0016	0,00025	0,00063	< 0,001 — — 0,003	< 0,0002 — — 0,002

провинций СССР — Карело-Кольской, Маймеча-Котуйской и Восточно-Саянской; в табл. 33 учтены также материалы по геохимии нефелиновых сиенитов из работы Е.Д. Осокина [97].

Как следует из табл. 33, в карбонатитовых комплексах выделяются две геохимически достаточно контрастные группы пород. К одной группе относятся ультраосновные породы — дуниты, оливиниты и пироксениты, для которых характерны повышенные содержания Ni, Co, Cr — типоморфных элементов глубинных ультраосновных магм, и сравнительно низкие содержания литофильных редких элементов Nb, Ta, Zr, TR. Другая группа включает щелочные породы и карбонатиты, характеризующиеся повышенными содержаниями Nb, Zr и TR, а также Sr и Ba. Содержания литофильных редких элементов в породах этой группы в десятки и сотни раз превышают их содержания в ультраосновных породах, а средние содержания в них таких элементов, как Nb, TR, Sr, значительно выше, чем в кислых породах. К этой же группе можно отнести и метасоматически измененные (флогопитизированные, перовскитизированные, нефелинизированные и перекристаллизованные) оливиниты и пироксениты, в которых содержания хрома, никеля и кобальта понижаются, а содержания литофильных редких элементов повышаются и нередко превосходят их количества в щелочных породах.

Таблица 33 (окончание)

Типы пород	Местонахождения	Nb	Zr	TR	Sr	Ba
Дуниты	Бор-Урях, Гули	0,001	0,002	0,001	0,010	0,03
Оливиниты	Ковдор, Лесная Варака, Салма, Бор-Урях, Кугда, Одихинча	<0,001 – 0,001	0,0014	0,001	0,013	0,045
Пироксениты	Салма, Ковдор, Вуориярви	0,010	0,0027	0,032	0,034	0,048
Флогопитизированные и пироксенизированные оливиниты	Ковдор, Бор-Урях, Кугда	0,016	0,0027	0,15	0,026	0,052
Мелилитовые породы	Ковдор, Одихинча, Салма	0,015	0,0059	0,032	0,043	0,0044
Ййолиты и нефелин-пироксеновые породы	Ковдор, Салма, Одихинча	0,0105	0,0079	0,059	0,038	0,028
Щелочные и нефелиновые сиениты	Ковдор, Бор-Урях, Одихинча	0,020	0,029	0,050	0,16	0,19
Камафориты	Ковдор, Вуориярви	0,007	0,238	0,066	0,125	0,036
Карбонатиты	Ковдор, Вуориярви, Себельяр и др.	0,036	0,010	0,20	0,42	0,11

На основании этих данных можно заключить, что главными носителями редких элементов в карбонатитовых комплексах являются щелочные породы, и особенно карбонатиты, а также высокотемпературные щелочные растворы, вызывающие метасоматические преобразования более ранних ультрабазитов.

С щелочным метасоматическим процессом связан существенный привнос редких элементов не только в зоны преобразования ультрабазитов во внутренних частях массивов, но и в зоны экзоконтактового ореола фенитизации. Как показали результаты систематического изучения фенитов [114], эти породы характеризуются значительно более высокими содержаниями редких элементов по сравнению с неизменными гнейсами и гранито-гнейсами (табл. 34).

Так, содержание Zr и Sr в фенитах по сравнению с неизменными гнейсами увеличивается более чем вдвое, а содержание Nb и Ba возрастает более чем в 7 раз. Учитывая исключительно большие масштабы развития фенитов вокруг карбонатитовых комплексов, следует признать, что с высокотемпературным щелочным метасоматическим процессом, сопровождающим формирование этих комплексов, связано поступление не только щелочей, но и значительных количеств редких элементов, в первую очередь ниобия, циркония, редких земель, стронция и бария.

Важно подчеркнуть, что процесс фенитизации, как мы уже отмечали, по своим масштабам и характеру, несомненно, выходит за рамки простого

Таблица 34

Средние содержания редких элементов в фенитах и неизмененных гнейсах Кольского полуострова (вес.%)

Породы	Zr	Nb	TR	Sr	Ba
Гнейсы	0,03	0,0005 – 0,001	0,001–0,003	0,02	0,02–0,05
Фениты	0,06–0,08	0,005–0,007	0,02	0,04–0,05	0,2–0,3
Коэффициент накопления	2,3	7–10	10	2,2	7,1

контактового взаимодействия интрузий с вмещающими породами. Он интенсивно проявляется еще до образования собственно магматических пород и продолжается в течение всего периода формирования карбонатитовых комплексов. Подобный, по терминологии Л.С. Бородина [11], "сквозной" характер процессов щелочного метасоматоза позволяет предполагать их связь с ювенильными щелочными растворами и рассматривать ювенильные флюидные потоки в качестве самостоятельного весьма важного петрогенического фактора. Ювенильные флюидные потоки, вероятно, не только определяли условия выплавления и состав первичных магм, но и оказывали существенное влияние на всю последующую эволюцию процессов магматизма и метасоматоза, являясь одним из основных факторов флюидно-магматического режима формирования карбонатитовых комплексов.

Геохимические особенности мантийных включений в кимберлитах

Разработка моделей мантийного магмообразования связана с необходимостью выбора достаточно достоверного варианта состава вещества верхней мантии и получения геохимических характеристик этого вещества не только по главным, но и по второстепенным и редким элементам. С целью получения таких характеристик в качестве наиболее реального прототипа вещества верхней мантии нами были использованы глубинные ксенолиты в кимберлитах. Представительная коллекция этих включений была передана нам для исследований А.Д. Харьковым (ЦНИГРИ).

Основными типами мантийных включений в кимберлитах являются пироповые перидотиты (преимущественно лерцолиты) и дуниты, а также шпинелевые перидотиты, близкие по составу к пироповым и являющиеся фацией меньших давлений. Менее распространены эклогиты, пироксениты, а также ильменит- и флогопитсодержащие гипербазиты. Перечисленные породы, согласно современным представлениям, слагают верхнюю мантию Земли в интервале глубин, которым соответствует наиболее вероятный уровень генерации кимберлитовых и щелочно-ультраосновных карбонатитовых магм. Экспериментальные данные об устойчивости минеральных парагенезисов при различных P–T параметрах позволяют наметить относительное положение указанных выше ассоциаций в вертикальном разрезе верхней мантии: гранатовые дуниты и гарцбургиты (40–80 кбар или 120–240 км), гранатовые лерцолиты (20–45 кбар

Таблица 35

Средние содержания редких и малых элементов в главных типах включений в кимберлитах (в %)

Породы	Ti	V	Mn	Cr
Включения в кимберлитах				
шпинелевые лерцолиты (10) **	0,001	0,0014	0,037	0,15
гранатовые лерцолиты (60)	0,094	0,0012	0,073	0,20
ильменит-флогопитовые гипербазиты (21)	1,44	0,011	0,12	0,33
эклогиты (2)	0,28	0,015	0,15	0,06
Кимберлиты (алмазоносные) (122)	0,66	0,0082	0,09	0,096
Оливиниты (из карбонатитовых комплексов) (107)	0,66	0,0044	0,16	0,146
Пироксениты (из карбонатитовых комплексов) (38)	2,01	0,020	0,122	0,029
Гарцбургиты (альпинотипные) (117)	0,03	0,001	0,077	0,13

Таблица 35 (окончание)

Породы	Ta*	Zr	Sr	Ba
Включения в кимберлитах				
шпинелевые лерцолиты (10) **	0,45	0,0018	0,046	0,075
гранатовые лерцолиты (60)	0,085	0,0017	0,0074	0,006
ильменит-флогопитовые гипербазиты (21)	7,7	0,0034	0,025	0,031
эклогиты (2)	—	0,0029	0,0175	0,025
Кимберлиты (алмазоносные) (122)	9,0	0,010	0,076	0,06
Оливиниты (из карбонатитовых комплексов) (38)	—	0,002	0,013	0,045
Пироксениты (из карбонатитовых комплексов) (38)	—	0,011	0,034	0,048
Гарцбургиты (альпинотипные) (117)	—	—	0,0068	—

* $n \cdot 10^{-4}$

** Количество проб.

	Ni	Co	Sc	Ga	Nb
	0,21	0,008	0,00017	0,0024	0,0003
	0,16	0,0061	0,00075	0,0024	0,0003
	0,084	0,0088	0,0009	0,0036	0,006
	0,023	0,005	0,0005	0,0089	0,0004
	0,091	0,0073	0,001	0,0006	0,011
	0,138	0,021	0,00082	0,0008	0,001
	0,023	0,010	0,0056	0,00105	0,010
	0,16	0,006	0,0008	0,0008	—

	Na	K	Li	Rb	P
	0,03	0,03	0,00038	0,001	0,02
	0,15	0,09	0,00068	0,001	0,02
	0,30	2,04	0,00034	0,014	0,05
	0,32	0,28	0,0021	0,001	0,03
	0,25	0,30	0,0018	0,0053	0,21
	0,05	0,07	0,00024	0,001	0,06
	0,66	0,51	0,00025	0,001	1,145
	0,05	0,06	0,0001	0,0031	—

или 60—135 км), ильменитовые гипербазиты (35—40 кбар или 105—120 км), шпинелевые перидотиты (10—20 кбар или 30—60 км). Наименее определенным является положение ильменитовых гипербазитов, а также эклогитов, которые устойчивы в широком диапазоне давлений.

В табл. 35 приведены средние содержания редких и малых элементов в главных типах мантийных ксенолитов в кимберлитах из трубок "Мир", "Удачная" и др. Для сравнения в ней помещены также аналогичные данные для алмазоносных кимберлитов ультраосновных пород из карбонатитовых комплексов и альпинотипных гарцбургитов. Шпинелевые и гранатовые перидотиты, резко магнезиальные породы ультраосновного состава, характеризуются высокими концентрациями Cr, Ni и Co при незначительных содержаниях Ti и V и весьма низких концентрациях щелочей и литофильных редких элементов Nb, Ta, Zr, Sr, Ba, Li, Rb. Эклогиты, состав которых приближается к составу базальтов, отличаются более низкими содержаниями Cr, Ni и Co, но повышенными концентрациями Ti и V. Содержание литофильных редких элементов в эклогитах по сравнению с перидотитами несколько увеличивается, что в целом коррелируется с изменением общего химического состава пород, однако содержания этих элементов в эклогитах все же ниже их средних содержаний в базальтоидах.

Геохимически совершенно специфическую группу пород представляют собой ксенолиты ильменит- и флогопитсодержащих гипербазитов. Эти породы ультраосновного состава резко обогащены железом и титаном и сочетают в себе повышенные концентрации сидерофильных элементов Cr, Ni, Co с высокими содержаниями литофильных элементов Nb, Ta, Zr, Sr, Ba, а также щелочных металлов, в особенности K и Rb. Генетическая общность указанных геохимических особенностей ильменит-флогопитовых гипербазитов подчеркивается наличием тенденции к прямым корреляционным связям между содержаниями K и Ti, Ti и Nb. Эти породы, по всей вероятности, отвечают особому типу глубинной геохимической дифференциации мантийного вещества, которая протекает при активном участии глубинной флюидной фазы и приводит к концентрации щелочей и летучих компонентов, определяющих устойчивость флогопита, а также титана, фосфора и литофильных редких элементов. Важной особенностью этого процесса является то, что концентрация указанных элементов происходит на фоне увеличения щелочности и понижения кремнекислотности пород. Представления об особой роли флюидных процессов в формировании флогопит-ильменитовых гипербазитов согласуются с выводами ряда исследователей о том, что образование флогопита в флогопит-ильменитовых гипербазитах связано с процессом глубинной флогопитизации мантийных пород [126 и др.].

Ильменит-флогопитовые гипербазиты, несомненно, представляют особый интерес при обсуждении условий генерации глубинных щелочно-ультраосновных магм, поскольку по своим геохимическим параметрам эти породы в наибольшей степени приближаются к кимберлитам. Однако природа этого сходства заключается не в том, что ильменит-флогопитовые гипербазиты являются непосредственным источником кимберлитовых и других щелочно-ультраосновных магм. Хотя эти породы и играли определенную роль в формировании специфического облика кимберлитов, столь же очевидно, что с повышением содержания калия, ти-

тана, железа и литофильных редких элементов в кимберлитах уменьшаются степень их алмазоносности, породы утрачивают ряд присущих им особенностей и переходят в флогопитовые пикритовые порфириды [72, 88 и др.]. Поэтому более важно подчеркнуть, что геохимическая близость ильменит-флогопитовых гипербазитов с кимберлитами и ультраосновными щелочными породами карбонатитовых комплексов указывает на принципиальное сходство глубинных процессов дифференциации мантийного вещества при формировании ильменит-флогопитовых гипербазитов, кимберлитов и других продуктов глубинного щелочно-ультраосновного магматизма.

Таким образом, присутствие среди мантийных пород ильменит-флогопитовых гипербазитов может служить прямым доказательством реальности специфических процессов дифференциации мантийного вещества, приводящих к концентрации летучих компонентов, щелочей, титана и литофильных элементов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наиболее существенные особенности глубинного магнеообразования, вытекающие из изучения карбонатитового и кимберлитового магматизма, могут быть суммированы следующим образом:

1. Повышенная щелочность магматических расплавов при различных соотношениях К и Na в мантийных выплавках.

2. Недосыщенность магм кремнеземом даже по сравнению с исходным мантийным материалом; недостаток кремнезема в них компенсируется присутствием повышенных количеств CO_2 , P_2O_5 , TiO_2 и некоторых других компонентов.

3. Высокий уровень концентрации в щелочных ультраосновных породах и карбонатитах летучих компонентов и литофильных редких элементов Nb, Ta, Zr, TR, Sr и Ba, свойственных обычно продуктам кислого магматизма.

4. Высокие содержания сидерофильных элементов Cr, Ni и Co, свойственных ультраосновным магмам.

5. Исключительные по масштабам процессы щелочного метасоматического изменения окружающих пород, фиксируемые на различных уровнях земной коры в связи с развитием ультраосновного щелочного и карбонатитового магматизма.

Эти особенности определяются условиями генерации первичных щелочно-ультраосновных и карбонатитовых расплавов, которые соответствуют наиболее глубоким уровням мантийного магнеообразования. Несомненно, что изучение этих особенностей может служить важным источником информации о геохимических процессах, происходящих в глубоких горизонтах верхней мантии. Такие специфические черты кимберлитов и карбонатитовых комплексов, как необычно высокий уровень концентрации литофильных редких элементов, щелочей, углекислоты, пятиокиси фосфора и некоторых других компонентов, сочетающихся с значительными количествами сидерофильных элементов Cr, Ni и Co, предопределяют наличие особого механизма глубинной геохимической дифференциации, отличного от механизма выплавления нормальных базальтовых магм.

С учетом полученных геохимических характеристик мантийных перидотитов эти особенности кимберлитов и карбонатитовых комплексов с достаточной очевидностью показывают, что простое фракционное плавление мантийных перидотитов не может привести к генерации магм, по геохимическим характеристикам соответствующих кимберлитовым или щелочно-ультраосновным расплавам.

В настоящее время наметилось два пути решения этой проблемы. Один из них состоит в добавлении к составу мантийных перидотитов дополнительных минеральных компонентов, таких, как слюда, амфибол, ильменит, карбонаты и др. Это, однако, снимает лишь часть вопросов, объясняя причины повышенных концентраций в мантийных выплавках отдельных компонентов, но не решает проблемы геохимической специализации рассматриваемых формаций в целом. Принципиально иной и более радикальный путь заключается в признании связи глубокогенерированных мантийных магм с динамическими, тепловыми и химическими процессами в мантии, наиболее вероятным следствием которых является возникновение ювенильных флюидных потоков, приводящих к локальной концентрации щелочей, углекислоты, воды, пятиоксида фосфора и редких элементов. Указанные два подхода существенно различны методологически. Первый по существу постулирует постоянство и неизменность состава верхней мантии, отсутствие в ней значительных процессов миграции вещества. Второй, напротив, исходит из реальности глубинных процессов дифференциации и миграции вещества мантии, действующих, хотя и с разной интенсивностью, на протяжении всей геологической истории.

Действительно, если исходить из современных геологических и геофизических данных, то становится достаточно очевидным, что верхняя мантия не является "омертвевшей" оболочкой, но служит ареной крупномасштабных динамических, тепловых и геохимических процессов, которые находят отражение в реально наблюдаемых геологических, тектонических и геохимических явлениях, происходящих в земной коре, и в конечном счете служат первопричиной всех геологических явлений. При этом достаточно четко устанавливается зависимость между степенью консолидации земной коры и глубиной процессов магмообразования, заключающаяся в том, что наиболее консолидированным структурам соответствуют наиболее глубинные мантийные магматические процессы.

В этом плане обращает на себя внимание также тот факт, что мощность земной коры является весьма малой величиной по сравнению с протяженностью тектонических структур — глубинных разломов, рифтов и так называемых "линеаментов", контролирующих размещение глубинного, в том числе и щелочно-ультраосновного магматизма. Эти зоны прослеживаются сквозь различные структурные элементы земной коры — щиты, платформы, подвижные пояса, нередко сохраняя тектоническую активность на протяжении всей доступной изучению геологической истории [11]. Очевидно, что тектоническая активность этих зон и связанные с ней проявления щелочного магматизма не могут быть объяснены без привлечения соответствующих процессов, происходящих в верхней мантии. Для многих из подобных структур, в частности для рифтовых систем, было показано, что земная кора и верхняя мантия под ними существенно отличаются от соседних внерифтовых площадей. Мощность коры под рифтовыми

системами меньше, а верхняя мантия характеризуется относительно малыми сейсмическими скоростями (обычно менее 8 км/сек). Это, скорее всего, говорит о процессах изменения коры и верхней мантии в пределах рифтовых систем. Согласно известным представлениям В.В. Белоусова, причиной аномалий строения коры и мантии рифтовых зон служит поднятие более легкого мантийного вещества.

Таким образом, имеется достаточно оснований для того, чтобы рассматривать генерацию глубинных щелочно-ультраосновных, кимберлитовых и карбонатитовых магм не как простое частичное плавление мантии в условиях, по существу аналогичных закрытой системе, но как результат динамических, тепловых и геохимических процессов, одним из наиболее существенных проявлений которых явилось возникновение ювенильных флюидных потоков, основными компонентами которых являются щелочи, углекислота, вода, пятиокись фосфора и редкие элементы.

Ювенильные флюидные потоки не только в значительной мере определяют условия выплавления и состав первичных магм, но и оказали существенное влияние на всю последующую эволюцию сложных процессов магматизма и метасоматоза, являясь одним из основных факторов флюидно-магматического режима формирования карбонатитовых комплексов. Наиболее очевидным проявлением активное участия ювенильных флюидных потоков в формировании карбонатитовых комплексов служат беспрецедентные по масштабам процессы метасоматических преобразований как внутри этих комплексов, так и в особенности в окружающих породах. Эти метасоматические процессы нередко несоизмеримы с магматическими породами и, несомненно, выходят за рамки контактового взаимодействия интрузий с вмещающими породами. Масштабы и характер этих процессов свидетельствуют, что ювенильные потоки следует рассматривать в качестве самостоятельного весьма важного петрогенического фактора.

Значение глубинных подкоровых флюидных потоков как фактора, определяющего характер магматизма и метаморфизма в условиях земной коры, впервые было отмечено Д.С. Коржинским, который показал зависимость щелочности трансмагматических растворов подкорового происхождения от степени консолидации коры и глубины заложения тектонических структур, служащих путями фильтрации этих растворов. Несомненно, что именно с развитием этой концепции можно связывать дальнейший прогресс в изучении не только корового, но и глубинного магматизма, формирующего щелочно-ультраосновные и карбонатитовые комплексы.

Концепция участия глубинных флюидных потоков в выплавлении мантийных щелочно-ультраосновных и карбонатитовых расплавов в последние годы получает все более глубокое обоснование. Важную роль сыграли результаты экспериментального изучения Д.Эгглером, П. Уилли и др. положения ликвидуса мантийного перидотита в присутствии не только H_2O , но и CO_2 . Было показано, что углекислота оказывает то же влияние, что и H_2O , понижая ликвидус перидотита и вызывая начальное плавление. При этом в присутствии CO_2 выплавляются недосыщенные кремнеземом расплавы, в то время как в присутствии чистой воды в результате частичного плавления генерируются магмы, насыщенные SiO_2 .

Появились новые геологические данные, которые позволяют предполагать связь щелочного магматизма с локальными зонами метасоматическо-

го изменения мантийных перидотитов, в которых обычные для них парагенезисы под влиянием флюидных потоков замещаются ассоциацией флогопита, клинопироксена и амфибола.

Кроме этих минералов, новообразованная ассоциация включает также апатит, кальцит, титаномагнетит, перовскит и сфен. Флюидные потоки, вызывающие метасоматоз мантийных перидотитов, содержат повышенные концентрации К, Na, H₂O, CO₂, P, Ti, Al, Fe, Mn, Co, Rb, Sr, TR, Zr, Ba, Nb. Принципиально сходный геохимический режим имеют и метасоматические процессы, проявляющиеся в различных горизонтах земной коры в связи с формированием ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов.

Наконец, присутствие в составе глубинных ксенолитов в кимберлитах ильменит-флогопитовых гипербазитов, по геохимическим параметрам во многом аналогичных продуктам глубинного щелочно-ультраосновного магматизма, подтверждает реальность существования в мантии флюидно-магматических процессов концентрации щелочей и летучих компонентов, а также титана, фосфора и литофильных редких элементов.

Изложенные представления, отражающие формирующуюся в последнее время новую систему взглядов на маглообразование в условиях верхней мантии, по существу различают существующие концентрации и позволяют с новых позиций подойти к общим петрогенетическим моделям выплавления щелочных нефелинитовых, пикритовых и других магм. Согласно существующим представлениям, источники питания кимберлитового и щелочно-ультраосновного карбонатитового магматизма располагаются в верхней мантии, причем глубина зарождения щелочных нефелинитовых и мелилититовых расплавов определяется в 70–120 км, а кимберлитов — в 100–180 км и более.

С учетом отмеченных выше факторов условия глубинного маглообразования и состав выплавляемых магм зависят не только от глубины и степени частичного плавления, но и от режима легкоподвижных компонентов, участвующих в маглообразовании, прежде всего от соотношения активностей воды, углекислоты, натрия и калия. Последние, в свою очередь, вероятно, определяются условиями возникновения флюидных потоков и струй, дренирующих глубокие горизонты верхней мантии, глубиной их зарождения и характером фазовых переходов, участвующих в их генерации. Особенно существенную роль играет соотношение воды и углекислоты в флюидной фазе. По Л.Н. Когарко и И.Д. Рябчикову [52], для существенно водных флюидов характерна высокая активность калия, тогда как увеличение роли углекислоты способствует повышению активности натрия и кальция. Поэтому высококалийевые магмы должны выплавляться в присутствии существенно водного флюида, в то время как нефелинитовые и мелилититовые расплавы генерируются в присутствии углекислых флюидов.

Однако сама возможность существования в мантии свободной флюидной фазы проблематична. Как следует из результатов экспериментального изучения минеральных равновесий в мантийных перидотитах в присутствии H₂O и CO₂, в стационарных условиях свободный флюид не может существовать в пределах большей части мантии [190 и др.]. В верхней мантии на глубине более 60–80 км вода и углекислота растворяются

в интерстициальном расплаве или присутствуют в составе устойчивых кристаллических фаз — флогопита и карбонатов. Вместе с тем, как было показано выше, действительные условия глубинного магмообразования характеризуются нарушением стационарного динамического, теплового и химического режима и подъемом больших масс мантийного вещества. В этих условиях становятся реальными увеличение степени плавления мантийного материала и возникновение флюидных потоков, которые, скорее всего, имеют характер трансмагматических растворов, интенсивное отделение которых в верхних горизонтах мантии и в земной коре создает условия для непрерывного подтока легкоподвижных флюидов.

Как показано в первом разделе настоящей главы, эксперименты по плавлению перидотитов в присутствии CO_2 , а также по определению растворимости CO_2 в силикатных расплавах выявили возможность генерации в мантии на глубине более 100–120 км первичных карбонатитовых и кимберлитовых расплавов, а также способность глубинных нефелиновых и мелилититовых магм, насыщенных CO_2 , при своем подъеме к поверхности фракционировать с образованием карбонатитовой жидкости.

В формировании большинства карбонатитовых комплексов первичные карбонатитовые расплавы едва ли играли существенную роль. Закономерное положение карбонатитов в последовательно формирующихся сериях пород позволяет отдавать предпочтение альтернативной возможности — образованию карбонатитов в результате дифференциации насыщенных CO_2 ультраосновных щелочных магм. Отделение карбонатитовой жидкости от щелочных расплавов типа ийолитовых, вероятнее всего, происходит на значительных глубинах, соответствующих основанию земной коры. Подтверждением этому могут служить экспериментальные исследования Г.П. Орловой и И.Д. Рябчикова [96], которые показали, что расплавы, близкие по составу к остаточной жидкости в разрезе 50% нефелина — 50% диопсида, могут при 1200°C находиться в равновесии с карбонатной жидкостью лишь при давлении CO_2 выше 20 кбар (т. е. на глубине более 30–40 км).

Таковы первые вероятные общие условия появления глубинных щелочных ультраосновных магм, с которыми связано формирование как кимберлитов, так и карбонатитовых комплексов, специализированных в отношении CO_2 , P_2O_5 , литофильных редких элементов и некоторых других компонентов. Однако при общем петрохимическом и геохимическом сходстве кимберлитов и карбонатитовых комплексов устанавливаются и четкие различия в характере магматизма, подчеркивающие специфичность этих различных формационных типов платформенных щелочных ультраосновных пород. Это обуславливает необходимость сравнительного анализа условий генерации исходных расплавов и путей их последующей эволюции.

Согласно экспериментальным данным П. Уилли и В. Хуана [190], в процессе плавления мантийных перидотитов в присутствии CO_2 на глубине более 100 км первые жидкости представлены карбонатитовыми, которые при прогрессирующем плавлении переходят в кимберлитовые и при гораздо более высоких температурах (или на меньших глубинах) — в богатые CO_2 недосыщенные щелочные базальтоидные расплавы. В соответствии с этим кристаллизационная дифференциация базальтоидной

магмы может давать остаточные кимберлитовые и карбонатитовые расплавы, а кристаллизационная дифференциация кимберлитовой магмы может приводить к появлению карбонатитовых расплавов. Имеющиеся геологические примеры дифференциации кимберлитовой магмы показывают, что продуктом этого процесса могут являться карбонатиты. Такого типа дифференциация кимберлитов описана в силле Бенфонтейн (Южная Африка). Существенной особенностью первичных кимберлитовых и карбонатитовых магм является то, что при их подъеме на глубине 80—100 км должно происходить интенсивное выделение углекислоты, способствующее развитию эксплозивных процессов. Базальтоидные расплавы, выплавляемые при более высоких температурах, не имеют тенденции к выделению CO_2 , которое может происходить на значительно более высоких уровнях или в процессе прогрессирующей кристаллизации.

Как уже отмечалось, первичные карбонатитовые магмы едва ли играли значительную роль при формировании большинства карбонатитовых комплексов, поскольку эти магмы не могут дифференцироваться с образованием всей серии сопутствующих щелочных силикатных пород. Поэтому формирование этих серий, скорее всего, происходит в результате дифференциации насыщенных CO_2 щелочных базальтоидных расплавов, которые генерируются при более высоких температурах и больших степенях частичного плавления мантийного материала. В то же время кимберлиты являются продуктами первичных мантийных выплавов, которым соответствуют более низкие температуры, большие глубины и меньшие степени частичного плавления мантийного вещества. В пользу того же говорят и вероятные различия в величинах геотермального градиента в областях кимберлитового и карбонатитового магматизма. Геологоструктурным условиям размещения карбонатитовых комплексов — краевым частям платформ, областям завершенной складчатости, крупнейшим рифтовым зонам и т. д., по-видимому, соответствуют более высокие значения величины геотермального градиента по сравнению с собственно платформенными с характерным для них двухъярусным строением, условиями размещения кимберлитов. Вследствие более низкой величины геотермального градиента температуры, достаточные для выплавления кимберлитовых магм, вероятно, достигаются на относительно больших глубинах.

Таким образом, специфические различия между кимберлитами и карбонатитовыми комплексами, вероятно, проявляются уже в условиях выплавления и состава исходных магматических жидкостей. Принципиально различаются и пути последующей эволюции глубинных щелочных магм при образовании кимберлитовых и карбонатитовых комплексов.

Первичные кимберлитовые жидкости генерируются при весьма малых степенях частичного плавления, определяющих ограниченные объемы выплавляемых магм, которые могут достигать верхних горизонтов земной коры только благодаря их исключительно высокой эксплозивной способности. Вследствие этого для кимберлитов допустимо предположение о том, что размещение кимберлитовых тел в верхних горизонтах земной коры отделяется от зарождения магматического расплава небольшим интервалом времени; иными словами, формирование кимберлитов происходит в условиях быстрого подъема магмы с больших глубин, что не исключает, однако, пульсационного характера этого процесса. Возможность

достижения кимберлитовыми расплавами поверхностных горизонтов земной коры сильно ограничена также вследствие того, что потеря летучих компонентов при подъеме магмы и особенно в результате эксплозивных процессов должна вызывать ее быструю раскристаллизацию. С этим связано широкое распространение в кимберлитах своеобразных автобрекчиевых текстур, когда уже раскристаллизованный кимберлит дробится и цементируется поступающими с более глубоких горизонтов порциями кимберлитового расплава, сохранившего летучие компоненты. В то же время присутствие CO_2 в магме повышает давление ее паров и способствует отделению флюидов при более высоком внешнем давлении, поэтому богатые CO_2 кимберлитовые расплавы могут приобретать сходство с флюидизированными системами, в которых неполностью закристаллизовавшийся расплав вместе с выделившимися кристаллами и ксенолитами приобретает необычайную подвижность вследствие высокого флюидного давления.

Петрографические и геохимические данные свидетельствуют о весьма малой дифференцированности кимберлитового вещества. Следствием этого является столь необычное сочетание в этих породах сидерофильных и литофильных редких элементов, которые в условиях значительной дифференциации испытывают разделение в соответствии со своими геохимическими свойствами. Присутствие алмазов, обилие мало измененных мантийных включений, а также обломков пород всего вышележащего разреза земной коры указывают на быстрый механический подъем кимберлитового вещества и отсутствие химического равновесия. Вариативность состава кимберлитов выражена сравнительно слабо и связана с изменением количественных соотношений между магматическим цементом и ксеногенным материалом и с вариациями в составе кимберлитового цемента, коррелирующимися с изменением состава глубинных ксенолитов. Как было показано в ряде недавних работ [72, 88 и др.], эти вариации коррелируются также с изменением степени алмазоносности кимберлитов.

В отличие от кимберлитов глубинные щелочные ультраосновные и карбонатитовые магмы могут достигать верхних горизонтов земной коры вследствие приуроченности к "сквозным" тектоническим структурам большой вертикальной протяженности, по которым происходит перемещение магматических расплавов, сопровождающихся мощными потоками высокотемпературных щелочных флюидов. При формировании щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов подъем магматической колонны происходит в условиях относительно хорошей проницаемости системы для глубинных растворов, что способствует длительному поддержанию высоких температур с постепенным их понижением и благоприятствует процессам дифференциации в магматической колонне и в промежуточных очагах. Значительная вариативность состава ассоциаций, образующих карбонатитовые комплексы, вероятно, связана не только с дифференциацией первичной магмы, но и с возможностью значительной вертикальной миграции первичного магматического очага, сопровождающейся изменением степени плавления мантийного вещества и состава выплавляемых магм. Мощные потоки высокотемпературных щелочных растворов облегчают плавление мантийных пород и определяют возможность реоморфического магнеообразования даже в верхних горизонтах земной коры.

Таким образом, принципиальное сходство в условиях зарождения расплавов, дающих начало кимберлитам и карбонатитовым комплексам, которое определяется их глубинным мантийным источником и участием ювенильных щелочных эманаций, содержащих редкие элементы, углекислоту и пятиокись фосфора, в процессах выплавления глубинных магм, обуславливает наличие ряда общих геологических, петрохимических и геохимических особенностей, присущих этим главнейшим проявлениям щелочно-ультраосновного магматизма. Вместе с тем различия в условиях, уровнях генерации и составе первичных кимберлитовых и щелочно-ультраосновных карбонатитовых магм, а также в путях их последующей эволюции при движении в верхние горизонты земной коры определяют специфические формы проявления кимберлитового и карбонатитового магматизма.

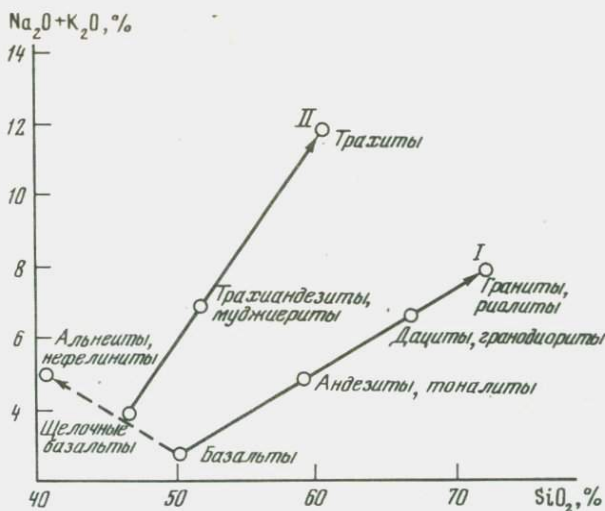
Развиваемая концепция предполагает, что более глубокие горизонты мантии, вероятно, в меньшей степени, чем самые верхние её части, истощены в отношении базальтовых и коровых элементов. Вынос этих элементов в области активного верхнемантийного магмообразования создает тот специфический геохимический облик щелочно-ультраосновных магм, который характеризуется необычным сочетанием таких контрастных групп элементов, как Cr, Ni и Co, свойственных ультраосновным породам, и Nb, Ta, Zr, TR, Sr и Ba и другие элементы, обычно концентрирующиеся в продуктах кислого и щелочного магматизма.

ГЛАВА VI

ЗАКОНОМЕРНОСТИ КОНЦЕНТРАЦИИ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГЛАВНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ СЕРИЯХ

МАГМАТИЧЕСКАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

Обобщение данных по различным континентальным и островодужным петрографическим провинциям, где представлены дифференцированные эффузивные серии, позволяет прийти к заключению о принципиальном петрохимическом подобии последовательных рядов дифференциатов — от толеитовых и высокоглиноземистых базальтов до дацитов и риолитов. Это подобие обусловлено как общей близостью химического состава исходных базальтовых магм, так и однотипным характером их магматической кристаллизационной дифференциации — в направлении увеличения кремнекислотности и щелочности остаточных расплавов (рис. 42). Как было ранее показано автором [16, 18], при этом последовательно возрастает общая кислотность (A_c), характеризующая одновременно изменение кремнекислотности и основности изверженных пород (табл. 36) и магм по мере кристаллизационной дифференциации — последовательного фракционирования главных породообразующих минералов (оливина, пироксена, плагиоклаза и др.). Поэтому параметр A_c может быть использован как показатель дифференциации при сравнении различных магматических серий и трендов концентрации отдельных петрогенных компонентов. При обычной направ-



Р и с. 42. Схема соотношения кремнекислотности и щелочности в дифференцированных сериях пород субщелочных (I) и щелочно-базальтовых (II) формаций

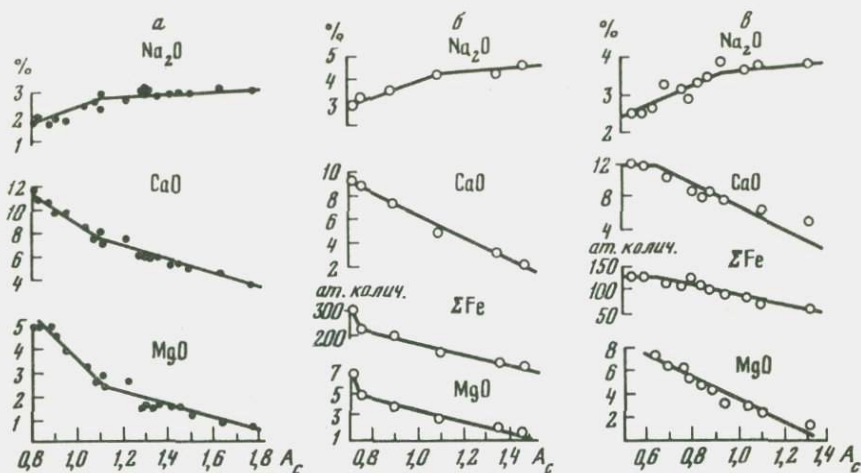
Пунктир означает возрастание щелочности при смене формаций по мере увеличения глубинности и селективности выплавления первичных мантийных магм

ленности магматической эволюции, отвечающей главным стадиям дифференциации базальтовых магм и увеличению параметра A_c , наблюдаются линейные тренды уменьшения содержания Mg, Fe и Ca и возрастания — K и Na. Этим определяется одногиппность вариаций относительно A_c таких петрохимических показателей, как индексы дифференциации Торнтон—Татла и Куно, суммарная щелочность (K + Na), известково-щелочной (K + Na)/Ca и фемический показатель $Fe/(Fe + Mg)$, коэффициент агпаитности (K + Na)/Al. Поэтому любой из них в сочетании с A_c может характеризовать направленность и полноту магматической эволюции. Усложнение состава магматических систем по мере кристаллизации и возрастания роли флюидной фазы компенсируется появлением минералов более сложного состава, чем оливин и плагиоклаз (роговая обманка, биотит и др.).

Таблица 36

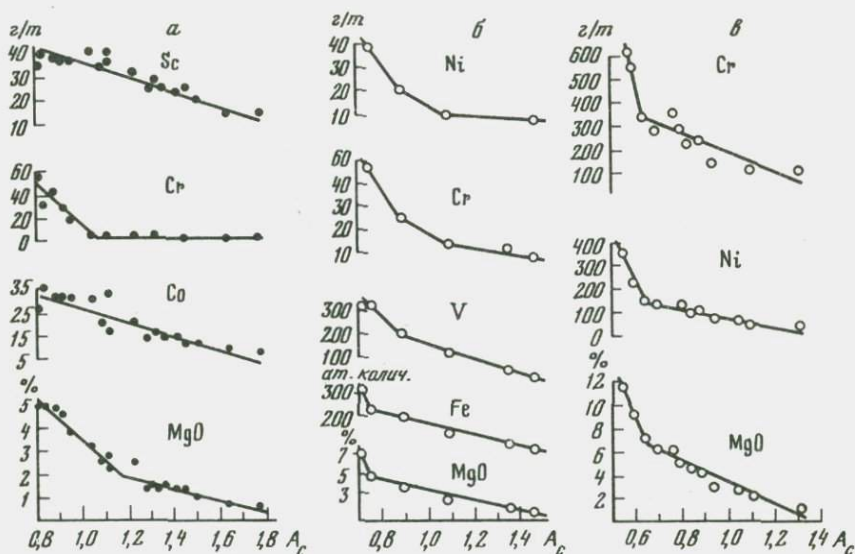
Кислотность главных групп изверженных пород

Группа пород	SiO ₂ , вес. %	Кислотность— A_c (отн. ед.)
Дуниты—перидотиты	40—44	0,4
Пироксениты	47—52	0,6
Габбро-базальты	47—49	0,6—0,7
Анортозиты	50	0,7
Нефелиновые сиениты	54—57	0,7—0,8
Диориты—андезиты	54—57	0,8—0,9
Сиениты—трахиты	58—61	0,9—1
Гранодиориты	65—68	1,2—1,3
Граниты—риолиты	71—73	1,5—1,7



Р и с. 43. Графики распределения главных петрогенных элементов в магматических сериях вулканических провинций островных дуг

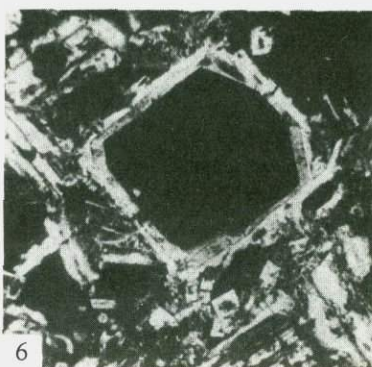
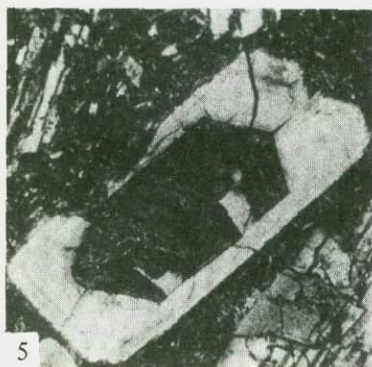
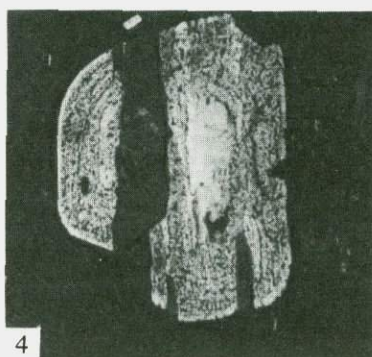
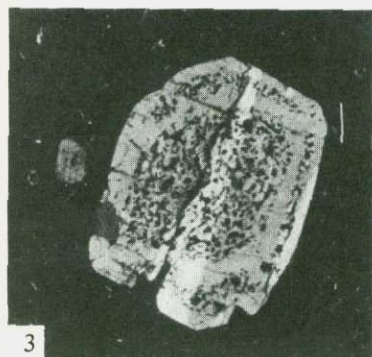
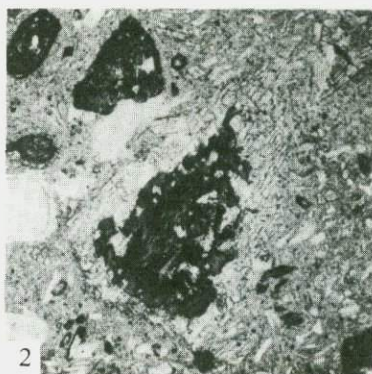
а — архипелаг Тонга, б — Камчатка (средние типы пород), в — Малые Антильские острова (серия о. Гренада)

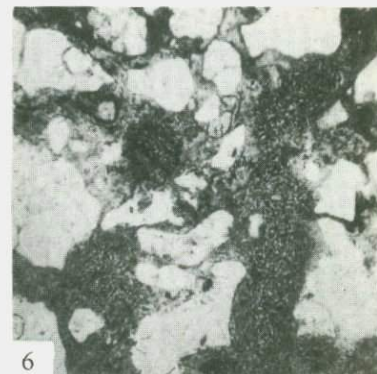
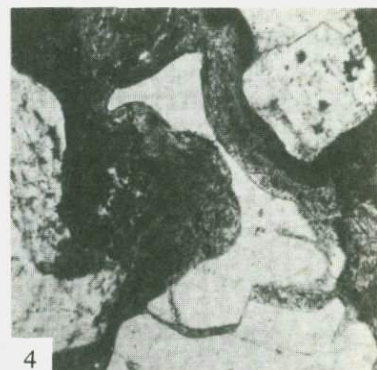
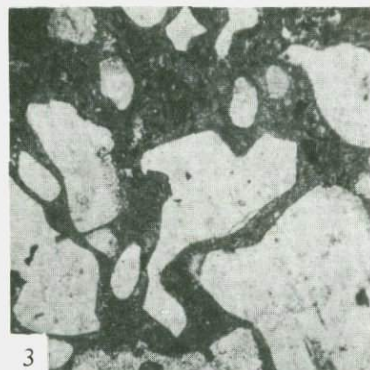
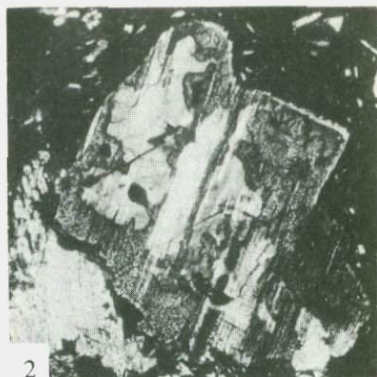


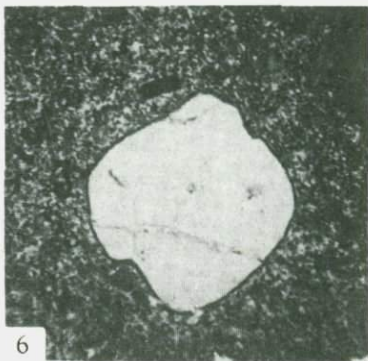
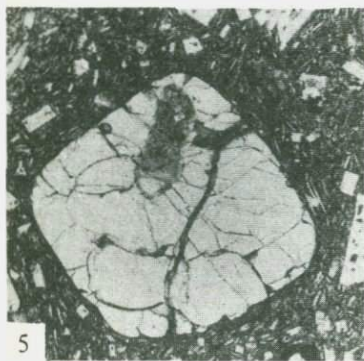
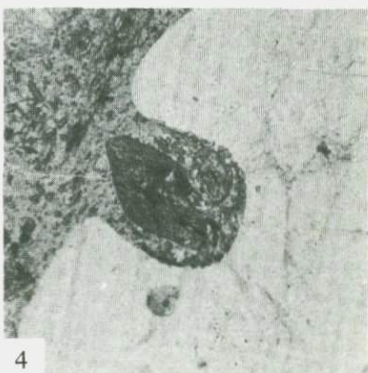
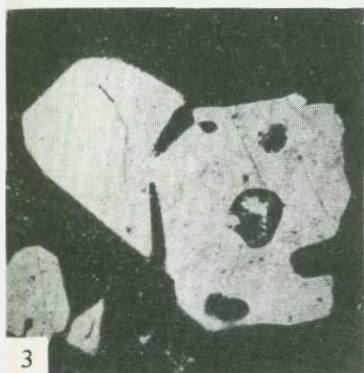
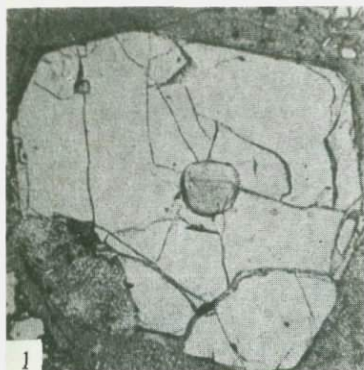
Р и с. 44. Графики распределения сидерофильной группы элементов-примесей в магматических сериях

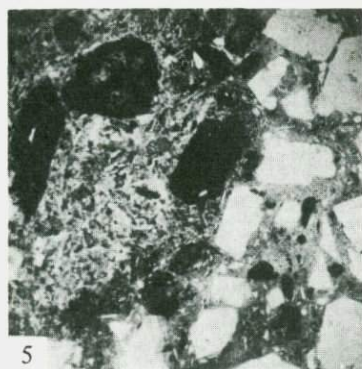
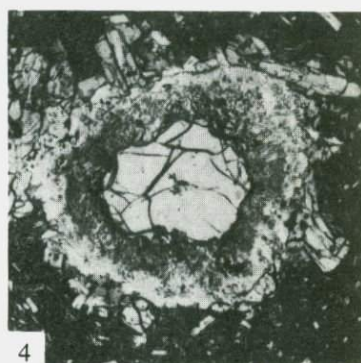
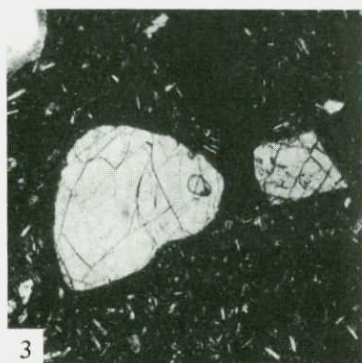
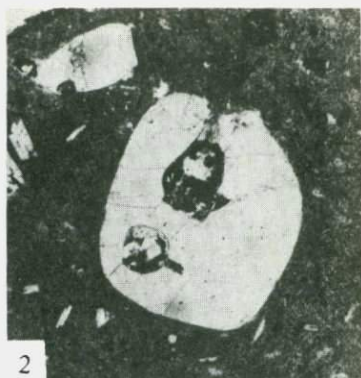
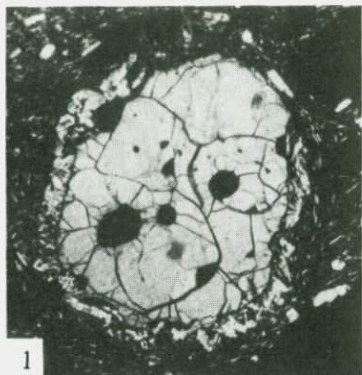
Условные обозначения те же, что на рис. 43

С процессом последовательной магматической дифференциации закономерно связано геохимическое поведение редких и других элементов-примесей, что приводит к сопряженности трендов концентраций петрогенных и рассеянных элементов при формировании главных магматических серий — "принцип когерентности" элементов-примесей. На графиках A_c —



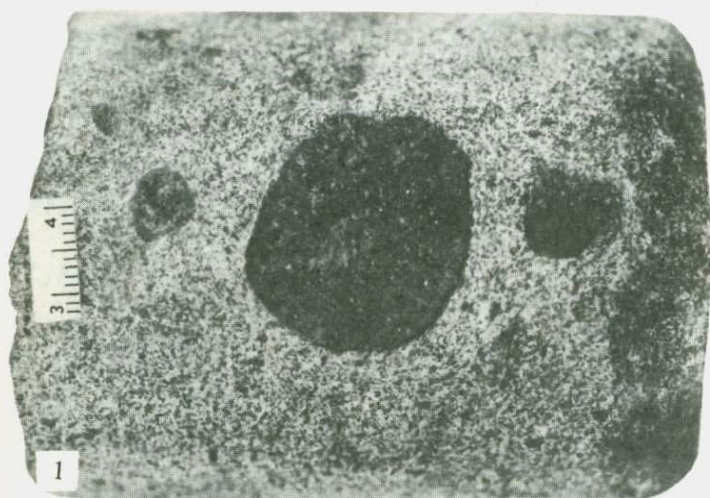




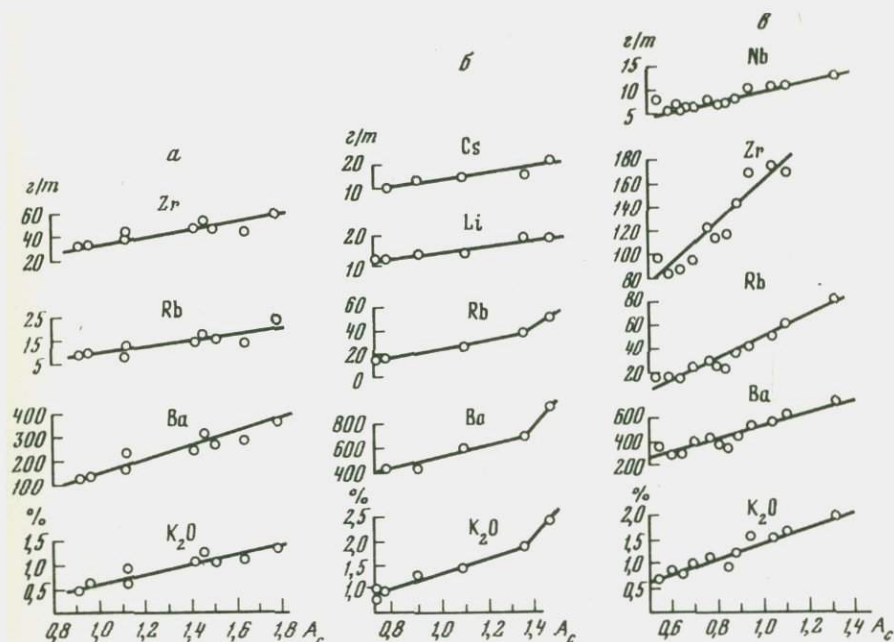












Р и с. 45. Графики распределения литофильных (остаточных) элементов в магматических сериях

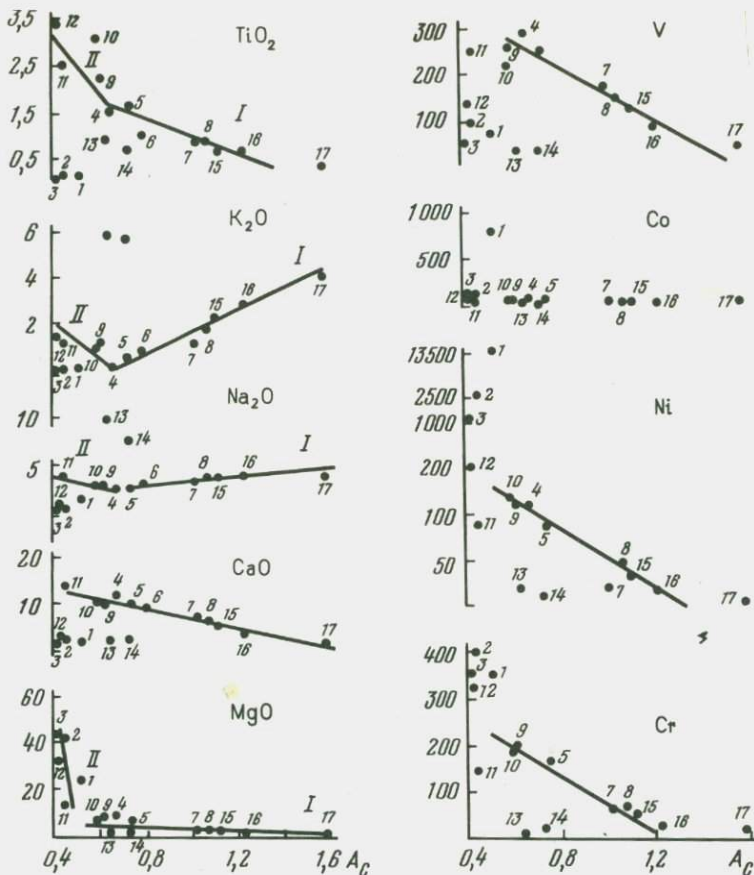
Условные обозначения те, что и на р.с. 43

содержание элемента по характеру линейных трендов – выделяются две контрастные группы элементов-примесей:

1) элементы первовыделений (темноцветных и рудных фаз), когерентные Mg и Fe, с величиной коэффициентов распределения $K_p > 1$ – Ni, Co, Cr;

2) элементы остаточных расплавов ("остаточные элементы"), когерентные K и Na, с величиной K_p , значительно меньшей 1, – TR, Zr, Nb, Ta, Rb и др. В качестве типичных примеров на рис. 43–45 приведены вариационные графики для базальт-андезитовых серий островных дуг Тонга, Малых Антильских островов и Камчатки, где представлены наиболее полные ряды базальтоидных дифференциатов вплоть до дацитов и риолитов [153].

Редкие литофильные элементы, принадлежащие ко второй группе, концентрируются в обогащенных щелочами расплавах – гранитных и щелочных магмах (последние, как отмечалось нами ранее, могут также быть продуктами наиболее селективных мантийных выплавов). На заключительных этапах магматических процессов, особенно при формировании пегматитов, где главную роль играет кристаллизация щелочных полевых шпатов, происходит дальнейшая концентрация большинства этих элементов. Очевидно, что градиент концентрации редких элементов в значительной степени предопределен соотношением объемов исходных расплавов и конечных гранитоидных дифференциатов. При низких начальных содержаниях редких элементов в исходных базальтовых и андезитовых распла-



Р и с. 46. Распределение петрогенных и сидерофильных элементов в средних типах магматических пород. Номера согласно табл. 37

вах их последующая концентрация, как правило, не превышает уровня среднего содержания в литосфере [17]. Поэтому в подавляющей массе гранитных интрузий на собственно магматическом этапе не возникают промышленные концентрации редких металлов; редкометалльные месторождения связаны с более поздними пегматитами или метасоматически измененными гранитами.

Из общего петрохимического сходства продуктов дифференциации наиболее распространенных типов первичных базальтовых магм и принципа геохимической когерентности редких и главных петрогенных элементов вытекает важное следствие: средние составы главных типов изверженных пород в пределах "нормального" (боуэновского) магматического ряда — от базальтов и габбро до дацитов, риолитов и гранитов, т.е. по мере увеличения параметра A_c , можно рассматривать не только как отдельные статистически случайные величины, но и как цельную генетическую совокупность — генерализованную серию базальтоидных дифференциатов литосферы.

Исходя из этого следствия, целесообразно сопоставить вариации главных петрогенных и редких элементов в главных типах пород в зависимости от A_c . Составы главных типов пород, рассчитанные путем усреднения имеющихся в литературе оценок для пород из наиболее распространенных магматических формаций, а также характерных петрографических провинций, приведены в табл. 37. Оценки средних содержаний редких элементов (кларки) в главных типах пород даются в основном по следующим работам: Ю.А.Балашов [3], А.А.Беус, С.В.Григорян [7], О.Д.Ставров [118], С.Тейлор [122], Л.В.Таусон [121]. Для щелочных пород и кимберлитов использованы данные А.В.Галахова [25], В.И.Герасимовского и А.И.Полякова [28], И.П.Илупина, Ф.В.Каминского и Е.В.Францессон [44].

Как видно из графиков (рис. 46), вариации содержаний петрогенных элементов относительно A_c в главной серии средних составов подчиняются линейным трендам, подобно конкретным сериям базальтоидных дифференциатов. Вне главного магматического ряда находятся составы ультрамафитов и щелочных пород.

Для группы сидерофильных элементов-примесей, точнее, элементов, концентрирующихся в оливине и других цветных, а также рудных минералах (Ni, Cr, Co, V, Sc), обычно отмечалось падение содержаний по мере магматической дифференциации и уменьшения содержания Mg и Fe. Как следует из графиков распределения V, Cr, Ni (рис. 46), эта закономерность сохраняется и для серии средних составов: континентальные толеиты — андезиты — диориты — гранодиориты. Для них наблюдается четкая линейная корреляция с A_c , что можно считать определенным критерием правильности принятых нами оценок средних содержаний. Поскольку по содержанию Mg, Ca, Fe (см. табл. 37) щелочные базальты близки к толеитовым, то обращает на себя внимание разница в содержании сидерофильных примесей: значительно меньшие средние содержания Sc как в океанических, так и в континентальных щелочных базальтах и пониженная концентрация V в океанических базальтах. Не исключая различий, отражающих специфику выплавления первичных щелочнобазальтовых магм, представляется вероятным, что по среднему уровню содержания скандия и ванадия они должны быть близки к толеитовым. Иное положение с содержаниями редких щелочных и щелочноземельных металлов: из-за большей валовой щелочности и пониженной кислотности (по A_c) щелочных базальтов ввиду большей селективности выплавления мантийных исходных магм можно считать закономерным более высокий уровень концентрации в них Ba, La, Zr, Nb и других литофильных элементов по сравнению с толеитами. В общем магматическом ряду базальтовых дифференциатов близкий к щелочным базальтам уровень концентрации отмеченных выше литофильных элементов достигается лишь на средних и конечных этапах магматической эволюции — в андезитах и более кремнекислых породах вплоть до гранитоидов (рис. 47).

При рассмотрении особенностей геохимического поведения Nb и Zr в процессе магматической дифференциации обычно сопоставляют их с Ti, имея в виду высоковалентный характер катионов и близость радиусов, особенно у Nb и четырехвалентного Ti. Однако для последовательного ряда средних составов магматических пород, как показывают графики (рис. 46 и 47), тренды концентрации этих элементов контрастны: содержание Ti

Таблица 37

Химический состав главных типов глубинных магм и пород литосферы*

Компонент	Хондрит	Гранатовый перидотит	Альпино-типный перидотит	Толейт	
				океанический	континентальный
				1	2
SiO ₂	47,44	45,05	43,74	49,80	51,60
TiO ₂	0,12	0,10	0,05	1,50	1,60
Al ₂ O ₃	3,12	2,15	1,61	15,73	16,33
Fe ₂ O ₃	—	3,38	3,12	2,51	3,11
FeO	15,48	4,30	5,43	8,02	7,72
MnO	0,25	0,10	0,10	0,20	0,20
MgO	29,71	42,59	44,64	8,02	6,21
CaO	2,37	1,95	11,11	11,42	10,02
Na ₂ O	1,25	0,24	0,18	2,61	2,51
K ₂ O	0,25	0,15	0,03	0,20	0,70
Li	3	2	0,5	1-6	11
Rb	2-3	3	0,2-1,2	2	20-30
Sr	10-11	40	3-10	120	390-430
Ba	3-4,5	30	0,4-1	43	260
La	0,3	2,5	1,0	4	8
Sm	0,2	1,5	0,5	3,5	4,1
Yb	0,2	1,1	0,7	3,2	2,4
Y	2	1,8	1	21-32	24
Zr	10-12	50	30-33	85	100
Nb	0,3-0,5	1,5-7	0,3-1	1,5-5	8-11
Sc	6-8	20	1,5-1,7	50	55
V	70	90	40-50	290	250
Cr	2500	3000	2500	318	160
Co	800	110	100-200	50	40
Ni	13500	2500	2000	110	85
Ac	0,52	0,45	0,42	0,67	0,74

от базальтов к андезитам и гранитоидам неуклонно падает, а содержания Nb и Zr возрастают. Причина этих контрастных тенденций заключается в том, что на первое место выступает геохимическая близость Ti не к высоковалентным Nb и Zr, а к наиболее близкому по относительной основности трехвалентному железу (V_c для $Fe^{3+} = 2$ и для $Ti^{4+} = 1,5$). Только для начальных этапов дифференциации базальтовых магм, когда железо представлено преимущественно двухвалентным катионом ($V_c = 5$), наблюдается повышение концентрации Ti в различных базальтовых формациях [14] на стадии выделения наиболее меланократовых обогащенных оливином разностей (пикритовые базальты и др.). Последующее понижение содержания титана в базальтах и более кремнекислых дифференциатах связано с возрастающей концентрацией и "посреднической" ролью Fe^{3+} при изоморфном вхождении Ti на место Fe^{3+} в пироксенах и рудных минералах

Андезито-базальт	Андезит	Тоналит	Щелочной континентальный базальт	Базальт океанический	Меланефелинит
6	7	8	9	10	11
53,86	59,62	62,07	46,98	46,78	42,37
1,00	0,80	0,81	2,32	3,17	2,56
17,45	17,54	16,53	15,73	15,22	9,42
3,51	3,01	2,23	5,04	3,98	6,04
5,72	4,11	4,36	7,56	8,58	6,76
0,20	0,10	0,10	0,10	0,10	0,20
5,12	3,11	2,64	7,96	7,76	13,92
9,23	7,21	5,78	10,18	10,21	13,82
3,01	3,21	3,55	2,82	2,96	3,48
0,90	1,30	1,93	1,31	1,23	1,43
—	10-25	25	10	11	17
—	30-55	110	40	40	52
—	385-440	450	770	725	1050
—	270	380	450	480	845
—	12-32	30	59,0	28,5	68,0
—	3,1	7,5	7,0	6,1	10,9
—	3,0	2,8	2,0	1,6	2,5
—	22-25	29	23	32	31
—	110	140	250	300	270
—	4	20	55	50	110
—	30	20	25	25	25
—	175	150	260	220	253
—	56	55	200	185	140
—	24	9	45	40	55
—	18	50	110	115	87
0,80	1,01	1,07	0,61	0,60	0,45

по обычной схеме изоморфизма: $2Fe^{3+} \leftarrow Ti^{4+} + Fe^{2+}$ (с повышением общей величины V_c) или в составе ульвошпинелевого минала (твердые растворы в титаномагнетите). Для Zr с той же валентностью, что и Ti, при практически равной двухвалентному железу величине радиусов катионов подобные схемы практически не реализуются из-за значительно большей величины $V_c = 4$ по сравнению с Fe^{3+} . Еще более затруднено кристаллохимическое рассеивание Nb^{5+} из-за сложности компенсации валентностей при гетеровалентном замещении, требующем одновременно участия крупных катионов щелочных металлов (например, $2Fe^{3+} - Na^+ Nb^{5+}$). Последующее увеличение валовой щелочности при переходе от базальтов к промежуточным базальтоидным дифференциатам существенно не отражается на продолжающейся концентрации Nb и Zr, поскольку главный щелочной катион — натрий — практически полностью расходуется на обра-

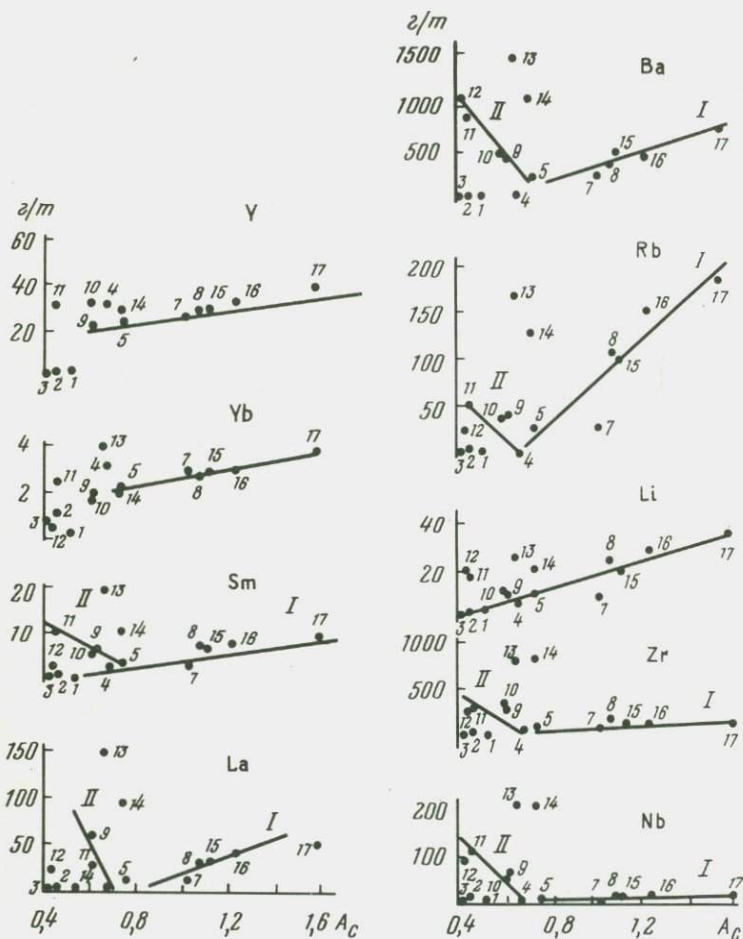
Таблица 37 (окончание)

Компонент	Кимберлит	Нефелиновый сиенит	Фонолит	Континентальная кора	Гранодиорит	Гранит
	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	40,16	55,11	56,41	60,96	66,29	73,26
TiO ₂	3,43	0,90	0,70	0,80	0,61	0,30
Al ₂ O ₃	4,94	21,74	20,14	15,52	16,55	14,03
Fe ₂ O ₃	8,68	2,40	2,71	2,30	1,62	1,01
FeO	5,65	1,40	3,31	4,90	2,84	1,40
MnO	—	0,30	0,30	0,10	0,10	0,10
MgO	32,80	0,60	1,20	3,90	1,83	0,50
CaO	2,52	1,70	2,00	5,91	3,35	1,51
Na ₂ O	0,30	9,92	7,52	3,30	4,76	3,63
K ₂ O	1,51	5,91	5,71	2,30	3,05	4,24
Li	20 (44)	25	20	21	30	38
Rb	26 (50)	171	130	102	160	210
Sr	710 (1000)	700	1190	380	440	110
Ba	1100 (1800)	1500	1100	450	450	840
La	20 (85)	148	93	25	40	55
Sm	2,6 (9,7)	19	10	6,5	8	10
Yb	0,5 (0,4)	4	2	2,6	3	4
Y	(14)	63	29	26	34	40
Zr	260 (270)	800	860	130	160	180
Nb	98 (210)	209	210	19	20	21
Sc	20 (24)	3	4	24	14	7
V	140 (150)	34	42	190 (117)	88	44
Cr	960 (820)	5	22	120 (62)	22	10
Co	80 (88)	7	12	34 (21)	7	1
Ni	700 (440)	17	11	95 (30)	15	4
A _c	0,43	0,64	0,73	1,01	1,23	1,58

1 — хондриты, силикатная фаза по А.П. Виноградову; 2 — гранатовые перидотиты; 3 — альпинотипные перидотиты; 4 — океанические толеиты; 5 — континентальные толеиты; 6 — андезито-базальты; 7 — андезиты; 8 — тоналиты; 9 — континентальные щелочные базальты; 10 — океанические щелочные базальты; 11 — меланефелинитовая магма Восточно-Африканского рифта; 12 — кимберлиты, Якутия; в скобках — данные для жильных кимберлитов; 13 — нефелиновый сиенит (хибинит), Хибинский массив по А.В. Галахову; 14 — платофонолиты и фонолиты; 15 — континентальная кора (рассчитана как среднее из гранитов, "дегранитизированных" гнейсов, эколгитов и амфиболитов); 16 — гранодиориты; 17 — граниты; кларки редких элементов для состава 15—17 по А.А. Беусу; в скобках (колонка 15) указаны средние содержания в континентальной коре по Б.Г. Лутцу.

При составлении таблицы использованы также данные из работ Ю.А. Балашова, Д. Винчестера и П. Флойда.

* Содержания окислов породообразующих элементов даны в %, остальные элементы — в г/т.



Р и с. 47. Распределение литофильных редких элементов в средних типах магматических пород; номера согласно табл. 37

зование альбитового минала в составе плагиоклазов. Иначе говоря, "эффективная щелочность" расплавов определяется лишь активностью калия, не входящего в состав главных породообразующих минералов — оливина, пироксена и плагиоклаза — и постепенно концентрирующегося в остаточных фракциях, что обусловлено кристаллохимическими особенностями калия — максимальные по сравнению с другими петрогенными элементами величины радиуса катиона и относительной основности V_c . Таким образом, несмотря на различные химические и кристаллохимические свойства одновалентного калия и высоковалентных Zr и Nb, поведение этих элементов в процессе сходно и позволяет относить их к типичным "остаточным" элементам.

Наряду с главными трендами концентрации (I), отвечающими последовательному возрастанию A_c — от базальтов к гранитоидам, для некоторых

редких элементов — Nb, Zr, Li, PЗЭ, а также K и Na на диаграммах (рис. 46, 47) намечаются дополнительные (короткие) тренды (II) увеличения концентрации при уменьшении величины A_c , т.е. с возрастанием основности пород. Эти тренды определяются переходом от толентовых к щелочным базальтам и к щелочно-ультраосновным нефелинитам, т.е. к все более глинистым и селективным мантийным магмам.

ТРЕНДЫ КОНЦЕНТРАЦИИ И КЛАРКИ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГЛАВНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ СЕРИЯХ

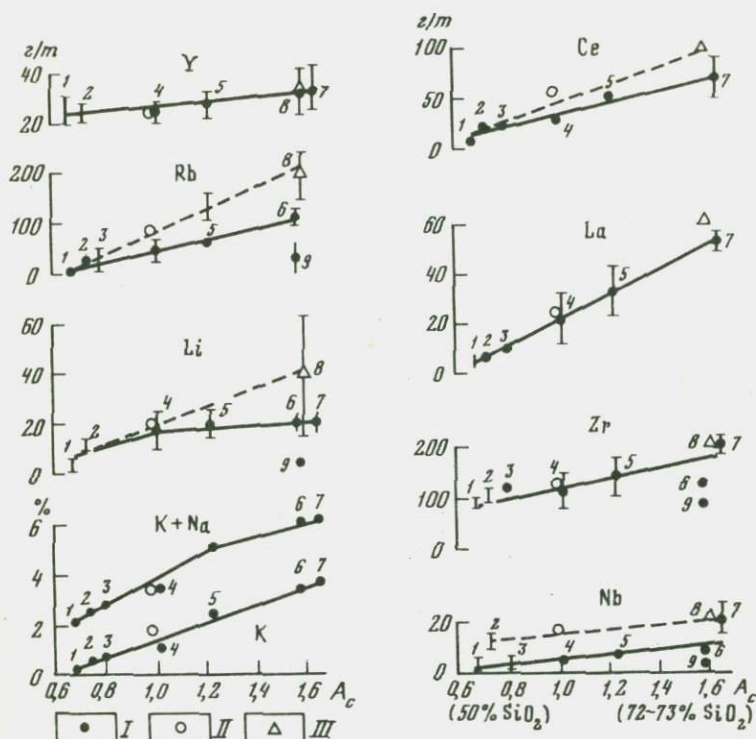
На примере группы типичных литофильных элементов (рис. 48), наблюдается закономерная, близкая к линейной зависимость величины кларков от кислотности пород при изменении величины A_c от 0,6–0,7 (базальты) до 1,6–1,7 (риолиты и граниты). Таким образом, закономерному эволюционному ряду средних составов пород соответствует столь же последовательная совокупность кларков редких элементов. В рамках этой последовательности кларк какого-либо редкого элемента выступает уже не как единичная величина, а как член общего ряда, характеризующегося единой тенденцией (трендом).

Фундаментальный характер рассматриваемой закономерности подчеркивается не только ее связью с полным рядом магматической эволюции (45–75% SiO_2) в пределах земной коры, но и широким диапазоном основности катионов редких элементов — от наиболее щелочных металлов (рубидий) до относительно слабых оснований (литий, лантан, церий, иттрий) и амфотерных элементов (ниобий, цирконий).

Указанный выше ряд магматической эволюции объединяет как типичные известково-щелочные базальтоидные, так и палингенные гранитоидные серии, поскольку те и другие характеризуются однотипными петрохимическими трендами: от высокотемпературных основных к низкотемпературным кремнекислым дифференциатам. В совокупности они представляют генеральный тренд эволюции верхней части литосферы — от древней андезито-базальтовой протокоры и "примитивной" базальтовой коры океанов к существенно гранитной континентальной коре фанерозоя.

Опираясь на выявленную закономерность, можно рассмотреть оценки глобальных кларков верхней части литосферы. При допуске для земной коры соотношении основных и кислых пород 2 : 1 ее средний состав близок к диоритам и андезитам ($A_c \approx 1$). Для некоторых из рассматриваемых элементов, например Zr, Li, Y, оценки кларков континентальной коры действительно близки к средним содержаниям в андезитах на вариационных графиках (см. рис. 48). Для других элементов (La, Rb) фигуративные точки кларков находятся на линии, соединяющей базальты и средний состав гранитов, по А.П. Виноградову, в соответствии с постулируемым соотношением этих пород 2 : 1 (пунктирные линии на графиках).

Как следует из графиков, редкометальный состав среднего гранита практически совпадает со средним для интервала содержаний редких элементов в формациях палингенных гранитов. Поскольку палингенные граниты в целом отличаются большим диапазоном и повышенным средним содержанием литофильных редких элементов по сравнению с гранитами габбро-гранитных формаций, то пунктирная линия "базальт — средний гранит"



Р и с. 48. Зависимость содержания редких элементов (г/т) и щелочных металлов (вес.%) от кислотности главных типов магматических пород

I — главные типы магматических пород: 1, 2 — толеиты: 1 — океанические, 2 — континентальные; 3 — высокоглиноземистые базальты и андезито-базальты; 4 — андезиты; 5 — дациты и гранодиориты; 6 — граниты габброидных формаций; 7 — риолиты; 8 — палингенные щелочноземельные граниты; 9 — плагииграниты; II — кларки континентальной литосферы по А.А. Беусу; III — кларки гранитов по А.П. Виноградову

на графиках соответствует верхнему уровню значений кларков. Однако и в этом случае завышение оценки кларков относительно средних содержаний в базальтоидных сериях в общем не превышает 10–20%, что объективно отражает существенный вклад палингенных гранитоидов в состав континентальной коры. Лишь для некоторых элементов (Ce, Nb) величины кларков несколько выше предполагаемого верхнего уровня.

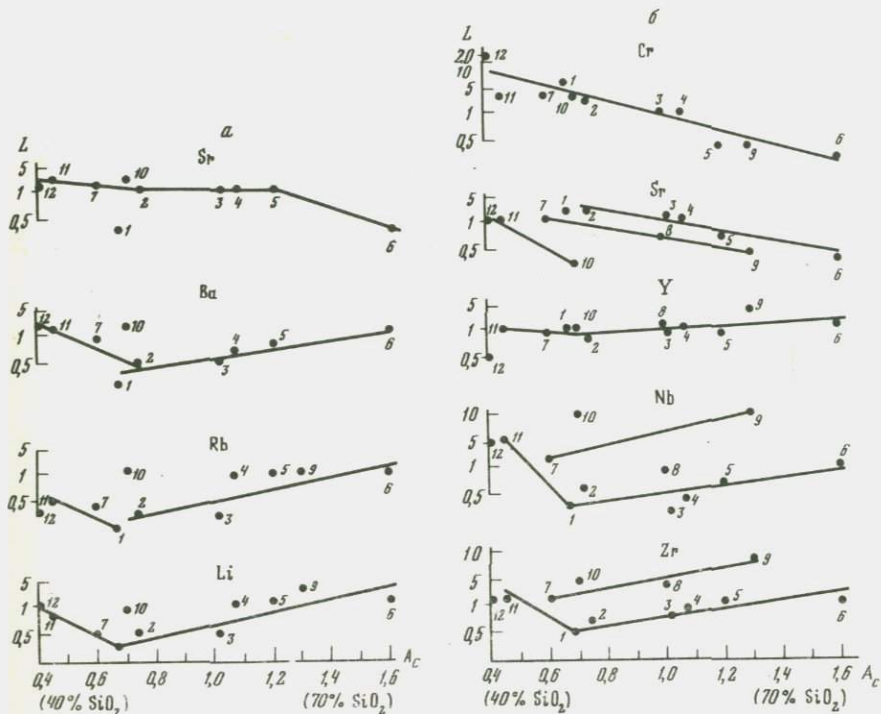
Предлагаемый метод объективной оценки кларков и возможности их проверки с учетом роли конкретных факторов для отдельных магматических систем являются принципиальной основой использования кларков как эталонных величин при решении различных вопросов прикладной геохимии: геохимической типизации магматических формаций, прогнозной оценки их рудоносности, общей оценки промышленных запасов дефицитных редких металлов в земной коре.

**ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ
И ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ РУДОНОСНОСТЬ ЮВЕНИЛЬНЫХ
И КОРОВЫХ МАГМ**

За основу оценки относительной концентрации было взято соотношение абсолютных содержаний редких элементов в магматических породах с их средним содержанием в изверженных породах верхней части континентальной литосферы – “коэффициенты литофильности” [16]. Эти коэффициенты (L) можно использовать при анализе общих закономерностей концентрации редких элементов в изверженных породах путем сравнения величин L для средних типов изверженных пород. При сопоставлении величин L для рядов пород, отвечающих общей последовательности формирования магматических серий, можно судить о трендах концентрации отдельных редких элементов, например, по графикам $L - A_c$ (рис. 49, табл. 38).

Как следует из графиков и таблицы значений L, особенности концентрации редких элементов в главных типах изверженных пород закономерно отражают величину общей щелочности и кислотности магматических серий. Максимальные концентрации литофильных редких элементов, превышающие в несколько раз среднее содержание в земной коре, характерны для наиболее щелочных разновидностей пород. При этом намечается два принципиально различных случая в зависимости от типа исходных магм. Для главного ряда дифференциатов из наиболее распространенных серий, представляющих относительно малоглубинные толеитовые и андезитово-базальтовые магмы и продукты их последующей внутрикоровой эволюции, типично постепенное повышение концентрации литофильных редких элементов по мере перехода от основных пород к средним и далее к наиболее кремнекислым (дациты—риолиты и гранитоиды). Аналогичным трендом, как было показано на примерах конкретных серий, характеризуется и накопление щелочных металлов (особенно калия), выделяющихся преимущественно на конечных этапах магматической кристаллизации (полевые шпаты, слюды). При этом градиент концентрации редких элементов в значительной степени предопределен соотношением объема последовательно отделяющихся на каждом этапе дифференциации остаточных фракций и отражает ведущую роль кристаллохимических факторов. Поэтому и относительная концентрация (L) “остаточных элементов” в процессе дифференциации увеличивается примерно лишь на порядок – от десятых долей до 1–2 (Nb, Zr, La, Y и др.).

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



Р и с. 49. Тренды относительной концентрации редких элементов; номера согласно табл. 38

а — щелочных и щелочноземельных элементов; б — литофильных и сидерофильных элементов

Иной тип концентрации редких элементов представлен в собственно щелочных породах. В отличие от главных магматических серий в рядах щелочных пород: от исходных базальтов или более основных базальтоидов (меланефелиниты и др.) до наиболее щелочных конечных дифференциатов (фонолиты, нефелиниты, карбонатиты и др.) при значительном повышении щелочности (K + Na) кремнекислотность и величина A_c существенно не увеличиваются.

По уровню концентрации Zr, Nb, Ba, La и других литофильных редких элементов щелочно-ультраосновные (меланефелинитовые и др.) и щелочно-базальтовые магмы уже на начальных стадиях дифференциации сопоставимы с конечными кремнекислыми магмами известково-щелочных серий. Параллельное возрастанию щелочности увеличение концентрации редких элементов при переходе от щелочных базальтов к меланефелинитам, альеитам, нефелинитам (см. рис. 48, 49) отражает не степень магматической дифференциации, а возрастающую степень селективности плавления мантийного субстрата и увеличение глубинности ювенильного магмообразования. Этот путь концентрации можно определить как ювенильный, или "мантийный", и противопоставить его предыдущему "коровому", т.е. тренду дифференциации главных базальтовых серий на уровне земной коры.

Таблица 38

Коэффициенты концентрации редких элементов в изверженных породах (г/т)

Породы	Ac	Li	Rb	Sr	Ba	La
Океанические толеиты	0,67	0,3	0,02	0,3	0,1	0,1
Континентальные толеиты	0,74	0,5	0,3	1,2	0,5	0,2
Андезиты	1,02	0,5	0,3	1	0,5	0,3
Тоналиты	1,07	1	1	1,2	0,7	0,9
Гранодиориты и дациты	1,2	1-1,5	1,6	1,2	0,8	1,2
Граниты (средние) и риолиты	1,6	1,8	2	0,3	1,6	1,7
Щелочные базальты	0,60	0,5	0,4	2,0	0,9	1-2
Трахиты	1,0					
Пантеллериты	1,3	2,8	2			
Фонолиты	0,7	0,8-1	1,3-1,5	2,8	2,2	2,9
Меланефелиниты	0,45	0,8	0,5	2,9	1,7	2,1
Кимберлиты	0,40	1	0,3	1,9	2,2	0,6
Агпайтовые нефелиновые сиениты	0,6	1-3	2-2,5	2-3,5	-	>10

Наглядным выражением геохимической специфики этих трендов является различие в характере щелочности остаточных магм: натровом ($Na > K$) — в продуктах дифференциации ювенильных щелочных магм и калиевом ($K \geq Na$) — в кремнекислых дифференциатах известково-щелочных серий. В этих сериях, как было показано на многих примерах, более активным щелочным ("избыточным") металлом является калий, не входящий в состав плагиоклазов и постепенно концентрирующийся наряду с другими остаточными элементами по мере магматической дифференциации. Этим объясняется известная геохимическая близость калия и многих редких литофильных элементов, особенно ярко проявляющаяся впоследствии — при эманационной дифференциации в гранитоидных интрузиях и сопряженных с ними процессах изменения вмещающих пород и формирования грейзеновых и других месторождений.

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

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

первичных щелочно-базальтовых магм. Изначально высокая концентрация Nb, Zr, PЗЭ и других литофильных элементов в первичных щелочных магмах еще более возрастает при последующем фракционировании нефелина, лейцита, оливина, пироксена, мелилита и отделении наиболее лейкократовых нефелинитовых, фонолитовых, а также карбонатитовых остаточных магм. Поэтому в щелочных породах редкие элементы могут выделяться не только в виде аксессуарных, но и главных породообразующих минералов (эвдиалит, лопарит, мурманит и др.). В агпайтовых магмах в соответствии с принципом полярности при отсутствии плагиоклаза практически вся масса калия расходуется на нейтрализацию наиболее сильных алюмосиликатных анионов в молекулах полевых шпатов, отчасти нефелина. Более слабые комплексные анионы цирконо- и титаносиликатов, а также титанатов и ниобатов нейтрализуются преимущественно Na. Именно избыточный Na в соотношении $Na + K/Al$ и определяет специфику минеральных парагенезисов типичных агпайтовых пород, а также и натриевый тип редкометалльных рудных минералов (лопарит, пироксид и др.).

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

ные щелочные серии, возможны гораздо более высокие содержания редких элементов. Эта возможность предопределена изначально повышенными содержаниями редких элементов в исходных магмах.

Конечно, противопоставляя щелочные и известково-щелочные, в том числе и гранитоидные магмы, по возможности появления максимальных концентраций отдельных редких элементов, мы исходим из наиболее общих геохимических тенденций, относящихся к средним составам пород и магм. Эти тенденции ("геохимическая специализация") реализуется лишь статистически, в первую очередь в эффузивных сериях, которые в наибольшей степени представляют процесс первичной магматической (фракционной) дифференциации. Геохимическая специфика и потенциальная рудоносность интрузивных серий, особенно таких пород, как граниты и нефелиновые сиениты, является отражением сложного сочетания конкретных и общих факторов (общая тектоническая обстановка, характер взаимодействия с вмещающими породами, условия магматической кристаллизации в интрузивных камерах и др.). Поэтому региональные интрузивные комплексы гранитоидов и других пород могут существенно различаться по уровню концентрации редких элементов.

Тем не менее, несмотря на отмеченные усложняющие факторы, именно статистический характер величины L и трендов концентрации редких элементов позволяет рассматривать их как основу при общей прогнозной оценке потенциальной редкометалльной рудоносности серий изверженных пород, объединяемых в определенные типы магматических формаций: 1) гранитовый (исходные базальтовые и палингенные щелочноземельные магмы) — Li, Rb, Cs, Ta ($L = 1,5-2,5$); 2) щелочно-гранитовый (исходные щелочно-базальтовые и пантеллеритовые магмы) — Nb, Li, Y, TR ($L = 4-15$); 3) агпайтовый нефелин-сиенитовый (исходные фонолитовые и нефелин-сиенитовые магмы) — Nb, Zr, TR ($L > 10$); 4) карбонатитовый (исходные щелочно-ультраосновные и силикатно-карбонатные магмы) — Nb, TR, Sr ($L > 2-10$).

В таких 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 $L > 2-3$ 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.

Рассмотренные выше закономерности существенно дополняют широко известную геохимическую концепцию А.Е. Ферсмана о редких литофильных элементах как типичных элементах "кислого поля" Периодической таблицы. Соответственно меняется и отношение к общей стратегии геолого-поисковых работ, длительное время нацеленных на выявление редкометалльных месторождений преимущественно в связи с гранитами и гранитными пегматитами. Однако из установленной закономерности последователь-

ного увеличения кларков и их объективной оценки для конечных магматических дифференциатов вытекает, что в наиболее распространенных типах гранитоидов возможен относительно невысокий уровень предельной концентрации большинства редких литофильных элементов. Их промышленные концентрации вероятны лишь в сравнительно небольших масштабах (пегматитовые жилы, метасоматические зоны, апикальные и приконтактовые участки интрузий).

Наиболее крупные месторождения, определяющие современную сырьевую базу редких металлов, принадлежат лишь к тем магматическим формациям, для которых величина L в конечных магмах была не менее чем в 10–15 раз выше кларковой (агпаитовые и щелочнокарбонатитовые формации). Таким образом, можно прийти к общему заключению о закономерной зависимости между начальным содержанием редких элементов в исходных магмах, их последующей концентрацией (величиной L) в процессе дифференциации и потенциальной рудоносностью магматических серий и формаций.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Итак, каков итог выполненных геохимических исследований; что нового получено в результате этой работы? Какова же модель (модели) развития магматических процессов в зонах метаморфизма в верхней мантии, выстраивающаяся на геохимической основе? На первом этапе исследований, затратив сравнительно небольшие усилия, мы не можем, конечно, предложить что-то законченное, охватывающее все стороны проблемы. Однако по поводу ряда дискуссионных и мало выясненных вопросов, затрагивающих коренные проблемы петрологии, мы все же попытались высказать достаточно аргументированные соображения.

Процессы магматизма генетически разнообразны, гетерогенны и могут возникать в результате весьма качественно и количественно различного взаимодействия вещества верхней мантии и коры. Рассмотрены геохимические закономерности пяти контрастных случаев такого взаимодействия: 1) латеральнозонального метаморфизма в результате только термального воздействия, 2) сочетания метасоматоза и корового магматизма при палингенезе, 3) гибридного известково-щелочного магматизма, 4) мантийного щелочно-базальтового магматизма и 5) глубинного ультраосновного щелочного магматизма.

1. Докембрийское гранитообразование в глубинных монофациальных метаморфических комплексах, а также докембрийский прогрессивный зональный метаморфизм метапелитов и metabазитов малоглубинных зон совершались в изохимических условиях, без привноса вещества. Необходимости привлечения подкоровых флюидов в качестве ведущего фактора формирования гранитных расплавов в глубинных зонах не существует. Изохимизм как в отношении главных породообразующих элементов, так и большинства элементов-примесей в равной степени относится как к стратозональным комплексам, образующимся при метаморфизме погружения в доскладчатый этап, так и к латеральнозональным, возникающим в связи с локальными тепловыми аномалиями в синскладчатый этап.

Зарождение гранитоидных расплавов (метаморфические и анатектиче-

кие гранитоиды) в глубинных монофациальных комплексах происходит при температуре выше 700°C , давлении 5–12 кбар, содержании воды около 2,0%, в кислом по составу субстрате. Обладая меньшей плотностью и большей пластичностью, эти расплавы выжимаются в зоны малых глубин, где при снижении давления степень плавления их возрастает (реоморфические гранитоиды) и, наконец, при давлении менее 5 кбар расплавление происходит полностью (интрузивно-магматические гранитоиды).

Подъем расплава из глубинных зон в малоглубинные сопровождается опережающим термальным фронтом, создающим благоприятные условия для формирования зонально-метаморфических комплексов, имеющих в центре высокотемпературные амфиболитовую и гранулитовую фации, в периферических частях — последовательное замещение низкотемпературных ассоциаций все более высокотемпературными на фоне постоянного давления.

Ультраметаморфизм в высокотемпературной зоне амфиболитовой и гранулитовой фаций сопровождается интенсивной дегидратацией (дегазацией вообще) с экстракцией и выносом синметаморфическим флюидом большой группы элементов-примесей. Таким образом, эпицентры латерально-зональных метаморфических комплексов можно рассматривать в качестве одного из реальных источников гидротермальных рудообразующих систем, в изученных регионах несущих в первую очередь такие компоненты, как литий, рубидий, олово, иттрий, фтор, молибден, вольфрам.

Рудное вещество (рассеянные металлы), экстрагированное синметаморфическим флюидом из высокотемпературных зон комплекса, при спаде температуры может накапливаться в более низкотемпературных зонах в пределах той же толщи с формированием эпигенетических гидротермальных месторождений различного состава (флюорит-полилитнионитовых метасоматических, кварц-щеелитовых жильных и скарновых и пр.).

2. Изучение вещества, строения, парагенезисов, закономерностей пространственного размещения, возраста, взаимоотношений с вмещающими породами продуктов корового гранитообразования на примере палеозойских палингенных автохтонных гранитоидов Западной Монголии дало возможность прийти к следующим выводам.

Исследованные гранитоиды принадлежат трем последовательным петролого-тектоническим формациям, включающим соответствующие минеральные фации: а) позднегеосинклинальная габбро-диорит-плагιοгранитная с фациями — амфиболовых габбро и диоритов, монцонитов, плагιοгранитов, гранодиоритов, гранитов, б) моногеосинклинальная (разломная) гранодиоритовая с фациями гранодиоритов, гранитов и в) орогенная гранитная — щелочно-гранитоидная, представленная нормальными, субщелочными, щелочными гранитами и плагiosoениитами.

В любой из перечисленных минеральных фаций гранитоиды образуются в результате палингенеза, протекающего в три стадии: а) домагматический метасоматоз матрицы, б) анатексис метасоматитов с образованием каши — смеси надэвтектических порфиробластов метасоматитов и эвтектического расплава (в итоге анатектических аплитов), в) гомогенизация каши, приводящая к появлению крупно- и равномернозернистых автохтонных нерасщепленных гранитоидов.

Палингенез определяется: а) температурой матрицы, более низкой

(прогрессивный тип) или более высокой (регрессивный тип) по сравнению с температурой эвтектики данной фации, б) составом матрицы, в) интервалами значений химических потенциалов K_2O и Na_2O в метасоматических и трансмагматических растворах. Разнообразные автохтонные гранитоиды возникли при полифациальном палингенезе в различных условиях кислотности—щелочности по нагретым в различной степени матрицам различного состава. Соответственно минеральные парагенезисы гранитоидов описываются пространственной пучковой диаграммой в координатах $\mu K_2O - \mu Na_2O - \Delta t$, сечение химических потенциалов которой представляет собой гранитоидный пучок Д.С. Коржинского, а значения Δt отражают степень перегретости матриц по отношению к температурам гранитоидных эвтектик.

Растворы, инициирующие палингенез, привносят гранитофильное вещество, мобилизованное реакциями гранулитизации и эклогитизации внутри гранулит-базитового слоя. Избыточное по отношению к гранитоидному составу мафическое вещество матриц концентрируется в тыловых зонах метасоматитов, захватывается затем палингенными расплавами и транспортируется ими на дно автохтонного магматического очага, наращивая сверху гранулит-базитовый слой.

На основе петрологической получена количественная геохимическая модель палингенеза. Каждая реальная минеральная формация и фация гранитоидов характеризуется конкретными рядами миграционной способности микроэлементов с отражением интенсивности домагматического редкометального метасоматоза, базификации, привноса, выноса, наследования и захвата металлов. Выделяются три геохимических типа распределения последних с максимумами содержаний соответственно в магматогенных фациях, метасоматитах или и в тех и в других. Принадлежность того или иного элемента к одному из типов определяется его источником, соотношением миграционной способности микроэлемента и дифференциальной подвижности порообразующего элемента, степенью нагрева матрицы по отношению к температуре гранитоидной эвтектики.

Геохимические типы распределения металлов представляют собой отражение механизма массообмена. В последовательных формациях гранитоидов закономерно усложняется набор аллохтонных элементов и увеличивается интенсивность их привноса, что свидетельствует о единстве источника этих элементов в трансмагматических растворах и является результатом эволюции массообмена между гнейсо-гранитным и гранулит-базитовыми слоями континентальной коры при возрастании степени ее зрелости.

Для каждого металла вскрывается сложная эволюция во времени в ходе палингенеза: вынос или маломощный привнос сменяется наиболее мощными базификацией и наследованием, а затем негативным захватом, после чего процесс в отношении данного металла становится стационарным. В полном объеме этот временной эволюционный ряд механизмов металлоносности реализуется лишь при достаточном количестве последовательных формаций гранитоидов, обеспечивая подъем, а затем спад рудогенерирующих возможностей палингенеза. Этот процесс достигает максимума раньше для менее подвижных и позже для более подвижных элементов. Соответст-

венно ранние геосинклинальные формации гранитоидов специализированы на малоподвижные элементы (медь, группа железа, свинец, цинк и др.), промежуточные орогенные — на более подвижные (ниобий, цирконий, редкие земли и др.), поздние формации этапов активизации — на максимально подвижные (тантал, олово, вольфрам, бериллий и др.).

3. Попытка раскрытия возможного механизма образования орогенных известково-щелочных серий на основе детального геохимико-генетического изучения *вкрапленников кайнозойских вулканитов* опирается на общеизвестное положение о том, что история формирования любой изверженной породы, начиная с момента зарождения расплава и кончая его затвердеванием, так или иначе запечатлена в составе кристаллических и стекловатых фаз, последовательности их образования и вполне доступна для реставрации.

Все *вкрапленники* и кристаллические включения, содержащиеся в природных известково-щелочных породах, представлены фазами, устойчивыми в условиях низкого и умеренного давления. Минералов высокого давления, соответствующих *эклогитовой фации*, в известково-щелочных породах не обнаружено. Нет в этих породах и продуктов преобразования высокobarических фаз. Таким образом, *кварц-эклогитовая модель* формирования известково-щелочных серий, имеющая хорошее экспериментальное и теоретическое обоснование, не находит подтверждения в природном материале.

Фазовый состав природных известково-щелочных пород не согласуется также с моделью, связывающей формирование всей серии — от базальта до риолита с дифференциацией какого-либо одного исходного расплава, например базальтового, или же с плавлением какого-либо одного твердого субстрата, например корового.

Состав и последовательность формирования *вкрапленников* и кристаллических включений приводят к выводу, что высокоглиноземистые базальты, входящие в состав известково-щелочных серий, представляют собой дифференциаты первичных оливиновых толеитов, образующихся за счет частичного плавления перидотитовой верхней мантии на глубинах 50—30 км. Самые оптимальные условия для превращения оливиновых толеитов в высокоглиноземистые базальты достигаются на глубине около 25 км (~7 кбар), т.е. на уровне нижней части континентальной коры.

Кремнекислые расплавы *риодацитового—риолитового* состава образуются в результате *анатектического* плавления *сиалического* корового материала на глубинах, не превышающих 25—30 км.

Состав *вкрапленников* и кристаллических включений, содержащихся в андезито-базальтах, андезитах и дацитах, показывает, что соответствующие расплавы возникают в результате смешения мантийных базитовых и коровых кремнекислых магм. В гибридных породах совместно встречаются *вкрапленники*, которые кристаллизовались из базальтового расплава (оливин, кальциевый клинопироксен, основной плагиоклаз) и *риодацитового—риолитового* компонента магматической смеси (корунд, кварц, кислый плагиоклаз, биотит и др.). В гибридных породах содержатся также реликты метаморфического субстрата, который подвергается *анатектическому* плавлению (гранат, кордиерит и др.). Модель смешения подтверждается петрографическими, геохимическими, физическими и геологическими критериями.

Процессы смешения магм наиболее полно проявляются в тектонических условиях подвижного пояса, что определяет широкое развитие в подвижных поясах непрерывных магматических последовательностей. В условиях кратона возникают контрастные магматические ассоциации, крайние члены которых связаны с мантийными и коровыми источниками. Смешение магм в условиях кратона проявлено слабо.

Гибридный характер андезитов, дацитов и их интрузивных аналогов отражается и в связанном с ними оруденении. Для постмагматических месторождений, обнаруживающих тесные пространственно-временные связи со средними по составу магматическими образованиями, характерно совмещение элементов, источником которых служат, с одной стороны, базиты (медь и другие халькофильные элементы), а с другой – кремнекислые расплавы (молибден, олово, вольфрам). История миграции и концентрации этих элементов, по-видимому, достаточно сложна; она начинается в процессе преобразования сиалического субстрата под воздействием глубинных базитовых масс и заканчивается отделением постмагматических флюидов от гибридных расплавов и мобилизацией рудного вещества при переработке метасоматитов в приповерхностной зоне.

4. Для раскрытия некоторых общих закономерностей щелочно-базальтового вулканизма было предпринято сравнительное петрохимическое исследование ассоциаций щелочных оливиновых базальтов континентов и океанических островов.

Щелочные оливиновые базальты, полевошпатовые и бесполевошпатовые щелочные базальтоиды образуют единый минерально-петрохимический ряд вулканических пород с постепенной эволюцией минерального и химического состава. Наблюдаются групповые и серийные признаки различия однотипных пород ассоциаций континентов и океанических островов: в серии щелочной оливиновый базальт – трахит континентов отмечаются повышенные содержания алюминия и калия, пониженные – титана, натрия. В щелочных базальтоидах континентов отмечаются те же повышенные содержания алюминия, калия, пониженные – закиси железа. Наряду с этим для континентальных лав свойственны более низкие значения отношений Na/K , $Ti/\Sigma Fe$ и более высокие Fe^{3+}/Fe^{2+} .

В ряду последовательно понижающейся кремнекислотности пород: щелочной оливиновый базальт – базанит – оливиновый нефелинит – происходит уменьшение числа окислов, содержание которых различно в континентальных и океанических лавах.

Несмотря на статистически выявленные отличия, в целом петрохимический облик вулканических пород щелочно-базальтового и щелочно-базальтоидного состава континентов и океанических островов достаточно сходен. Это дает основание допустить, что: а) генерация глубинных магматических расплавов под континентами и океанами протекала в близких физико-химических условиях, б) химический состав мантийного субстрата под континентами и океанами по крайней мере до глубины 80–100 км является достаточно однородным и степень его однородности повышается с глубиной, в) в процессе глубинной дифференциации оливин-базальтовых магм происходит значительное выравнивание химических составов расплавов по мере образования дифференциатов с пониженной кремнекислот-

ностью, г) образование щелочно-базальтовых и щелочно-базальтоидных магм и поступление их на поверхность протекает без заметного взаимодействия с материалом земной коры.

Главное принципиальное различие ассоциаций континентов и океанов — общая повышенная калиевоность континентальных вулканитов, выраженная наряду с химическим, также и в минеральном составе (отсутствие лейцитовых лав в океанических ассоциациях), не находит удовлетворительного объяснения на основании имеющихся петрографических и петрохимических данных, однако связь этого явления с глубинными магматическими процессами несомненна.

На основании геологических (тесная пространственно-временная связь) и минерально-петрохимических (развитие базальтов переходного типа) признаков в одних ассоциациях континентов и отсутствие этих признаков в других необходимо допустить гетерогенность щелочных оливин-базальтовых магм континентов, рассматривая их в первом случае как продукты глубинной дифференциации оливин-толеитовых магм, а во втором — как продукты прямого селективного плавления мантийного субстрата.

Установленное качественное постоянство вещественного состава ассоциаций щелочных оливиновых базальтов, приуроченность их к регионам с различным тектоническим строением, частая пространственная связь с комплексами ультраосновных и щелочных пород позволяют использовать ассоциации щелочных оливиновых базальтов для прогнозирования интрузивных комплексов, несущих апатитовое, титаномагнетитовое и редкометальное оруденение.

5. Генерация ультраосновных щелочных магм, отвечающих наиболее глубоким уровням мантийного магмообразования, осуществляется в условиях особого процесса геохимической дифференциации, отличного от механизма выплавления нормальных базальтовых магм. Важнейшей особенностью этого процесса является специфический флюидный режим магмообразования, определяемый участием глубинных флюидных потоков, основными компонентами которых являются щелочные металлы, углекислота, вода, пятиокись фосфора и редкие элементы.

Из этого положения вытекает более общее следствие, заключающееся в том, что тип, состав и геохимическая специализация выплавляемых магм зависят не только от состава и степени плавления мантийного вещества, но и от флюидного режима процесса магмообразования, т.е. от режима легкоподвижных компонентов. Последний в свою очередь, вероятно, определяется характером фазовых превращений, происходящих при конвективном перемещении или значительном подъеме больших масс мантийного вещества.

В связи с дискуссионностью важнейших вопросов петрологии и генезиса карбонатитов следует подчеркнуть, что проведенные исследования свидетельствуют в пользу магматической концепции образования карбонатитов, которая получила новые убедительные подтверждения в современных экспериментальных и геологических данных. Как следует из приведенных данных, карбонатитовые расплавы при несомненных отличиях от обычных силикатных магм, связанных с их относительно низкотемпературным характером, насыщенностью летучими компонентами, низкой вязкостью и высокой подвижностью, способностью к реакциям и возможностью пере-

хода в гидротермальные растворы, в то же время во многих отношениях аналогичны силикатным магмам, что выражается в принципиальном сходстве между теми и другими в проявлении процессов ликвации и кристаллизационной дифференциации, в поведении летучих компонентов, характере флюидно-магматических равновесий и взаимодействия с вмещающими породами.

В связи с дальнейшим обоснованием концепции магматического образования карбонатитов развиты принципиально новые представления о генезисе их апатит-магнетитового и редкометального оруденения. Показана ведущая роль процессов ликвации и кристаллизационной дифференциации в формировании апатит-магнетитового оруденения карбонатитов и в развитии рудоносной камафоритовой серии пород. В отличие от существующих представлений, связывающих редкометальное (Nb-Ta) оруденение с развитием метасоматической зональности карбонатитов, обоснована концепция о связи редкометального оруденения с флюидно-магматической эволюцией карбонатитов, и в частности с накоплением летучих компонентов, прежде всего фтора и серы, к концу процесса кристаллизации карбонатитов.

6. В сопряженных сериях магматических пород обычно прослеживается петрохимическое подобие, обусловленное близостью химического состава исходных базальтовых магм и однотипным характером их кристаллизационной дифференциации. Рост кремнекислотности и щелочности остаточных расплавов сопровождается обогащением их редкими литофильными элементами, однако при низких начальных содержаниях этих элементов процесс концентрации эффективно не проявляется. В таких сериях магматических пород обычно наблюдаются отчетливые линейные тренды увеличения концентраций редких элементов. Отступления от этой закономерности обусловлены особенностями процесса выплавления или близкповерхностной кристаллизации расплавов. В результате этого концентрация таких элементов, как цирконий, ниобий, барий, лантан и другие, в большинстве щелочно-ультраосновных и щелочно-базальтовых магм близка к концентрации в конечных дифференциатах — кремнекислых магмах. Соответствующие им образования представляют собой продукты принципиально различных путей концентрации редких элементов: мантийного и корового. Комплексы, в которых проявились в разной степени оба типа концентрации, относимые к гранитовому, щелочно-гранитовому, агпаитовому нефелин-сиенитовому и карбонатитовому формационным типам, характеризуются определенными наборами редких металлов. Мерой потенциальной рудоносности этих комплексов могут служить величины коэффициентов литофильности.

7. В предлагаемой работе сделана попытка с разных сторон на разной методологической основе геохимически осветить различные процессы магматизма. Одновременно было обращено внимание также и на возможную роль этих процессов в рудогенезе. Хотя в ряде случаев мы вынуждены были ограничиться только постановкой вопроса или показом различных методических подходов, все же надеемся, что результаты исследования вызовут интерес у специалистов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Апельцин Ф.Э., Фельдман Л.Г.* Колумбитоносные граниты. — В кн.: Геология месторождений редких элементов. М.: Госгеолтехиздат, вып. 2, 1958.
2. *Афанасьев Г.Д.* К проблеме гранита. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 1.
3. *Балашов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976.
4. *Белевцев Р.Я.* Проблемы метаморфической зональности докембрия. Киев: Наук. думка, 1975.
5. *Беус А.А., Северов Э.А., Ситнин А.А., Субботин К.Д.* Альбитизированные граниты (апограниты). М.: Изд-во АН СССР, 1962.
6. *Беус А.А., Беренгилова В.В., Грабовский Л.И.* и др. Геохимические поиски эндогенных месторождений редких элементов (на примере тантала). М.: Наука, 1968.
7. *Беус А.А., Григорян С.В.* Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. М.: Недра, 1975.
8. *Библин Ю.А.* Металлогенетические провинции и металлогенетические эпохи. М.: Госгеолтехиздат, 1955.
9. *Бородин Л.С.* О корреляционных связях редкоземельных элементов и некоторых особенностях разделения редких земель в процессах эндогенного минералообразования. — Геохимия, 1962, № 6.
10. *Бородин Л.С.* Редкие элементы в ультрабазитах из комплексных массивов ультраосновных щелочных пород. — В кн.: Проблемы геохимии. М.: Наука, 1965.
11. *Бородин Л.С.* Проблемы формаций щелочных пород. — В кн.: Проблемы магматических формаций. М.: Наука, 1974.
12. *Бородин Л.С.* О кислотности-основности магматических расплавов и изверженных пород. — ДАН СССР, 1978, т. 240, № 5.
13. *Бородин Л.С.* О трендах концентрации редких элементов в главных сериях изверженных пород. — ДАН СССР, 1978, т. 242, № 4.
14. *Бородин Л.С.* Геохимические предпосылки связи месторождений литофильных редких элементов с формациями щелочных пород и гранитоидов. — В кн.: Рудная геохимия и гелогия магматогенных месторождений. М.: Наука, 1980.
15. *Бородин Л.С., Гладких В.С.* К петрологии щелочных базальтов и щелочно-базальтоидных пород Кузнецкого Алатау. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 12.
16. *Бородин Л.С., Пятенко И.К.* Титан в главнейших формационных типах базальтов. — В кн.: Редкие элементы в формациях изверженных пород. М.: Недра, 1975.
17. *Бородин Л.С., Лапин А.В., Пятенко И.К.* Петрология и геохимия даек щелочно-ультраосновных пород и кимберлитов. М.: Наука, 1976.
18. Главнейшие провинции и формации щелочных пород/Под ред. Л.С. Бородина. М.: Наука, 1974.
19. *Бурмин Ю.А., Ермаков Ю.П., Тавельская М.Н.* Редкометалльные пегматиты в Европейской части СССР. — Разведка и охрана недр, 1974, № 9.
20. *Виноградов А.П.* Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7.
21. *Власов К.А.* Эманационный процесс и кристаллизационная дифференциация как ведущие факторы образования ряда месторождений редких элементов. — В кн.: Вопросы геохимии и минералогии. М.: Изд-во АН СССР, 1956.
22. *Волочкович К.Л., Алтухов Е.Н., Крайильников Б.Н., Смирнов А.Д.* Опыт типизации геоантиклиналей Урало-Монгольского складчатого пояса. — Геотектоника, 1972, № 3.
23. *Вольнец О.Н., Колосков А.В.* Плагиоклазы четвертичных эффузивов и малоглубинных интрузивов Камчатки

- (сравнительное описание, корреляционное значение, петрогенетическая информативность). Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1976.
24. *Волынец О.Н., Хренов А.П., Флеров Г.Б.* и др. О месте и времени кристаллизации вкрапленников плагиоклаза эффузивов по данным изучения продуктов современных извержений вулканов Курило-Камчатской зоны. — Вулканол. и сейсмол., 1979, № 4.
 25. *Галахов А.В.* Петрология Хибинского щелочного массива. М.: Наука, 1975.
 26. *Геншафт Ю.С., Грачев А.Ф.* О возможности образования базальтовой магмы при частичном плавлении лерцолитовой мантии. — Сов. геология, 1975, № 1.
 27. *Геншафт Ю.С.* Экспериментальные исследования в области глубинной минералогии и петрологии. М.: Наука, 1977.
 28. *Герасимовский В.И., Поляков А.И.* Геохимия вулканических пород рифтовых зон Восточной Африки. — В кн.: Восточно-Африканская рифтовая система. М.: Наука, 1974, т. 3.
 29. *Гинзбург А.И., Эпштейн Е.М.* Карбонатитовые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных месторождений. М.: Недра, 1968.
 30. *Гладких В.С., Пятенко И.К.* Толитовые и щелочные оливиновые базальты рифтовых зон континентов. — В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М.: Наука, 1974.
 31. *Гладких В.С., Пятенко И.К.* Геохимические особенности кайнозойской вулканической ассоциации Прибайкалья. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 3.
 32. *Гладких В.С., Коган Р.И.* О химическом составе основных членов формации щелочных оливиновых базальтов континентов и океанических островов. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1978, т. 53 (2).
 33. *Гладких В.С., Гусельников А.А.* Распределение редких и рудных элементов в шпинелевых лерцолитах и вопросы генезиса базальтовых магм Прибайкалья. — Сов. геология, 1979, № 7.
 34. *Грин Д.Х., Рингвуд А.Э.* Происхождение базальтовых магм. — В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968.
 35. *Джрзюнов А.Б., Лувсанданзан Б.* Основные черты строения и развития Монгольского Алтая. — Тр. Науч.-исслед. геологического института МНР. Улан-Батор, 1972.
 36. *Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С.* и др. Фации метаморфизма. М.: Недра, 1970.
 37. *Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Ушакова Е.Н.* Теоретические основы метаморфизма. Новосибирск: Изд-во Новосибир. гос. ун-та, 1974.
 38. *Дук Г.Г.* Структурно-метаморфическая эволюция пород печенгского комплекса. Л.: Наука, Ленингр. отд-ние, 1977.
 39. *Египко О.И.* Формационные и генетические типы докембрийских гранитоидов юго-восточной части Воронежской антеклизы. — В кн.: Тез. отчетной конференции. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1966.
 40. *Ермаков В.А., Фарберов А.И., Хотин М.Ю., Ванде-Кирков Ю.В.* Включения габброидов и амфиболитов в вулканических породах Камчатки. — В кн.: Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука, 1978.
 41. *Жариков В.А., Алексин Ю.В.* Экспериментальное и теоретическое исследование фильтрационного эффекта. — В кн.: Тез. докл. 1-го семинара по кинетике и динамике геохим. процессов. М.: Наука, 1971.
 42. *Злавадинов Л.Э.* Изучение строения земной коры по гравиметрическим данным. Алма-Ата: Наука, 1974.
 43. *Ивлиев А.И.* Соотношение стратиграфических и зональных структурно-метаморфических комплексов в протерозойских зонах активизации северо-западной части Балтийского щита. — В кн.: Проблемы метаморфизма докембрия. Изд. Геол. ин-та АН СССР. Апатиты, 1979.
 44. *Илуин И.П., Каминский Ф.В., Францесон Е.В.* Геохимия кимберлитов. М.: Недра, 1978.
 45. *Иодер Х.* Образование базальтовых магм. М.: Мир, 1979.
 46. *Канищев А.Д., Менакер Г.И.* Химическое строение земной коры Центрального и Восточного Забайкалья. — Геохимия, 1971, № 1.
 47. *Кебезинская К.Б.* Парагенетический анализ и петрохимия среднетемпературных метapelитов. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1977.
 48. *Кебезинская К.Б., Кременецкий А.А.* Микрокомпоненты в метapelитах зо-

- нального метаморфического комплекса Южно-Чуйского хребта. — Геохимия, 1980, № 1.
49. *Кислев А.И., Медведев М.Е., Головкин Г.А.* Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмаобразования. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1979.
 50. *Кицул В.И.* Минеральные фации докембрийских метаморфических пород Алданского щита. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. М.: Наука, 1971.
 51. *Кицул В.И., Шкодзинский В.С.* Инертность-подвижность компонентов в условиях метаморфизма и мигматитообразования гранулитовой фации и критерии ее расчленения (на примере Алданского щита). — В кн.: Обзорные карты и общие пробл. метаморфизма. Новосибирск: Изд-во Новосибир. ун-та, 1972, т. 2.
 52. *Когарко Л.Н., Рябчиков И.Д.* Летучие компоненты в магматических процессах. — Геохимия, 1978, № 9.
 53. *Колосков А.В., Хотин М.Ю.* Включения ультраосновного состава в лавах современных вулканов Камчатки. — В кн.: Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука, 1978.
 54. *Коржинский Д.С.* Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Изд-во АН СССР, 1957.
 55. *Коржинский Д.С.* Режим кислотности и щелочно-металлическости трансмагматических растворов. — В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. М.: Наука, 1967.
 56. *Коржинский Д.С.* Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1969.
 57. *Кориковский С.П.* Фации метаморфизма метапелитов. М.: Наука, 1979.
 58. *Короновский Н.В., Моляк В.Г.* Генезис минералов-вкрапленников в эффузивах Эльбруса. — ДАН СССР, 1978, т. 241, № 4.
 59. *Кременецкий А.А.* Метаморфизм основных пород докембрия и генезис амфиболитов. М.: Наука, 1979.
 60. *Кременецкий А.А., Самодурова Л.К.* Геохимия редких щелочных металлов в процессе регионального метаморфизма. — Геохимия, 1979, № 10.
 61. *Кривдик С.Г.* Роль CO_2 , CO , C , O_2 , H_2O , F_2 , Cl_2 , H_2 и C_nC_m в глубинном процессе карбонатитообразования. — В кн.: Тезисы докл. V симпозиума по геохимии магм. пород. М.: Изд. ГЕОХИ АН СССР, 1978.
 62. *Кузнецкий В.С.* О раслоении магмы при формировании жильных пород Бузанихинского массива гранитоидов на Алтае. — Вестн. АН КазССР, 1966, № 10.
 63. *Кузнецов В.А.* Генетические группы и формации эндогенных рудных месторождений и их значение для металлогенического анализа. — В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1966.
 64. *Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964.
 65. *Кузьменко М.В.* Геохимия тантала и генезис эндогенных танталовых месторождений. М.: Наука, 1978.
 66. *Кутюлин В.А.* Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1972.
 67. *Кухаренко А.А., Донцова Е.И.* К проблеме генезиса карбонатитов. — Геология руд. месторождений, 1962, № 2.
 68. *Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г.* и др. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М.: Недра, 1965.
 69. *Лападю-Арг П.* О существовании в природе химического привноса в некоторых сериях кристаллических сланцев. — В кн.: Проблемы образования гранитов. М.: Изд-во иностр. лит., 1950, т. 2.
 70. *Лапин А.В.* Редкие элементы в ультраосновных породах Кольского полуострова и Северной Карелии. — В кн.: Редкие элементы в формациях изверженных пород. М.: Недра, 1975.
 71. *Лапин А.В.* О геологических примерах проявления ограниченной смешимости в рудно-силикатно-карбонатных расплавах. — ДАН СССР, 1976, т. 231, № 3.
 72. *Лапин А.В.* К проблеме взаимоотношения карбонатитов, кимберлитовых пород и пикритовых порфиритов. — В кн.: Петрология и геохимия кимберлитовых расплавов на ранних этапах эволюции. Якутск: Кн. изд-во, 1977.
 73. *Лапин А.В.* Поведение фтора и серы в процессе эволюции карбонатитов. — Геохимия, 1979, № 8.
 74. *Лапин А.В.* О процессах дифференци-

- ции карбонатитов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 1.
75. *Лебедев И.П.* О региональном метаморфизме песчаниково-сланцевой толщи воронцовской серии в пределах юго-восточной части Воронежского кристаллического массива. "Геологический сборник". — Тр. Воронеж. ун-та, 1972, т. 86.
 76. *Леонова Л.Л.* Геохимия четвертичных и современных вулканических пород Курильских островов и Камчатки. — Геохимия, 1979, № 2.
 77. *Леонтьев Л.Н., Жук-Почекутов К.А., Гладких В.С.* К вопросу о так называемой щелочной-ультраосновной формации (на примере Маймеча-Котуйской провинции Сибирской платформы). — В кн.: Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. М.: Наука, 1965.
 78. *Луцц Б.Г.* Реакции формирования элгитов. — В кн.: Доклады сов. геол. на 23-й сесс. МГК. М.: Наука, 1971.
 79. *Луцц Б.Г., Гладких В.С., Пятенко И.К., Викторова М.Е.* Распределение ниобия и тантала в ультраосновных включениях из кимберлитов и базальтов. — Сов. геология, 1974, № 9.
 80. *Луцц Б.Г.* Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М.: Наука, 1975.
 81. *Макрыгина В.А.* Условия формирования пегматитовых поясов в протерозойских метаморфических комплексах. — В кн.: Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск: Наука, Сибр. отд-ние, 1977.
 82. *Маракушев А.А.* Проблема минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965.
 83. *Маракушев А.А., Мишкин А.М., Тарарин И.А.* Метаморфизм Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1971.
 84. *Маракушев А.А.* Петрология метаморфических горных пород. М.: Изд-во МГУ, 1973.
 85. *Маринов Н.А.* Закономерности размещения магматических месторождений полезных ископаемых на территории Монголии. — В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М.: Госгеолтехиздат, 1963.
 86. *Матросов П.С.* К тектонике Барун-Хурайской котловины. — В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1966.
 87. *Менакер Г.И.* Строение земной коры и закономерности пространственно-го размещения рудных месторождений в Центральном и Восточном Забайкалье. — Геология руд. месторождений, 1972, т. 14, № 6.
 88. *Милашев В.А.* Петрохимия кимберлитов Якутии и факторы их алмазности. — Тр. НИИГА, 1965, т. 139.
 89. *Нагайцев Ю.В.* Петрология метаморфических пород. Л.: Изд-во ЛГУ, 1974.
 90. *Нагайцев Ю.В., Доливо-Добровольский В.В.* Р-Т-диаграмма метапелитовых кварцсодержащих пород ладожского и беломорского комплексов. — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов горных пород. Л.: Наука, Ленингр. отд-ние, 1976.
 91. *Овчинников Л.Н., Бородин Л.С., Ляхович В.В.* Геохимия магматических пород. — Геохимия, 1970, № 4.
 92. *Овчинников Л.Н., Ганзев А.А., Челищев Н.Ф.* Распределение металлов в кислых эффузивах как один из критериев связи рудообразования с магматизмом. — В кн.: Магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1974.
 93. *Овчинников Л.Н.* Геохимические критерии связи процессов магматизма и рудообразования. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1977, № 4/5.
 94. *Овчинников Л.Н., Кременецкий А.А.* Пегматиты — завершающий этап гидротермального метасоматоза кальциево-магнезиальных пород. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1978.
 95. *Овчинников Л.Н., Кременецкий А.А.* Редкометалльное пегматитообразование в зонах регионального метаморфизма. — В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования (тезисы докладов). Киев: Наук. думка, 1979.
 96. *Орлова Г.П., Рябчиков И.Д.* Растворимость углекислоты в алюмосиликатных расплавах повышенной щелочности и вопросы происхождения карбонатитовых магм. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 12.
 97. *Осокин Е.Д.* О геохимической специализации формаций щелочных пород. — В кн.: 6-я научная конференция молодых сотрудников ИМГРЭ: Материалы. М.: изд. ИМГРЭ, 1970.
 98. *Павленко А.С., Лувсанданзан Б., Павленко В.С.* и др. Петролого-тектонические формации гранитоидов МНР в связи с проблемой металло-

- генического прогнозирования. — В кн.: 30 лет АН МНР. Улан-Батор, 1970.
99. *Павленко А.С., Филиппов Л.В.* Формации палингенных гранитоидов и факторы их рудоносности (на примере Центрально-Азиатского складчатого пояса). — В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск: Наука, Сиб. отд-ние, 1971, ч. 2.
 100. *Павленко В.С., Арсеньева А.Д., Капитонова Т.А., Попова В.А.* Петрология и геохимия щелочных метасоматических гранитов. М.: Недра, 1973.
 101. *Павленко А.С., Филиппов Л.В., Орлова Л.П.* Гранитоидные формации Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Наука, 1974.
 102. *Павленко В.С., Павленко А.С., Лувсанданзан Б.* Минералогия и петрохимия палингенного гранитообразования. — Геохимия, 1975, № 4.
 103. *Павленко В.С., Вороновский С.Н., Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б.* История развития гранитоидов Западной Монголии. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, т. 52, № 3.
 104. *Павленко В.С.* Петрохимия и петрология гранитоидного палингенеза. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1978, т. 53, № 1.
 105. Петрохимические исследования метаморфических комплексов. — В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии/Кеппежинскас К.Б., Василенко В.Г., Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1976.
 106. *Пожарицкая Л.Н., Самойлов В.С.* Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири. М.: Наука, 1972.
 107. *Пугин В.А., Хитаров Н.И.* Экспериментальная петрология глубинного магматизма. М.: Наука, 1978.
 108. *Пятенко И.К., Сапрыкина Л.Г.* О нахождении карбонатитовых лав и пирокластов в палеозойской осадочно-вулканической толще района Контозера на Кольском полуострове. — ДАН СССР, 1976, т. 229, № 4.
 109. *Радкевич Е.А.* Очерк металлогении Тихоокеанского рудного пояса. М.: Наука, 1976.
 110. *Романчев Б.П.* Условия формирования пород некоторых комплексов Восточной Африки по данным термометрии включений. — Геохимия, 1972, № 2.
 111. *Рябчиков И.Д.* Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975.
 112. *Самойлов В.С.* Карбонатиты. М.: Наука, 1977.
 113. *Самойлов В.С., Плюснин Г.С.* Изотопный состав стронция в карбонатитах СССР. — ДАН СССР, 1978, т. 238, № 6.
 114. *Сергеев А.С.* Редкие элементы в породах эндоконтактных ореолов ультраосновных—щелочных интрузий Карело-Кольского региона. — Минералогия и геохимия, 1964, № 1.
 115. *Смирнов В.И.* Проблемы эндогенной металлогении. М.: Наука, 1965.
 116. *Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1976.
 117. *Соболев С.Ф., Золотарев Б.П., Акимов А.П.* Распределение рудных и редких элементов в ксенолитах из кимберлитовых трубок. — Сов. геология, 1973, № 7.
 118. *Ставров О.Д.* Геохимия лития, рубидия и цезия в магматическом процессе. М.: Недра, 1978.
 119. *Таусон Л.В., Дубов Р.И., Козлов В.Д., Кузьмин М.И.* Геохимическое значение дисперсии концентраций редких элементов в гранитоидах. — В кн.: Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1965.
 120. *Таусон Л.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И.* и др. Геохимические особенности редкометалльных гранитоидов областей мезозойской активизации Восточной и Центральной Монголии. — В кн.: Магматизм, формация кристаллических пород и глубины Земли. М.: Наука, 1972, ч. 1.
 121. *Таусон Л.В.* Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977.
 122. *Тейлор С.* Геохимия андезитов. — В кн.: Распространенность элементов в земной коре. М.: Мир, 1972.
 123. *Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С.* Петрохимические критерии генетической связи габбро и ассоциированных с ними гранитоидов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 9.
 124. *Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С.* Петрология автолитов в гранитоид-

- дах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 2.
125. Фролов А.А. Структура и оруденение карбонатитовых массивов. М.: Наука, 1975.
 126. Харькив А.Д., Саврасов Д.И. Ксенолиты флогопитсодержащих пород в кимберлитах Якутии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 4.
 127. Шафеев А.А. Докембрий Юго-Западного Прибайкалья и Хамар-Дабана. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1970.
 128. Шейнман Ю.М. О тектонических условиях магмообразования. — В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
 129. Шейнман Ю.М. Очерки глубинной геологии. М.: Недра, 1968.
 130. Ширинян К.Г., Карапетян К.И. Петрогенезис новейших кварцсодержащих лав Армении. — Изв. АрмССР. Сер. геол. и геогр. наук, 1959, т. 12, № 1.
 131. Шкодзинский В.С. Генерация гранитных расплавов при метаморфизме. — В кн.: Структурная и метаморфическая петрология раннего докембрия Алданского щита. Якутск: Якутск. отд-ние, 1975.
 132. Шкодзинский В.С. К проблеме эволюции агрегатного состояния и генезиса базальтовых магм. — Вулканол. и сейсмол., 1980, № 2.
 133. Щека С.А., Куренцова Н.А., Вольнец О.Н. Гипербазитовый парагенезис вкрапленников базальто. — В кн.: Типоморфные особенности породообразующих минералов. Владивосток: Дальневост. кн. изд-во, 1978.
 134. Allen J.C., Boettcher A.L. Amphiboles in andesite and basalt. II. Stability as a function of P-T-H₂O-fO₂. — Amer. Miner., 1978, vol. 63, N 11/12.
 135. Biggar G.M., Wyllie P.J. Solid-liquid-vapour phase relationships at high pressures in parts of the system CaO-CaF₂-CO₂-H₂O-P₂O₅. — J. Geophys. Res., 1962, vol. 67, N 6.
 136. Bowman H.R., Asaro F., Perlman J. On the uniformity of composition in obsidians and evidence for magmatic mixing. — J. Geol., 1973, vol. 81, N 3.
 137. Brogger W. Die Eruptivgestein des Kristianiaage belts, I V, Das Forge biit in Telemark Norwegen. — Norske Vidensk. Selsk. sur I, Math. Naturv., 1921, RI., N 9.
 138. Brousse R. Recueil des analyses chimiques des roches volcaniques tertiaires et quaternaires de la France. — Bull. Serv. carte géol., 1961, vol. 58, N 263.
 139. Brown G.M., Holland J.G., Sigurdson H.A. et al. Geochemistry of the Lesser Antilles volcanic island arc. — Geochim. et cosmochim. acta, 1977, vol. 41, N 6.
 140. Bultitude R.J., Green D.H. Experimental study at high pressures on the origin of olivine nephelinite. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1968, vol. 3, N 5.
 141. Church S.F., Tilton G.R. Lead and stontium isotopic studies in the Cascade Mountains: bearing on andesite genesis. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, vol. 84, N 2.
 142. Clocchiatti R., Metrich N. Comparaison des inclusions vitreuses des cordierites des rhyodacites de Toscane (San Vincenzo) et celles des rhyodacites de la Tunisie septentrionale (Ain ed Deflaia). — C. r. Acad. sci., 1977, vol. D284, N 11.
 143. Dawson J.B. Basutoland kimberlites. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1962, vol. 73, N 5.
 144. Donaldson C. Refractory megacrysts and magnesium-rich melt inclusions within spinel in oceanic tholeites: indicators of magma mixing and parental magma composition. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1977, vol. 37, N 1.
 145. Drake M.J., Weill D.F. Partition of Sr, Ba, Ca, Eu²⁺, Eu³⁺ and other REE between plagioclase, feldspar and magmatic liquid: and experimental study. — Geochim. et cosmochim. acta, 1975, vol. 39, N 5.
 146. Drake M.J. Plagioclase — melt equilibria. — Geochim. et cosmochim. acta, 1976, vol. 40, N 4.
 147. Eichelberger J.C. Origin of andesite and dacite: evidence of mixing at Glass Mountain in California and at other Circum-Pacific volcanoes. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, vol. 86, N 10.
 148. Eichelberger J.C. Andesitic volcanism and crustal evolution. — Nature, 1978, vol. 275, N 5675.
 149. Eggler D.H. Composition of the partial melt of carbonated peridotite in the system CaO-MgO-SiO₂-CO₂. — In: Carnegie Institution of Washing-

- ton, Year book 1975–1976. Wash., 1976.
150. *Eggler D.H., Mysen B.O., Seitz M.G.* Solubility of CO₂ in silicate liquids and crystals. – In: Carnegie Institution of Washington, Year book 1973. Wash., 1974.
 151. *Engel E.J., Engel C.G., Hovens R.G.* Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1965, vol. 76, N 7.
 152. *Ewart A.* Mineralogy and chemistry of modern orogenic lavas – some statistics and implications. – Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, vol. 31, N 3.
 153. *Ewart A., Bryan W.B., Gill J.B.* Mineralogy and geochemistry of the younger volcanic islands of Tonga, S.W. Pacific. – J. Petrol., 1973, vol. 14, N 3.
 154. *Floor P.* Petrology of an aegirine-riebeckite gneiss-bearing part of the Hesperian massif. – Leidse geol. meded., 1966, bd. 36.
 155. *Garcia M.O., Jacobson S.S.* Crystal clots, amphibole fractionation and the evolution of calc-alkaline magmas. – Contribs Miner. and Petrol., 1979, vol. 69, N 4.
 156. *Green D.C.* Transitional basalts from the eastern Australian tertiary province. – Bull. vulcanol., 1969 (1970), vol. 33, N 3.
 157. *Green H.W.* CO₂-charged asthenosphere. – Nature, 1972, vol. 238, N 79.
 158. *Hamilton D.L., Freestone Jan C., Dawson Barry J., Donaldson Colin H.* Origin of carbonatites by liquid immiscibility. – Nature, 1979, vol. 279, N 5708.
 159. *Hawkins James W.* Petrology and possible tectonic significance of Late Cenozoic volcanic rocks, southern California and Baja California. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1970, vol. 81, N 11.
 160. *Jakobson S.P.* Chemistry and distribution pattern of recent basaltic rocks in Iceland. – Lithos, 1972, bd. 5, N 4.
 161. *Janse A.J.A.* Kimberlites and related rocks of the Nama Plateau, South-West Africa: Ph. D. thesis/Univ. of Leeds. Leeds, 1964.
 162. *Kushiro J., Kuno H.* Origin of primary basalt magmas and classification of basaltic rocks. – J. Petrol., 1963, vol. 4, N 2.
 163. *Kushiro J.* Pressure effect on the changes of the forsterite-enstatite liquids boundary with addition of other cations and the genesis of magmas. – In: Carnegie Institution of Washington, Year book 1973–1974, Wash., 1974.
 164. *Langmuir C.H., Vocke R.D., jun., Hanson G.N., Hart S.R.* A general mixing equation with applications to Icelandic basalts. – Earth and Planet. Sci. Lett., 1978, vol. 37, N 3.
 165. *Larsen J.G.* Transition from low potassium olivine tholeiites to alkali basalts on Ubekendt Ejland. – Medd. Grønland, 1977, bd. 200, N 1.
 166. *Le Bas M.J., Mills A.A., Rankin A.H.* Preliminary Evidence of the Nature and Composition of Carbonatite magma. – Nature, 1972, vol. 239, N 5369.
 167. *Lipman P.W.* Alkalic and tholeiitic basaltic volcanism related to the Rio Grande depression, southern Colorado and northern New Mexico. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, vol. 80, N 7.
 168. *Lipman P.W., Moench R.H.* Basalts of the Mount Taylor volcanic field, New Mexico. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, vol. 83, N 5.
 169. *Lloyd F.E., Bailey D.K.* Light element metasomatism of the continental mantle: the evidence and the consequences. – Phys. and chem. Earth, 1975, vol. 9.
 170. *Lofgren G.* An experimental study of plagioclase crystal morphology: isothermal crystallization. – Amer. J. Sci., 1974, vol. 274, N 3.
 171. *Lohmann L.* Ein Beitrag zur Petrographie Mellilith-führender Olivinnephelinite aus dem Gebiet Fritzlar-Naumburg (Nordhessen). – Beitr. Mineral. und Petrogr., 1964, Bd. 9, N 6.
 172. *Magaritz M., Whitford D.J., James D.E.* Oxygen isotopes and the origin of high ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr andesites. – Earth et Planet. Sci. Lett., 1978, vol. 40, N 2.
 173. *Martin R.F., Piwinski A.J.* Magmatism and tectonic settings. – J. Geophys. Res., 1972, vol. 77, N 26.
 174. *Myashiro A.* Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. – Amer. J. Sci., 1974, vol. 274, N 2.
 175. *Mohr P.A.* Ethiopian rift and plateaus: some volcanic petrochemical differences. – J. Geophys. Res., 1971, vol. 76, N 8.
 176. *Nesbit B.E., Kelly W.C.* Magmatic and Hydrothermal Inclusions in Carbonatite of the Magnet Cove Complex, Arkansas. – Contribs Miner. and Petrol., 1977, vol. 63, N 3.
 177. *O'Hara M.J.* The bearing of phase

- equilibria studies in synthetic and natural Systems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks. — *Earth Sci. Revs.*, 1968, bd. 4, N 2.
178. *Renault J.* Major-element variations in the Potrillo, Carrizozo and McCartys basalt fields, New Mexico. — "State Bur. Mines and Miner. Resour. New Mex. Institution Mining and Technol. Circ." 1970, N 113.
 179. *Roeder P.L.*, *Emslie R.F.* Olivine-liquid equilibrium. — *Contribs Miner. and Petrol.*, 1970, vol. 29, N 4.
 180. *Sakuyama M.* Evidence of magma mixing: petrological study of Schirouma-oiike calc-alkaline andesite volcano, Japan. — *J. Volcanol. and Geotherm. Res.*, 1979, vol. 5, N 1/2.
 181. *Schorer G.* Die Piroxene tertiarer Vulkanite des Vogelsberges. — *Chem. Erde*, 1970, Bd. 29, H. 2.
 182. *Shrbeny O.* Tertiary magmatic differentiation in the central part of the Ceske Stredohori Mountains. — *Čas. miner. a geol.*, 1969, sv. 14, N 3/4.
 183. *Sparks S.*, *Sigurdsson H.*, *Wilson L.* Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosive eruptions. — *Nature*, 1977, vol. 267, N 5609.
 184. *Stevens N.C.* Miocene lava flows and eruptive centres near Brisbane, Australia. — *Bull. vulcanol.*, 1970 (1971), vol. 34, N 2.
 185. *Sutherland F.L.* A review of the Tasmania. Cainozoic volcanic province. — *Geol. Soc. Austral. Spec. Publ.*, 1969, N 2.
 186. *Taylor S.R.*, *Kaye M.*, *White A.J.R.*, *Duncan A.R.* Genetic significance of Co, Cr, Ni, Sc and V content of andesites. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1969, vol. 33, N 2.
 187. *Turneaure F.S.* Metallogenetic provinces and epoch. — *Econ. Geol.*, 1955, Fiftieth Anniversary volume, Pt 1.
 188. *Whitford D.J.*, *Jezeck P.A.* Origin of Late-cenozoic lavas from the Banda arc, Indonesia: trace element and Sr isotope evidence. — *Contribs Miner. and Petrol.*, 1979, vol. 68, N 2.
 189. *Wyllie P.J.* et al. Granitic magmas: possible and impossible sources, water contents and crystallization sequences. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1976, vol. 13, N 8.
 190. *Wyllie P.J.*, *Huang W.L.* Carbonation and melting reaction in the system CaO—MgO—SiO₂—CO₂ at Mantle Pressures with geophysical and Petrological Applications. — *Contribs Miner. and Petrol.*, 1976, vol. 54.
 191. *Yoder H.S., jun.* Contemporaneous basaltic and rhyolitic magmas. — *Amer. Miner.*, 1973, vol. 58, N 3/4.
 192. *Zanettin B.*, *Gregnanin A.*, *Justin V.E.* et al. Petrochemistry of the volcanic series of the central eastern Ethiopian Plateau and relationships between tectonics and magmatology. — *Mem. Ist. geol. e miner. Univ. Padova*, 1974/1976, vol. 31.
 193. *Zeck H.R.* An erupted migmatite from Cerro del Hoyazo, SE Spain. — *Contribs Miner. and Petrol.*, 1970, vol. 26, N 3.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

Таблица I

1 — скелетный кристалл оливины в андезите, Казбек; поле зрения 1 x 1 мм; 2 — вкрапленник амфибола (темное), частично замещенный пироксеном; андезит, Казбек; поле зрения 2 x 2 мм; 3, 4 — вкрапленники плагиоклаза с обильными включениями стекла, закономерными распределениями по зонам роста; дацит, Эльбрус; поле зрения 3 x 3 мм; 5, 6 — футлярные кристаллы плагиоклаза в андезите; Закарпатье, карьер Каменница; поле зрения 1 x 1 мм

Таблица II

1 — вкрапленник плагиоклаза с более основной внешней каймой скелетного строения; андезито-дацит, Кельское нагорье, Кавказ; поле зрения 1 x 1 мм; 2 — вкрапленник плагиоклаза с сетчатой внешней каймой; дацит, Эльбрус; поле зрения 2 x 2 мм; 3, 4 — частично расплавленный гранодиорит из ксенолита в базитовой дайке; Бузанихинский мессив, Рудный Алтай; поле зрения 3 x 3 мм; 5 — плагиоклаз с сетчатой каймой в плавном гранодиорите; Рудный Алтай, поле зрения 1 x 1 мм; 6 — включения затвердевшего базитового расплава в плавном гранодиорите; Рудный Алтай; поле зрения 5 x 5 мм

Таблица III

1 — вкрапленник кварца с крупным включением стекла; риолит, Верхнегемское нагорье, Северный Кавказ, поле зрения 2 x 2 мм; 2, 3 — скелетные вкрапленники кварца в дайках адмелит-порфиров, Северное Прибалхашье; поле зрения 1 x 1 мм; 4 — выделения амфибола в бухтообразном заливе вкрапленника кварца; дайка гранодиорит-порфира, Колдарский массив, Северо-Восточное Прибалхашье; поле зрения 1 x 1 мм; 5 — идиоморфный вкрапленник (диакрист) кварца в гибридном андезито-даците, Кельское нагорье, Кавказ, поле зрения 2 x 2 мм; 6 — идиоморфный вкрапленник (диакрист) кварца с тонкой пироксеновой короной в базитовой дайке, Северное Прибалхашье; поле зрения 2 x 2 мм

Таблица IV

1 — вкрапленник (диакрист) кварца, окруженный пироксеновой короной; темные включения — риолитовое стекло; андезит, Верхнегемское нагорье, Северный Кавказ; поле зрения 2 x 2 мм; 2 — вкрапленник (диакрист) кварца с крупными включениями риолитового стекла и зерен биотита; дацит, Эльбрус; поле зрения 1,5 x 1,5 мм; 3 — вкрапленники кварца (более крупное зерно) и оливины в андезите, Казбек; поле зрения 2 x 2 мм; 4 — реликтовое зерно граната, окруженное сидлиманит-пироксен-плагиоклазовой короной, в андезито-даците; Кельское нагорье, Кавказ; поле зрения 2 x 2 мм; 5 — гетеротакситовый андезит, Казбек; поле зрения 3 x 3 мм; 6 — включения затвердевшего базитового расплава в адмелит-порфире; ядро сложной дайки, Аксорайский массив, Центральный Казахстан, натур. вел.

Таблица V

1 — контакт жилы кальцитового карбонатита с ийолитом; в карбонатите видны угловатые и линзовидные ксенолиты ийолита, обтекаемые полосчатостью карбонатита, Ковдор; 2 — блоки ийолитов (темное) в кальцитовом карбонатите; полосчатость карбонатитов обтекает блоки ийолитов, Ковдор

Таблица VI

1 — полосчатый кальцитовый карбонатит, Ковдор; 2 — ритмично-полосчатая камафорит-карбонатитовая порода, Ковдор

Таблица VII

1 — округлые включения фенита (темное) в мелкократовом кальцитовом карбонатите, Вуориярви; 2 — теневые структуры, образующиеся при растворении включений фенитов в карбонатите, Вуориярви

Таблица VIII

1 — зоны меланократовых карбонатитов, обогащенных биотитом и пироксеном в эндоконтактах жилы кальцитового карбонатита в ийолите, Вуориярви; 2 — жила кальцитового карбонатита в оливине (серое); видны отслоенные линзовидные включения оливинита в карбонатите, Ковдор; натур. вел.; 3 — метасоматические оторочки слюдитов (темное) в контактах жил кальцитового карбонатита в ийолите, Вуориярви

¹Табл. I-VIII см. между стр. 192-193.

ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ

А	— полиморфные модификации Al_2SiO_5	<i>Пир</i>	— пироп
<i>Аб</i>	— альбит	<i>Пл</i>	— плагиоклаз
<i>Адз</i>	— андезин	<i>Пл₃₀*</i>	— КПШ — овоиды плагиоклаза № 30 с калишлатовой каймой
<i>Акт</i>	— актинолит	<i>Пр</i>	— пренит
<i>щАф</i>	— щелочной амфибол	<i>Пум</i>	— пумпеллиит
<i>Альм</i>	— альмандин	<i>Пф</i>	— пирофиллит
<i>Анд</i>	— андалузит	<i>Пш</i>	— полевоы шпат
<i>Андр</i>	— андрадит	<i>ПЭ</i>	— петрогенные элементы
<i>Ант</i>	— анортит	<i>РО</i>	— роговая обманка
<i>Би</i>	— биотит	<i>Риб</i>	— рибекит
<i>Гас</i>	— гастингсит	<i>Рс</i>	— расплав
<i>Гип</i>	— гиперстен	<i>Сил</i>	— силлиманит
<i>Гр</i>	— гранат	<i>Снес</i>	— спессартин
<i>Грос</i>	— гроссуляр	<i>Спф</i>	— сапфирин
<i>Ди</i>	— диопсид	<i>Ср</i>	— серицит
<i>Жед</i>	— жедрит	<i>Ст</i>	— ставролит
<i>Ка</i>	— кальцит	<i>Стп</i>	— стильпномелан
<i>Кв</i>	— кварц	<i>Сф</i>	— сфен
<i>Кд</i>	— кордиерит	<i>Фиб</i>	— фибролит
<i>Ки</i>	— кианит	<i>Ф</i>	— флюидная фаза
<i>Ко</i>	— коэсит	<i>Фо</i>	— форстерит
<i>КПи</i>	— клинопироксен	<i>Хл</i>	— хлорит
<i>КПШ</i>	— калиевый полевоы шпат	<i>Хлд</i>	— хлоритоид
<i>Кум</i>	— куммингтонит	<i>Эп</i>	— эпидот
<i>Мкр</i>	— микроклин	<i>Эг</i>	— эгирин
<i>Мт</i>	— магнетит	<i>Э</i>	— минералы Гранита в эвтектических соотношениях
<i>Му</i>	— мусковит	<i>Ор</i>	— ортоклаз
<i>МЭ</i>	— микроэлементы	<i>Опи</i>	— ортопироксен
<i>Ол</i>	— оливин		
<i>Олг</i>	— олигоклаз		
<i>Пи</i>	— пироксен		

*Цифры при индексе плагиоклаза означают содержание анортитового компонента, буквенные обозначения указывают его минеральный состав; цифры при индексах остальных минералов — железистость.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие (Л.Н. Овчинников, Л.С. Бородин)	3
<i>Глава I</i>	
Геохимия прогрессивного регионального метаморфизма и связанного с ним гранитообразования (А.А. Кременецкий, Н.К. Дмитренко)	7
Методы исследования	7
Типы метаморфических комплексов и ультраметаморфогенных гранитоидов	10
Геохимический режим прогрессивного метаморфизма и гранитообразования	24
Петролого-геохимическая модель формирования зонального метаморфизма и гранитообразования в докембрии	44
Заключение	48
<i>Глава II</i>	
Петрология, геохимия, металлоносность палингенеза складчатых областей (В.С. Павленко)	48
Гранитоидные формации Западной Монголии	50
Петрография гранитоидов Западной Монголии	54
Петрология гранитоидного палингенеза	60
Геохимия гранитоидного палингенеза	73
Металлоносность корового палингенеза	86
Выводы	90
<i>Глава III</i>	
Петролого-геохимическая модель формирования орогенных известково-щелочных серий (В.С. Попов)	93
Генетическая систематика вкрапленников и кристаллических включений	94
Условия зарождения и кристаллизации известково-щелочных магм	113
Заключение	122
<i>Глава IV</i>	
Особенности химического состава и некоторые вопросы генезиса ассоциаций щелочных оливиновых базальтов континентов и океанических островов (В.С. Гладких)	124
Петрохимия вулканических пород ассоциаций	132
Особенности петрографического и петрохимического состава ассоциаций	135
Некоторые вопросы генезиса вулканических пород ассоциаций	147
Заключение	156
<i>Глава V</i>	
Петролого-геохимическое обоснование модели генерации и эволюции платформенных щелочно-ультраосновных магм (А.В. Лапин)	158
Условия зарождения первичных щелочно-ультраосновных и карбонатитовых расплавов	159
Главнейшие геологические факторы формирования карбонатитов	164
Геохимические особенности карбонатитовых комплексов и кимберлитов как индикатор условий генераций исходных расплавов	173
Заключение	183
<i>Глава VI</i>	
Закономерности концентрации редких элементов в главных магматических сериях (Л.С. Бородин)	190
Магматическая дифференциация и химический состав изверженных пород	190
Тренды концентрации и кларки редких элементов в главных магматических сериях	200
Геохимическая специализация и потенциальная рудоносность ювенильных и коровых магм	202
Заключение. (Л.Н. Овчинников)	207
Литература	214
Объяснения к таблицам	222
Принятые сокращения	223

3 р. 10 к.

3941

