

Ю.А.БАЛАШОВ

ИЗОТОПНО- ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ МАНТИИ И КОРЫ ЗЕМЛИ

•Наука•



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ЛЕНИНА ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ
И АНАЛИТИЧЕСКОЙ ХИМИИ им. В.И. ВЕРНАДСКОГО

Ю.А.БАЛАШОВ

ИЗОТОПНО-
ГЕОХИМИЧЕСКАЯ
ЭВОЛЮЦИЯ
МАНТИИ И КОРЫ
ЗЕМЛИ

Ответственный редактор
доктор хим. наук Ю.А. ЩУКОЛЮКОВ



МОСКВА
"НАУКА"
1985



4536

Балашов Ю.А. **Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли. М.: Наука, 1985.**

В книге впервые подробно рассматривается неоднородность состава литосферной части верхней мантии, астеносферы и подстилающих ее слоев, а также земной коры на базе изотопных, геохимических и геофизических данных; дается новая оценка распространенности редкоземельных элементов, тория, урана, калия, рубидия, стронция и других элементов и их баланса в системе мантия—кора; обосновывается различие состава Земли и хондритов. Рассмотрены также происхождение важнейших типов магматических пород, время и условия становления их мантийных и коровых источников, эволюция мантийного и корового магматизма.

Ил. 90. Табл. 23. Библиогр. 398 назв.

Рецензенты:

доктор геол.-минерал. наук *В.И. Виноградов*

доктор геол.-минерал. наук *В.А. Гриненко*

ВВЕДЕНИЕ

Изотопно-геохимический подход к проблеме эволюции коры и мантии Земли подразумевает выявление изменений вещественного состава, перераспределения элементов и изотопов в пределах обих оболочек и между ними.

Изотопно-геохимическая методология имеет известные преимущества по сравнению с иными аспектами изучения развития земных оболочек. Комплекс изотопных данных позволяет охарактеризовать природу источника или процесса образования пород, минералов и определить время событий. Вместе с геохимической информацией о распределении элементов совокупность изотопных генетических и геохронологических сведений представляет достаточно надежную базу для расшифровки сущности и последовательности процессов становления и развития коры и мантии Земли.

Эволюция мантии и коры взаимосвязана. Вполне очевидно, что геолого-тектонические, петрологические и геохимические особенности развития коры прежде всего определяются процессами, протекающими в мантии, приводящими к дифференциации и частичному удалению ее вещества, расходуемого на формирование коры в течение геологического времени.

Подобные соображения казались достаточными при построении эволюционных моделей земных оболочек в 50—60-е и частично в 70-е годы. Процессам дифференциации вещества в мантии не придавалось серьезного значения. Считалось, что в мантии преобладают конвективный перенос и перемешивание, а в ходе геолого-тектонических циклов при выносе вещества в кору мантийными магмами адекватно описываются режим и темпы формирования коры и перераспределения вещества внутри мантии [2, 70, и др.].

Уже в середине 60-х годов была получена принципиально новая геохимическая и изотопная информация, позволившая приступить к обсуждению процессов, протекающих в мантии. Ф. Фрей и Л. Хэскин при исследовании редкоземельных элементов (РЗЭ) в толеитах срединных океанических хребтов впервые установили резкий дефицит легких лантаноидов в составе РЗЭ, что свидетельствовало о существовании мантийных очагов, обедненных некогерентными элементами, и прямо указывало на дифференциацию вещества верхней мантии [212]. Одновременно П. Гаст с сотрудниками обнаружили резкие различия в изотопных отношениях свинца и стронция для базальтов оке-

анических островов и предположили существование изотопной неоднородности верхней мантии [188]. Последовавшее за этим интенсивное изучение геохимических и изотопных характеристик магматических пород мантийного генезиса подтвердило реальность изотопной и геохимической неоднородности верхней мантии.

Контрастность в соотношениях изотопов стронция, неодима и свинца толеитов и щелочных базальтов, формирующихся на разных глубинах в мантии, позволила говорить о длительном существовании по крайней мере двух разных мантийных резервуаров, что в свою очередь дало толчок к появлению многочисленных моделей двухстадийного развития мантии. В этих моделях обсуждалась возможность оценить время дифференциации вещества мантии [9, 210, 233 и др.], связать этот процесс с тектоникой плит и конвективным перемешиванием вещества мантии [58, 379, 375 и др.]; проводились расчеты среднего возраста мантии и коры [234 и др.] и объема мантии, подвергнутой фракционированию при формировании коры [233, 298, 299, 379 и др.]. Объективно изотопные модели представляли собой первую попытку увязать новую генетическую информацию о строении верхней мантии с гипотезой о мощных горизонтальных движениях в коре. Изотопные модели сыграли важную роль в пропаганде идеи о решающем значении в становлении коры процессов дифференциации вещества мантии и показали возможность качественного учета этого процесса по изотопным характеристикам мантийных магм. Однако в этих моделях сохранилась схематичность, свойственная более ранним их предшественникам, которая выразилась в условности рассмотрения дифференциации мантии; отсутствовала более или менее определенная оценка времени подобного события или событий; открытым оставался вопрос о количестве этапов фракционирования вещества мантии; не было установлено какой-либо связи предполагаемых мантийных процессов с известными геолого-тектоническими эпохами формирования коры.

Между тем уже к середине 60-х годов был накоплен значительный фактический материал по геохронологии докембрия континентов, полученный преимущественно уран-торий-свинцовым, рубидий-стронциевым и калий-аргоновым изотопными методами по минералам. Впоследствии еще более обширные геохронологические данные были опубликованы для пород мантийного и корового генезиса материковых и океанических областей на основе рубидий-стронциевого, самарий-неодимового методов и для цирконов из пород различного генезиса с использованием уран-торий-свинцового метода (цирконометрии).

Сравнительный анализ геохронологических данных, выполненный А.И. Тугариновым и Г.В. Войткевичем [79] и другими исследователями, показал вполне определенную синхронность в глобальном масштабе крупнейших геологических эпох магматизма, метаморфизма и тектонической активности различных континентов. Наметилось два крупных рубежа в геологической истории Земли 2600 ± 100 и 1900 ± 100 млн. лет назад, которые имели "наибольшее значение для кардинального качественного и количественного изменения земного магматизма" [79].

Логично было бы связать эти рубежи с процессами дифференциации в мантии. Это было сделано, но значительно позже, в конце 70—начале 80-х годов, когда было обнаружено, что некоторые типы мантийных магм характеризуются довольно узким и устойчивым диапазоном вариаций величин начальных отношений изотопов стронция и неодима (I^{Sr} и I^{Nd}). В ряде работ было показано [4, 84, 235], что линии роста величин I^{Sr} и I^{Nd} океанических толеитов и офиолитов, экстраполируемые в область пересечения их с линиями развития среднемантийных величин отношений изотопов стронция и неодима (линий I_{UR} и I_{CHUR} по [164, 165]), соответствуют интервалу 2,0—1,8 млрд. лет назад, который, по-видимому, указывает на период дифференциации в мантии с образованием зон, явившихся позже источниками для формирования океанических толеитовых магм. Подобный возраст фракционирования вещества верхней мантии был получен и при использовании величин I^{Sr} натриевых щелочных магм [4 и др.]. По мнению К. Белла с сотрудниками [113], время образования мантийных источников для карбонатитов и сиенитов соответствует примерно 2,8 млрд. лет назад. Это близко к архейскому максимуму магматической активности, выделенному по совокупности геохронологических данных [79]. Следует подчеркнуть, что в пределах полуторамиллиардного архейского этапа жизни Земли отмечены и другие возрастные рубежи дифференциации верхней мантии. Так, например, формирование зон мантийных источников базальт-андезит-дацит-риолитовых ассоциаций, развитых в современных островных дугах и фанерозойских и докембрийских геосинклиналях и зеленокаменных поясах, оценивается возрастом $3,8 \pm 0,1$ млрд. лет назад [7,4]. С. Якобсен и Г. Вассербург [232] предполагают вероятным образование геохимической неоднородности в верхней мантии даже еще раньше — около 4,2 млрд. лет назад. Таким образом, намечилось несколько этапов фракционирования вещества верхней мантии; настало время разобраться, какие из них реальные, а какие ложные, кажущиеся.

Одной из главных задач настоящей работы является обоснование этапов дифференциации мантии. Важнейшее значение для решения этой проблемы имеет анализ и обобщение изотопных и геохимических данных по перидотитам — породам, представляющим вещество верхней мантии. Петрохимическая и геохимическая информация по этим породам достаточно обширна; изотопные характеристики изучены крайне неравномерно, недостаточно; сведения по геохронологии отрывочны. Ощущается определенная необходимость в более углубленном и целенаправленном исследовании геохимии изотопов в перидотитах. Это, по-видимому, дело ближайшего будущего.

В настоящее время основным источником данных о процессах, протекающих в мантии, является изучение геохимических и изотопных особенностей мантийного магматизма. Возрастные и генетические изотопные характеристики пород, сформированных в ходе мантийного магматизма из разных зон мантии, как указывалось выше, могут отражать ступени ее эволюции.

Мантийный магматизм является также важнейшим связующим зве-

ном в системе мантия—кора, несущим информацию не только о строении, химическом и изотопном составе верхней мантии, но и одновременно о характере вещества, в разное время поступавшего в кору, расходуемого мантией на ее рост и развитие.

Типы мантийных магм, продуцируемых в те или иные геолого-тектонические эпохи, а также в промежутки времени между ними, не остаются постоянными. В этой связи разница в величинах начальных отношений изотопов стронция, неодима и в изотопных соотношениях других элементов мантийных магм приобретает индикаторное значение, объективно отражая (через специфику мантийных магм и их источников) роль геохронологических рубежей в эволюции состава коры и одновременно указывая на их положение в структуре развития мантии. Вместе с тем при вовлечении продуктов мантийного магматизма в процессы метаморфизма и гранитообразования вновь образованные породы наследуют изотопные характеристики мантийных предшественников. Это дает дополнительную информацию для изучения стадийности развития коры, открывает пути для установления степени взаимосвязи мантийных и коровых процессов в геологическом времени.

Определение природы мантийных магм и зон мантийных очагов, разграничение и корреляция мантийной и коровой магматической продукции в разные геолого-тектонические эпохи в конечном счете и являются теми слагаемыми, на основе которых осуществлена расшифровка процессов дифференциации вещества мантии и коры в данной работе.

Мерой времени геологических событий является геохронологическая шкала. Наиболее спорной до сих пор может считаться геохронология докембрия. Опубликованы десятки схем геохронологии докембрия. Как отмечал М.А. Семихатов [68], многообразие шкал отражает противоречивость принципов, положенных в их основу, и неопределенность оценок относительной роли историко-геологических рубежей. На наш взгляд, общим недостатком предложенных геохронологических схем является преимущественная или исключительная ориентация на процессы, протекающие в коре.

Ведущая роль дифференциации мантии и мантийного магматизма в становлении и развитии коры заставляет взглянуть с иных позиций на принципы построения геохронологической шкалы. Использование индикаторных возможностей величин начальных отношений изотопов стронция и неодима и изотопных отношений других элементов для оценки генезиса пород совместно с данными о районе и времени их образования вводит единый и притом объективный принцип для сопоставления мантийного и корового магматизма, общий для докембрия и фанерозоя. Это позволяет не только строго фиксировать геохронологические рубежи, но и выявлять черты сходства и различия между двумя крупными подразделениями геологической истории Земли, а также внутри них. Указанная методология использована в настоящей работе при выявлении периодически повторяющихся событий и черт необратимой эволюции мантии и коры.

Работа выполнена в Лаборатории геохимии изотопов ГЕОХИ им. Вернадского АН СССР. Отдельные главы книги обсуждались сов-

местно с С.Ф. Карпенко, А.А. Мигдисовым, Н.М. Суцевской, Ю.Д. Пушкаревым и А.Я. Шараськиным, которым автор приносит глубокую благодарность.

Автор благодарен Е.Ю. Балашовой за помощь при оформлении работы и подготовке ее к печати.

Список литературы дан с сокращениями, главным образом за счет публикаций 50—60-х годов, достаточно подробно отраженных в работе [80]. Приведены также сводные работы по Канадскому, Украинскому и Балтийскому щитам [347, 82, 77 и др.], геологии Африки [114], геохимии РЗЭ [11] и др., обобщающие опубликованную литературу по соответствующим разделам.

ГЛАВА I

ИСХОДНОЕ ВЕЩЕСТВО ЗЕМЛИ И ЕЕ МАНТИИ

Эволюция мантии и коры Земли тесно связана с проблемой происхождения и состава планеты. Представления о формировании Земли базируются на сопоставлении вещества планеты с метеоритами и гипотезах ее аккреции. Вместе с тем необходимо учитывать особенности внутреннего строения Земли, а также химический состав коры и верхней мантии, в какой-то степени доступный непосредственному изучению.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ

Земля и соседние планеты земной группы расслоены на оболочки. Их вещество в основном распределено между ядром и мантией. Масса ядра Меркурия составляет ~60—70%, Венеры и Земли ~30—32%, Марса ~10%. Границы и объемы оболочек Земли установлены более точно по изменениям скоростей сейсмических волн (табл. 1). Ядро Земли состоит из внутренней твердой и внешней расплавленной зон. В пределах мантии выделяется три главные части: верхняя мантия, переходный слой и нижняя мантия. Внутри нижней мантии на границе с ядром по геофизическим данным фиксируется слой мощностью около 150 км, которому в некоторых работах [2, 48 и др.] отводится важная роль при расшифровке процессов, протекающих в мантии и ядре. Граница между верхней мантией и переходным слоем проходит на глубине около 400 км, между корой и верхней мантией — по разделу Мохоровичича. Внутри верхней мантии почти повсеместно отмечается существование слоя пониженных скоростей (астеносферы [31]).

Таблица 1. Размеры и масса внутренних оболочек Земли [60, 62]

Оболочка	Глубина до границ, км	Относительный объем	Масса, 10^{24} г
Кора	0—М*	0,008	28
Верхняя мантия	М—400	0,16	616
Переходный слой	400—1000	0,22	1000
Нижняя мантия	1000—2900	0,44	2450
Ядро	2900—6371	0,162	1890

* М — граница Мохоровичича (располагается под континентами на глубинах 30—50 км, под океанами — на глубинах 10—12 км).

Кроме этих границ, в пределах разных частей мантии выделено еще несколько сейсмических разделов, которые связываются либо с фазовыми переходами, либо с химическими превращениями. При интерпретации некоторых из них не исключается локальная неоднородность мантии. Земная кора занимает подчиненное положение по объему (0,8 отн. %) и массе (0,4 отн. %) в составе Земли.

СРЕДНИЙ СОСТАВ ЗЕМЛИ

Общие представления о составе Земли и ее оболочек основаны на сопоставлении с метеоритами. Сначала обращалось внимание прежде всего на наиболее распространенные типы метеоритов — хондриты и железные метеориты. В 50—60-е годы считалось, что Земля сформировалась из хондритового материала. После получения доказательств первичности конденсации железных метеоритов [20] более определенно стали говорить об образовании ядра земных планет за счет этих метеоритов, а мантию при этом отождествляли с силикатной составляющей хондритов. Однако хондриты значительно различаются между собой по химическому и минеральному составу, изотопным характеристикам, что находит отражение в сложности их классификации (табл. 2). Это затрудняло более строгую оценку состава мантии. При дальнейшем изучении хондритов были получены данные о том, что группа углистых хондритов 1-го типа (C1) наиболее близка по содержанию большинства элементов к составу фотосферы Солнца [265]. Таким образом, хондриты C1 можно в определенной степени сопоставлять с составом первичного вещества солнечной туманности и увязывать с составами мантии Земли или всей планеты. Эти представления конкретизированы в современных моделях аккреции протопланетного вещества.

МОДЕЛИ АККРЕЦИИ ЗЕМЛИ

Все модели аккреции Земли разделяются на две главные группы — модели гомогенной и гетерогенной аккреции.

В гипотезах гомогенной аккреции подчеркивается существование

Таблица 2. Классификация хондритов [265]

Группа	Петрологический тип					
	E1	E2	E3	E4	E5	E6
Энстатитовые	—	—	I*	4	2	6
Углистые	C1	C2	C3	C4	C5	C6
	4	16	8	2	—	—
Бронзитовые	H1	H2	H3	H4	H5	H6
	—	—	7	35	74	44
Гиперстеновые	L1	L2	L3	L4	L5	L6
	—	—	9	18	43	152
Амфотеритовые	LL1	LL2	LL3	LL4	LL5	LL6
	—	—	4	3	7	21

*Число известных метеоритов.

двух этапов. Короткий период остывания и конденсации солнечной туманности (не более 10^4 лет [67]) завершается более растянутой во времени аккумуляцией мелких твердых частиц в тела разного размера вплоть до размеров астероидов в конце аккреции. Длительность этого процесса составляла 60—100 млн. лет [67]. Считается, что в ходе аккреции достигалось перемешивание силикатного и железного материала и первичное вещество Земли и других планет становилось довольно однородным. Стратификация планет на ядро и мантию произошла позднее в результате процессов гравитационной дифференциации. По модели гомогенной аккреции вещество Земли, за исключением части летучих элементов, которые могли быть потеряны в ходе аккреции, в среднем отвечает пылевой компоненте конденсированной солнечной туманности.

В другом варианте модели говорится о формировании Земли из материала, близкого по составу к углистым хондритам [60 и др.]. При этом учитываются многочисленные геохимические и изотопные доказательства существования дефицита легкоплавких и летучих элементов в Земле [187, 164, 229 и др.]. Поэтому утверждается сходство Земли и углистых хондритов лишь в отношении тугоплавких элементов.

Гипотезы гетерогенной аккреции предполагают изначальное образование металлических ядер и мантии планет. Подразумевается более ранняя конденсация и аккумуляция железа, а формирование мантии относится к более позднему процессу конденсации и аккреции вокруг ядер силикатного материала. По мере увеличения объема мантии ее состав должен был изменяться от продуктов высокотемпературной конденсации до низкотемпературной. В соответствии с этой идеей в ряде моделей аккреции предполагается, что поверхностный слой мантии должен отвечать по составу углистым хондритам [25, 231]. Хотя модель гетерогенной аккреции подчеркивает неоднородность состава мантии, в формирование Земли вовлекаются все типы метеоритного вещества (все типы конденсатов), и, таким образом, в среднем состав Земли должен отвечать недифференцированному веществу первичного протопланетного облака.

Итак, несмотря на различие механизмов аккумуляции, модели гомогенной и гетерогенной аккреции приводят к одному и тому же результату в оценке первичного состава Земли — к хондритовой основе для планеты или ее мантии.

Главные недостатки и противоречия обеих моделей прежде всего сводятся к следующему:

1) не учитывается различие в плотности планет земной группы и планет периферии солнечной системы. Оно, возможно, отражает вынос не только летучих, но и легкоплавких элементов в краевые зоны системы на стадии конденсации и аккреции в протопланетной туманности;

2) игнорируется разница в плотности среди планет земной группы, отражающая изменение в соотношении масс железного ядра и силикатной мантии в ряде от Меркурия к Марсу. Это, очевидно, указывает не только на различие окислительно-восстановительных усло-

вий при аккреции [327], но и одновременно на дифференциацию тугоплавких и легкоплавких элементов в солнечной туманности;

3) не учитывается изотопная неоднородность во время конденсации и аккреции в протопланетном облаке, указывающая на существование факторов, препятствовавших достижению полной гомогенизации. Так, например, по соотношениям трех изотопов кислорода Земля, Луна и дифференцированные метеориты (ахондриты, мезосидериты, палласиты и железные метеориты) составляют группу, отличающуюся от обыкновенных и углистых хондритов [140 и др.]. Изотопный состав ксенона атмосферы Земли близок к составу ксенона опять же железных метеоритов и отличается от ксенона углистых хондритов [83]. Это свидетельствует о существовании разных исходных резервуаров для планет земной группы и хондритов.

Таким образом, признаки значительной химической и изотопной неоднородности в протопланетном облаке, наследуемые планетами и метеоритами, заставляют сомневаться в плодотворности идеи отождествления состава Земли с углистыми хондритами. Задача более строгой оценки исходного состава Земли и ее мантии остается нерешенной. Очевидна необходимость поиска иных путей для ее решения.

Так как определение валового состава Земли и выведение из него состава мантии на базе моделей аккреции затруднено, можно ограничить задачу изучением химического состава мантии, основываясь на данных о составе верхней мантии. Конечно, подобный путь сохраняет неопределенность в экстраполяции состава мантии по глубине, но он позволяет перейти к конкретному исследованию пород верхней мантии, и в этом его главное достоинство.

ЛЕРЦОЛИТОВЫЙ СОСТАВ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

В петрохимическом отношении породы верхней мантии (доступные непосредственному изучению по выходам массивов в складчатых областях и островодужных системах, по обнаженности в зонах разломов океанического дна и по включениям из щелочных базальтов, базальтоидов и кимберлитов) представлены группой перидотитов, достаточно разнообразной по химическому и минералогическому составу. Так, например, показатель основности перидотитов — суммарное количество магния и железа — варьирует от 68 до 50 ат%, заметно изменяется содержание Al_2O_3 ; CaO , TiO_2 и Na_2O [35, 294]. Перидотиты дунит-гарцбургитовых формаций, островных дуг и окраин континентов в целом отличаются максимальной основностью; перидотиты океанических областей и гранатовые перидотиты из включений в кимберлитовых трубках смещены в область пониженной основности; шпинелевые перидотиты из включений в щелочных базальтах, базальтоидах и кимберлитах почти перекрывают диапазон изменения основности между двумя выше отмеченными группами. Как показал Л.В. Дмитриев с сотрудниками [35], перидотиты разделяются статистически на четыре типа: дуниты, гарцбургиты, гарцбургит-лерцолиты и лерцолиты (по степени уменьшения основности). В петрологическом плане лер-

цолиты — породы, наиболее насыщенные базальтовой компонентой; все остальные типы относятся к остаточным продуктам (разной степени потери базальтовой составляющей). Лерцолиты рассматриваются поэтому как наиболее вероятные представители вещества верхней мантии. Другой путь оценки состава верхней мантии заключается в объединении в разных пропорциях составов остаточных гарцбургитов или дунитов с комплементарными им составами базальтов. Это привело к созданию "пиролитовой модели" верхней мантии [60]. Оба подхода не лишены трудностей.

При ориентации на лерцолиты осложнения связаны с существованием постепенных переходов к гарцбургит-лерцолитам. Поэтому при выделении лерцолитов рекомендуется учитывать содержание компонентов, преимущественно удаляющихся в базальтовые выплавки. Так, по мнению П. Никсона и других [294], для лерцолитов характерно повышенное содержание Al_2O_3 — 2%, CaO — 1% и Na_2O — 0,15%. Это, так сказать, ограничение "снизу". Существование ультраосновных магм (коматитов и "высокотемпературных перидотитов") позволяет ввести коррективы для максимальных содержаний ряда элементов в лерцолиты "сверху". Следует подчеркнуть, что лерцолиты распространены меньше, чем гарцбургит-лерцолиты. Это побудило некоторых авторов [35] рассматривать состав гарцбургит-лерцолитов как более подходящий для характеристики вещества верхней мантии.

Главная трудность при использовании пиролитовой модели верхней мантии — в неопределенности выбора составов базальтов и остаточных продуктов. Этим обусловлено появление нескольких типов пиролитовых моделей. Все они отвечают по составу лерцолитам. Однако пиролиты непригодны для оценки распространенности редких и рассеянных элементов. В этом смысле природные лерцолиты остаются единственным объектом для более строгого сопоставления вещества верхней мантии с хондритами, для выяснения сходства и различий между ними.

РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ НЕКОТОРЫХ РЕДКИХ И РАССЕЯННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В МАНТИИ ЗЕМЛИ

Поскольку одной из основных задач настоящей работы является использование изотопных и геохимических соотношений для изучения эволюции мантии и коры, целесообразно провести оценку распространенности тех элементов, которые содержат природные радиоактивные изотопы и продукты их распада.

Редкоземельные элементы. Близость соотношений редкоземельных элементов (РЗЭ) в углистых, обыкновенных и энстатитовых хондритах и богатых кальцием ахондритах [171, 334 и др.] — наиболее распространенных типах каменных метеоритов — позволяет рассматривать состав РЗЭ хондритов как достаточно универсальный геохимический репер протосолнечной туманности. Поэтому есть основания предполагать, что состав РЗЭ хондритов может реально отражать соотношение РЗЭ в мантии Земли и планет земной группы. Необходимо, однако, иметь в виду, что подобное отождествление лимити-

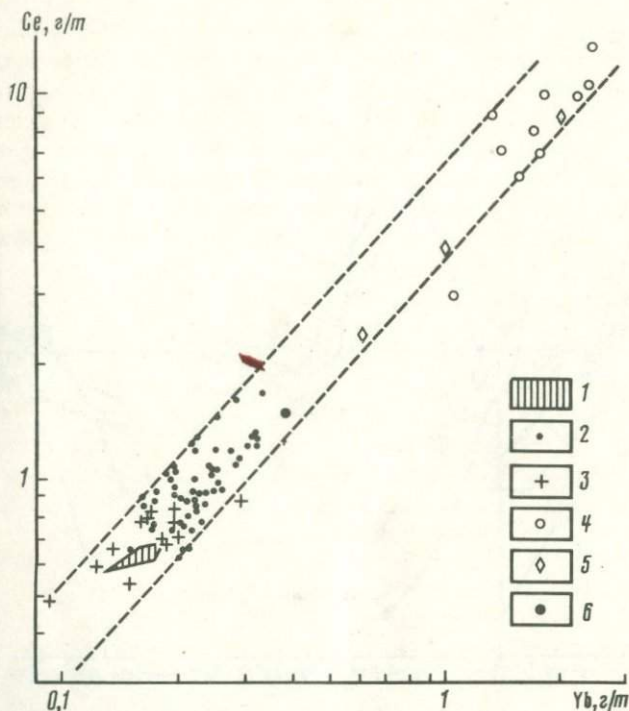


Рис. 1. Постоянство состава (отношения Ce/Yb) хондритов и кальциевых ахондритов [42, 171, 334]

1 — углистые хондриты C1; 2 — хондриты H-, L-, LL- и C2-, C3-групп; 3 — энстатитовые хондриты; 4 — эвкриты; 5 — говардиты; 6 — среднее для мантии Земли

тируется степенью точности определения отдельных лантаноидов, варьирующей в пределах 3—15 отн. %.

Открытым остается вопрос о концентрации РЗЭ в мантии Земли. Содержание РЗЭ в хондритах заметно варьирует, при этом в углистых и энстатитовых хондритах оно минимально сравнительно с другими типами каменных метеоритов; разница в содержании РЗЭ между хондритами и ахондритами еще большая: 10—20 раз (рис. 1). Благодаря процессам частичного плавления и метасоматоза, протекающим в мантии Земли, концентрация РЗЭ в перидотитах верхней мантии изменяется на два порядка: от содержаний, близких к хондритам, до значительно меньших или больших. При этом сильно изменяются соотношения внутри группы лантаноидов. Даже в лерцолитах — наиболее вероятных аналогах вещества верхней мантии — составы РЗЭ весьма переменчивы (рис. 2): наиболее сильно варьирует соотношение легких лантаноидов, меньше — средних и тяжелых РЗЭ.

Как же оценить среднее содержание РЗЭ в верхней мантии? Если исходить из гипотезы тождества состава РЗЭ Земли и хондритов, то следует предположить: чем ближе состав РЗЭ перидотитов к соотношению РЗЭ в хондритах, тем менее нарушены концентрации отдельных лантаноидов в перидотитах относительно исходного их содер-

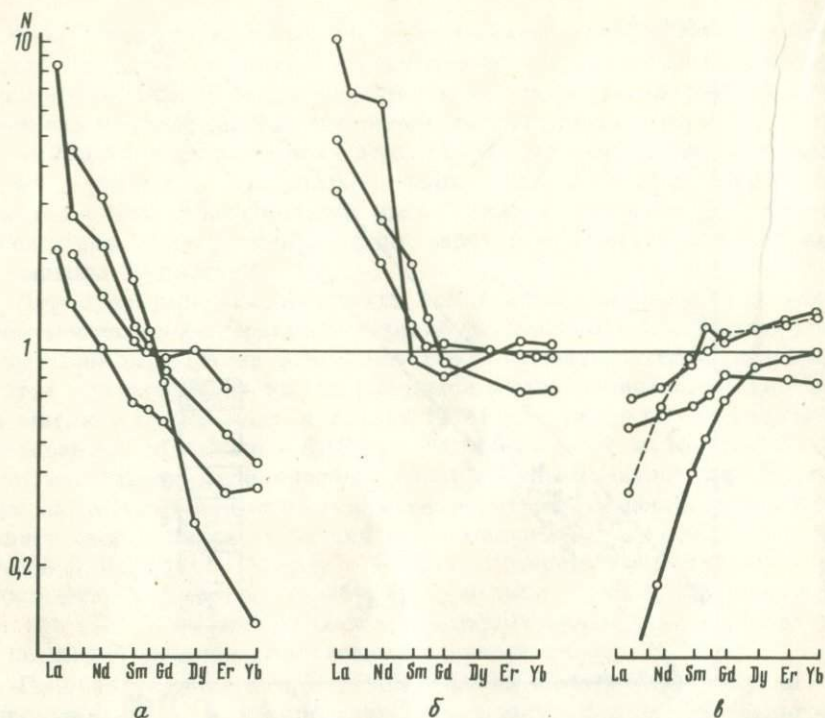


Рис. 2. Вариации состава редкоземельных элементов в леуцитах [11, 177—179, 212 и др.]
 а — составы РЗЭ с резким обогащением легкими лантаноидами и дефицитом тяжелых РЗЭ;
 б — составы РЗЭ с резким обогащением легкими лантаноидами при хондритовом соотношении
 средних и тяжелых РЗЭ; в — составы РЗЭ с резким дефицитом легких лантаноидов при хондритовом
 соотношении средних и тяжелых РЗЭ; N — отношение РЗЭ леуцита к силикатной фазе хондритов

жания в верхней мантии Земли. Подобное соображение, очевидно, правильное проверять на средних и тяжелых РЗЭ, сравнительно слабо фракционирующих в перидотитах. Можно, однако, опираться и на более общий принцип: минимальные вариации какого-либо отношения пары лантаноидов в перидотитах должны соответствовать и минимуму изменения первичных концентраций этих элементов. Таким образом, используя степень изменения отношения лантаноидов, можно установить распространенность лантаноидов в мантии. При построении подобных графиков необходимо ввести ограничения. Первое из них касается максимума содержания элемента в перидотитах. Концентрация РЗЭ в коматититах — ультраосновных выплавках из верхней мантии — ограничивает область поиска среднего содержания элементов сверху. Содержание РЗЭ в углистых хондритах С1 минимально, что, очевидно, ограничивает распространенность лантаноидов в верхней мантии снизу.

На рис. 3 и 4 показаны примеры оценки содержания иттербия по отношениям $(Gd/Yd)_N$ и $(Ce/Yb)_N$ в перидотитах. Подобные графики были построены для отношений десяти лантаноидов к иттербию и таким образом была определена средняя концентрация иттербия в верх-

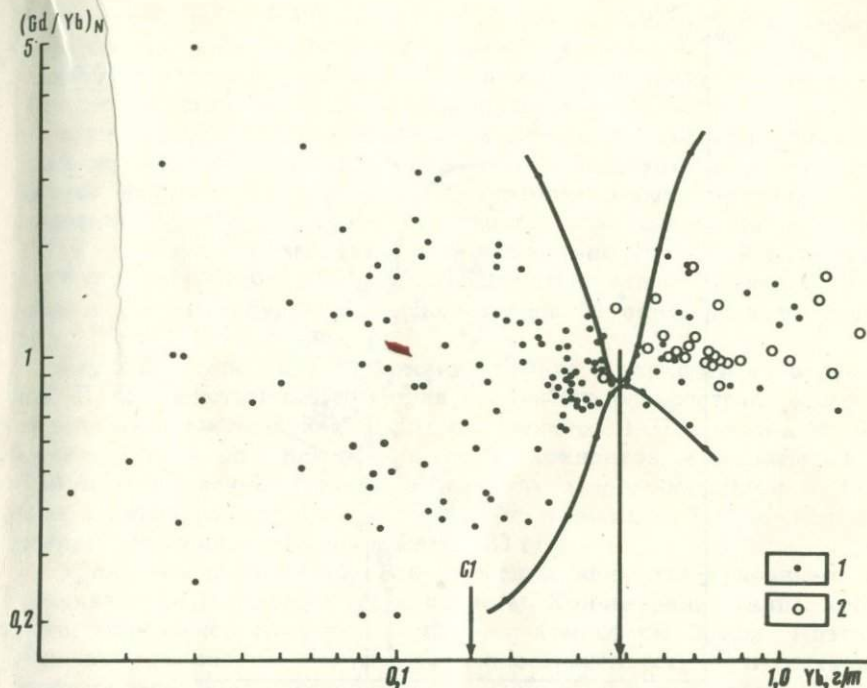


Рис. 3. Изменение степени вариаций отношения Gd/Yb | в зависимости от концентрации иттербия в перidotитах верхней мантии

1 — перidotиты; 2 — коматиты архея; отношение Gd/Yb нормализовано по среднему Gd/Yb = 1,237 хондритов; минимум вариаций $(Gd/Yb)_N$ отвечает среднему содержанию иттербия в верхней мантии

ней мантии. Аналогичным путем была рассчитана распространенность гадолиния и неодима. Найденные концентрации трех лантаноидов оказались существенно более высокими, чем в углистых хондритах: в 2,3—2,4 раза (табл. 3). Постоянство степени обогащения легким, средним и тяжелым лантаноидами относительно концентрации этих элементов в хондритах свидетельствует о тождестве соотношений РЗЭ верхней мантии Земли и хондритов (в пределах 5—10 отн.% — степени вариаций величин обогащения; см. табл. 3). Следует подчеркнуть также, что минимумы вариаций отношений РЗЭ в перidotитах (см. рис. 3 и 4) приурочены к перцолитам, что однозначно подтверждает подобную природу вещества верхней мантии.

Для полного расчета концентраций РЗЭ в мантии использовалось соотношение РЗЭ, полученное для хондритов Н. Ивенсеном с сотрудниками [171], учитывающее средние составы РЗЭ обыкновенных и углистых хондритов. Небольшие поправки были введены для некоторых лантаноидов по новым данным из работы [42]; наиболее важное изменение сделано для отношения Sm/Nd, по более достоверным данным С. Якобсена и Г. Вассербурга [232]. Эти авторы после статистической обработки результатов измерения отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ в хондритах нашли сходство его в разных классах метеоритов (С—0,195;

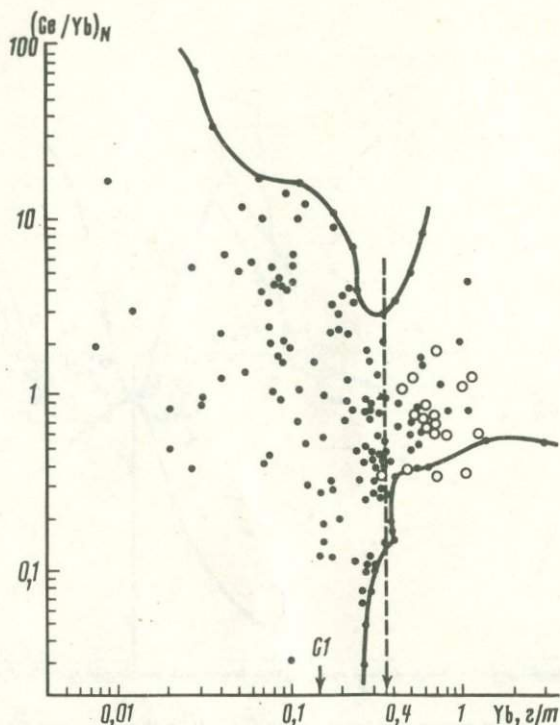


Рис. 4. Изменение степени вариаций отношения Ce/Yb в зависимости от концентрации иттербия в перидотитах верхней мантии (обозначения те же, что и для рис. 3); отношение Ce/Yb нормализовано по $Ce/Yb = 3,86$ хондритов; минимум вариаций $(Ce/Yb)_N$ соответствует концентрации иттербия в верхней мантии

Таблица 3. Распространенность некоторых редкоземельных элементов в верхней мантии Земли и хондритах* г/т

Элемент	Верхняя мантия** (ВМ)	Среднее для L-, LL-, H-хондритов	Среднее для энстатитовых—Е	Среднее для углистых—С1	ВМ/L, LL, H	ВМ/Е	ВМ/С1
La	—	0,342	0,25	0,23	—	—	—
Ce	—	0,90	0,70	0,62	—	—	—
Nd	1,10	0,63	0,50	0,445	1,75	2,20	2,47
Sm	—	0,21	0,17	0,14	—	—	—
Gd	0,50	0,305	0,21	0,193	1,64	2,36	2,59
Dy	—	0,35	0,27	0,243	—	—	—
Er	—	0,23	0,18	0,158	—	—	—
Yb	0,38	0,227	0,172	0,156	1,67	2,21	2,44

*Среднее для разных групп хондритов, по [42, 171].

**Оценка концентрации отдельных лантаноидов для верхней мантии, полученная при усреднении графической информации; исходные данные по РЗЭ в перидотитах, по [11, 177 — 179, 212 и др.]: всего использовано 200 анализов по дунитам, гарцбургитам и лерцолитам и 35 — по коматинтам.

Е — 0,202; Н — 0,196; L - 0,195 и LL — 0,197], что в пределах точности оценки соответствует солнечной величине $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,2$. Подобное значение получено ими также для эвкрита Juvinas (0,195). Среднестатистическая величина отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1967$ принята за исходную для протосолнечной туманности, из которой сформировались метеориты и планеты земной группы. Этому отношению соответствует величина $\text{Sm}/\text{Nd} = 0,313$, которая заметно отличается от значения $\text{Sm}/\text{Nd} = 0,325$, найденного для хондритов в работе [171], а также от величины отношения $\text{Sm}/\text{Nd} = 0,308$, полученного для ахондритов [258, 259]. Предпочтение отдано оценке С. Якобсена и Г. Вассербурга, базирующейся на 64 определениях отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ в хондритах.

Гафний. Сведения о содержании гафния в перидотитах отрывочны. Пока единственный путь для оценки его распространенности — использование отношения Hf/Lu , полученного П. Пачеттом и М. Татсумото [312 и др.] для хондритов и ахондритов: в среднем 4,43 и 5,34 соответственно. Принимая величину отношения $\text{Hf}/\text{Lu} = 4,8$ и зная концентрацию $\text{Lu} = 0,058$ г/т в мантии Земли, находим распространенность гафния $(0,28 \pm 0,03$ г/т).

Уран, торий и калий. Эти элементы являются основными источниками радиогенного тепла планеты. Концентрация калия, кроме того, определяет главную массу ^{40}Ar атмосферы Земли. Поэтому величина теплового потока и распространенность ^{40}Ar накладывают определенные ограничения на любые модели расчета среднего содержания трех радиоактивных элементов в мантии Земли.

4536 Не менее важно учитывать также реальные соотношения урана, тория и калия в перидотитах верхней мантии, на основе которых, используя диаграммы "отношение пары элементов—содержание элемента в породе", можно определить распространенность отдельных элементов в мантии Земли.

Одна из первых оценок концентрации калия и урана в мантии Земли выполнена Г. Вассербургом с сотрудниками [381], которые показали, что при хондритовом составе Земли распространенность урана близка к 0,016 г/т; если же учитывать мантийное отношение K/U , которое авторами отождествляется в данном случае с коровым отношением $\text{K}/\text{U} = 1 \cdot 10^4$, то распространенность урана должна быть повышена до 0,033 г/т, а при дополнительном ограничении величиной земного теплового потока — даже до 0,052 г/т. Позже Ф. Тера и др. [363], используя средний тепловой поток, равный $1,5 \mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$, оценили среднее содержание $\text{U} = 0,035$ г/т; принимая отношения $\text{Th}/\text{U} = 4$ и $\text{K}/\text{U} = 1 \cdot 10^4$, они определили концентрацию $\text{Th} = 0,14$ г/т и $\text{K} = 350$ г/т.

Определенные ограничения на концентрацию калия в мантии накладывают изотопный состав аргона и концентрация ^{40}Ar атмосферы. Минимальная величина содержания калия, которая соответствует распространенности ^{40}Ar в атмосфере, — около 110 г/т, а необходимое соотношение $\text{K}/^{36}\text{Ar}$ в мантии при атмосферном $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 295,5$ должно попадать в пределы $(5,3 \pm 1) \cdot 10^3$ г/см³ [1]. При допущении разной степени дегазации мантии (от 40 до 80% и

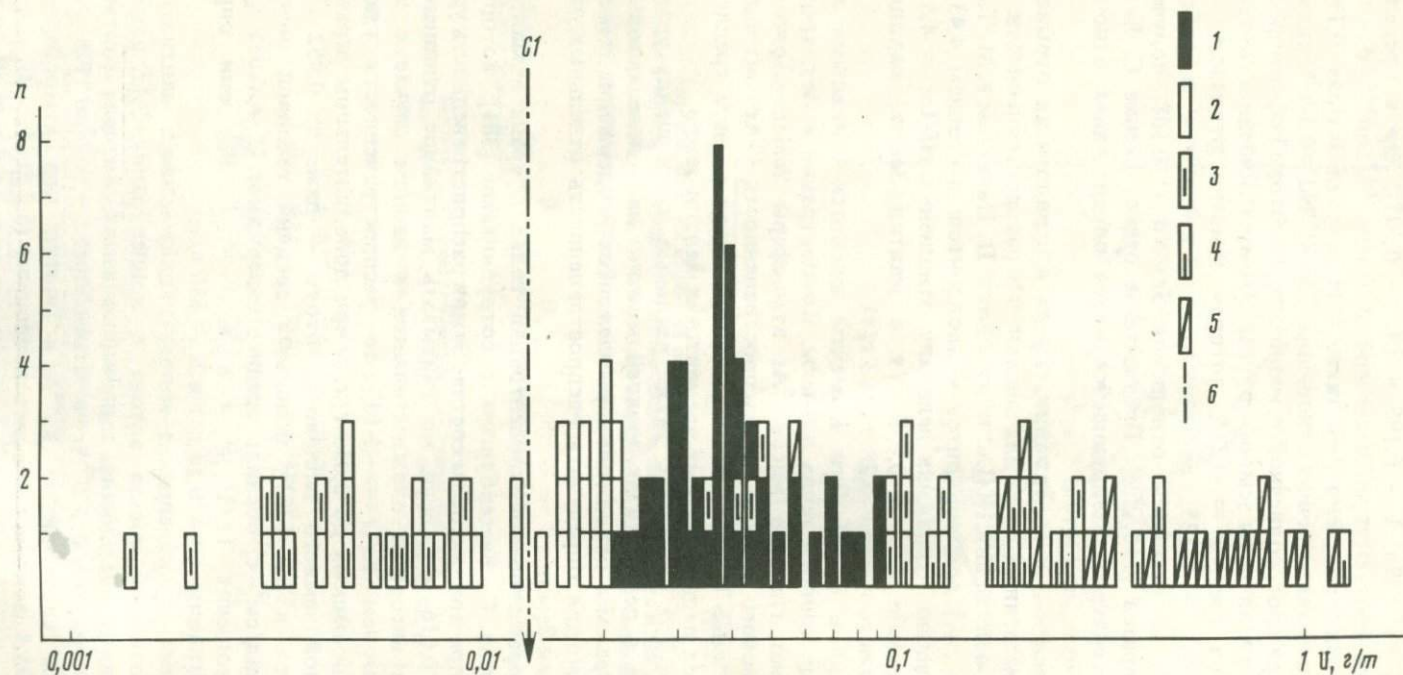


Рис. 5. Гистограмма распределения урана в перидотитах [129, 167, 172, 197, 287, 376 и др.]

1 — лерцолиты и гарцбургит-лерцолиты; 2 — гарцбургиты; 3 — дуниты; 4 — перидотиты со вторичным флогопитом и с прожилками; 5 — океанические серпентиниты; 6 — среднее для углистых хондритов C1 [265]

более) в зависимости от моделей, выбранных авторами, оценки концентрации калия в мантии варьируют от 110 до 710 г/т [1, 209, 229 и др.]. Например, Р. Харт с сотрудниками [209] предполагает для однородной мантии содержание $K = 660$ г/т, а для верхней мантии дифференцированную потерю элемента и остаточную концентрацию $K = 125-422$ г/т. По расчетам И.Я. Азбель [1], в модели мантии с согласованными системами $K-Ag$, $U-He$ и другими содержание $K = 500$ г/т для необедненной мантии и 183 г/т — для обедненной; соответствующие концентрации урана, увязанные с распространенностью изотопов гелия, равны 0,022 и 0,0048 г/т. Любопытно, что отношение K/U в модели И.Я. Азбель примерно в 2,3 раза выше, чем предлагает Г. Вассербург и др. [381].

Гораздо большее сходство у разных авторов получено для отношения Th/U . При обобщении данных по системе $U-Th-Pb$ земных пород и минералов К. Аллегре нашел [93], что величина отношения $Th/U = 3,7 \pm 0,2$. Согласно [184], земное значение $Th/U = 3,56$. Близкий результат ($Th/U = 3,65$) недавно получен по корреляции отношений $^{230}Th/^{232}Th$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ в современных океанических базальтах дна и островов [90]. В работах [381, 363] используется несколько более высокое значение $Th/U = 4,0$.

Итак, за исключением величин отношения Th/U , в модельных расчетах разных авторов фигурируют весьма различные данные о распространенности урана и калия и о первичном их соотношении в мантии Земли. Очевидно, что проблема эта еще нерешена. Поэтому целесообразно обратиться к первичной информации по перидотитам верхней мантии.

Концентрация урана, тория и калия в перидотитах сильно варьирует [129, 167, 172, 197, 376 и др.]. По мнению Д. Грина с сотрудниками [197], Д. Карсвелла и С. Райса [129] и Д. Фишера [172], сосредоточивших внимание на ультраосновных ксенолитах, концентрация урана в верхней мантии повышена и составляет 0,03—0,04 г/т. Однако в подобных оценках суммировались все доступные данные по перидотитам, включая и остаточный после выплавления базальтовой составляющей материал — дуниты и гарцбургиты, а также породы, несущие признаки вторичных изменений. Если опираться на данные по петрохимии перидотитов и выше рассмотренную распространенность РЗЭ в них, то правильнее ориентироваться только на лерцолиты.

На рис. 5 представлена гистограмма распределения урана в перидотитах по опубликованным данным. Далекое не для всех пород, в которых определено содержание урана, известна точная петрохимическая характеристика. В ряде случаев под названием "лерцолит" фигурируют также и гарцбургиты [179, 197]. Опираясь на примеры детального описания перидотитовых включений [129 и др.] и массивов [172, 351 и др.), удалось в первом приближении систематизировать данные по урану согласно петрохимической классификации перидотитов по типам в соответствии с работой [35].

Самые низкие концентрации урана приурочены к дунитам и гарцбургитам, в среднем — 0,0078 и 0,0115 г/т. Вариации в распределе-

нии урана в обоих типах пород значительные, особенно в дунитах (см. рис. 5). Дуниты в большинстве случаев представлены образцами из дунит-перидотитовых массивов, для гарцбургитов преобладают данные по урану из ксенолитов в щелочных базальтах и кимберлитах.

Наибольшие содержания урана обнаружены в перидотитах, несущих признаки вторичных изменений: в ксенолитах шпинелевых и гранатовых лерцолитов и гарцбургитов с прожилками и с флогопитом второй генерации, в почти полностью серпентинизированных перидотитах срединных океанических хребтов, в серпентинитах из разных массивов и нодулей. В подобных породах концентрация урана изменяется от 0,1 до 1,3 г/т (в среднем составляет 0,28 г/т).

Самостоятельную группу с довольно резким максимумом около 0,035—0,045 г/т U составляют лерцолиты и гарцбургит-лерцолиты, не несущие признаков вторичных изменений. Почти все они представлены нодулями шпинелевых и гранатовых перидотитов. Средняя концентрация урана в шпинелевых разностях — 0,035 г/т, в гранатовых — 0,045 г/т, а среднее для обоих типов составляет 0,0383 г/т U. Распространенность урана в верхней мантии, таким образом, втрое превышает содержание этого элемента в хондритах. В гарцбургитах и дунитах концентрация урана закономерно снижается, при этом в гарцбургитах она оказалась тождественной в хондритах. Зная концентрацию урана в верхней мантии, удобно использовать для оценки содержаний калий и тория отношения K/U и Th/U перидотитов.

На рис. 6 представлены данные о концентрации калия и урана в перидотитах, а также для базальтов, коматиитов и гранитоидов. Напомним, что с появлением первых оценок распространенности калия и урана в породах коры [381, 363], для которых в среднем было найдено $K/U = 1 \cdot 10^4$, в литературу широко внедрилось представление о тождестве отношения K/U коры мантийному отношению K/U. Как видно из рис. 6, действительно, для долеритов, щелочных базальтов и гранитоидов, а также для коматиитов отношение K/U близко к 10^4 . Вместе с тем из того же рисунка очевидно, что соотношение калия и урана в перидотитах иное, промежуточное между $1 \cdot 10^3$ и $1 \cdot 10^4$ (большинство точек группируется в интервале от $2,5 \cdot 10^3$ до $5 \cdot 10^3$). Наибольшие вариации отношения K/U отмечаются в дунитах — породах, имеющих самые низкие концентрации обоих элементов и поэтому наиболее чувствительных к контаминации. Среднее значение отношения K/U в 22 пробах лерцолитов равно $3 \cdot 10^3 \mp 2 \cdot 10^3$. Ясно, что подобная оценка годится лишь для ориентации о порядке величины отношения K/U и не может претендовать на точность. Очевидно, например, что отношение K/U в верхней мантии в 2—3 раза ниже, чем в метеоритах. Опираясь на опыт расчета распространенности РЗЭ по минимуму вариаций отдельных отношений лантаноидов в перидотитах (см. рис. 3 и 4), можно также предположить, что область минимальных изменений отношения K/U в перидотитах характеризует первичные концентрации урана и калия в верхней мантии. Этот принцип использован для уточнения

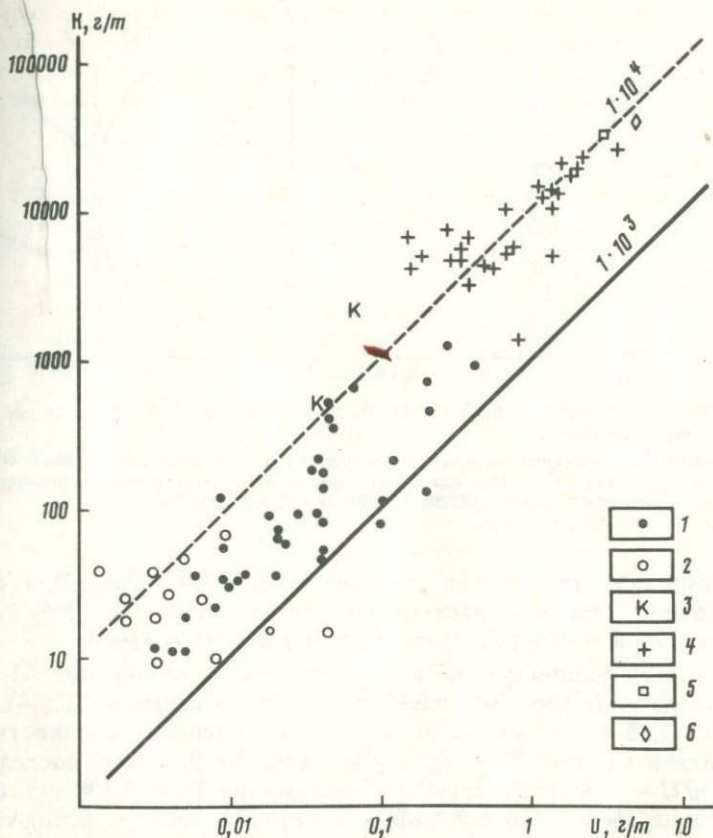


Рис. 6. Распределение урана и калия в перидотитах, базальтах, коматинитах и гранитоидах [172, 197, 376, 351 и др.]

1 — лерцолиты и гарцбургиты; 2 — дуниты; 3 — коматиниты; 4 — долериты и щелочные базальты; 5 — среднее для 2000 гранитоидов США; 6 — среднее для гранитоидов Саудовской Аравии

распространенности калия в лерцолитах верхней мантии и проверки степени достоверности оценки концентрации урана, полученной выше при усреднении данных по лерцолитам, выбранных на основе статистической диаграммы (см. рис. 5). Нормализация реальных величин отношения K/U перидотитов осуществлялась по среднему значению этого отношения в лерцолитах ($3 \cdot 10^3$).

На рис. 7 приведены диаграммы вариаций отношения K/U и содержаний калия и урана в перидотитах. Можно видеть, что минимум колебаний отношения K/U приурочен к концентрации $K = 190-210$ г/т и $U = 0,029-0,039$ г/т. Оценка для урана фактически точно совпадает с величиной (0,038 г/т), найденной выше (см. рис. 5) при усреднении данных по неизменным лерцолитам. Таким образом, учитывая результаты, полученные при использовании обоих приемов расчетов, можно полагать, что концентрация урана, равна 0,035 г/т, достаточно строго соответствует распространенности этого элемента в верхней мантии. Аналогично, если распространенность калия сос-

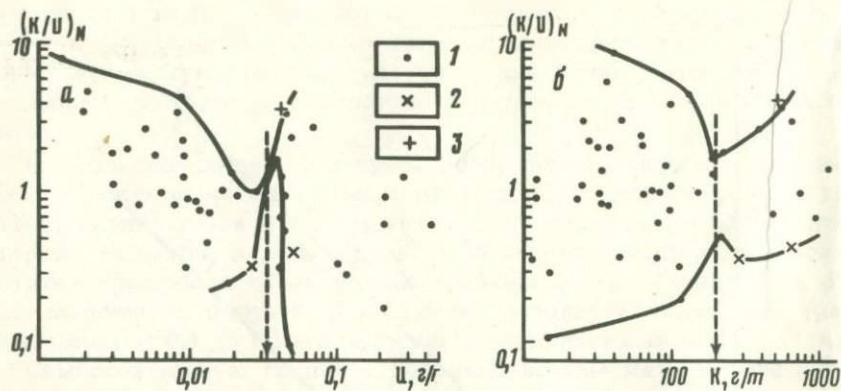


Рис. 7. Изменение отношения K/U в зависимости от вариаций содержания урана (а) и калия (б) в перидотитах

1 — перидотиты; 2 — океанические серпентиниты; (среднее); 3 — коматиит; отношение K/U пород нормализовано по среднему $K/U = 3000$ лерцолитов; стрелками показаны средние содержания калия и урана, определяемые по минимуму вариаций отношения K/U перидотитов

тавляет 200 г/т, то среднее отношение $K/U = 5700$. Для сравнения укажем, что в углистых хондритах, согласно [265], среднее содержание $K = 500$ г/т, $U = 0,0086$ г/т и $K/U = 58000$.

Зная концентрацию урана в перидотитах и отношение Th/U в Земле, определенное по корреляции в изотопных системах $Th-U-Pb$ и других (3,55—4,0), нетрудно рассчитать распространенность тория в верхней мантии. Так, принимая наиболее реальной последнюю оценку $Th/U = 3,65$ [90], получаем содержание $Th = 0,128$ г/т. Остается неясным, насколько соотношению тория и урана в перидотитах соответствует этим оценкам. На рис. 8 показано распределение обоих элементов в перидотитах в сопоставлении с их распространенностью в хондритах и ахондритах. Как видно из рис. 8,а, среди ультраосновных пород по величине отношения Th/U выделяются две группы, одна из которых образует линейный тренд, совпадающий с метеоритами, вторая — отличается незакономерным обогащением ураном. В последнюю группу входят океанические серпентиниты, серпентиниты некоторых континентальных зон и часть перидотитовых нодулей; при этом в серпентинитах фиксируется максимальное отклонение от линейного тренда первой группы. Таким образом, нет сомнений, что все отклонения во второй группе связаны с влиянием вторичных процессов на систему торий—уран. Для океанических серпентинитов, в частности, это выражается в резком увеличении концентрации урана до уровней, не свойственных лерцолитам (см. рис. 8). Можно полагать, что линейный тренд первой группы отражает распределение тория и урана в неизмененных перидотитах. Чему же соответствует этот тренд? На рис. 8, б показано распределение урана и вариации отношения Th/U в перидотитах, причем последнее нормализовано по $Th/U = 3,65$ — отношению для Земли. Видно, что перидотиты и метеориты, образующие линейный тренд на рис. 8,а, строго приурочены к линии нормализации на рис. 8,б. Таким образом, для

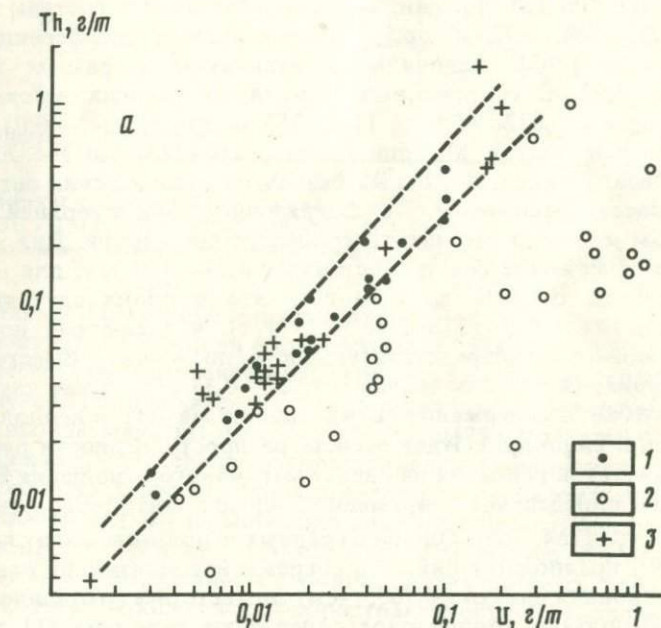
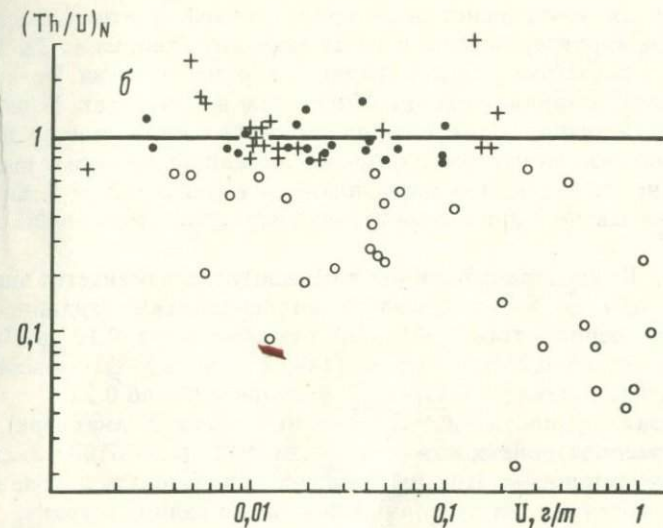


Рис. 8. Распределение тория и урана в перидотитах и силикатных метеоритах (а) и изменение отношения Th/U (б) в них в зависимости от вариаций содержаний урана

1 — неизменные перидотиты; 2 — серпентиниты и другие измененные перидотиты; 3 — хондриты и ахондриты: отношение $(\text{Th}/\text{U})_N$ нормализовано по $\text{Th}/\text{U} = 3,65$ мантии Земли [90]

неизменных ультраосновных пород верхней мантии, хондритов и ахондритов характерно одно и то же значение отношения Th/U.

Итак, содержание урана и тория в верхней мантии Земли значительно выше, а калия несколько ниже, чем в хондритах. Если распространенность урана, тория и калия отражает общий уровень их содержания в мантии, то настоящая оценка заставляет по-иному рассматривать баланс радиогенного тепла планеты в фанерозое и докембрии и должна учитываться при интерпретации изотопных отношений свинца и гелия.

Свинец. Концентрация свинца в перидотитах изменяется значительно, от < 0,01 до 8 г/т. Сведения по лерцолитам ограничены. Для нескольких лерцолитовых нодулей отмечается от 0,10 до 0,34 г/т, в среднем около 0,25 г/т свинца [149, 287 и др.]. Отношение U/Pb в лерцолитах составляет 0,11—0,57, в среднем около 0,22.

Учитывая скудность данных по свинцу (менее 20 анализов), к оценкам его распространенности в перидотитах надо относиться как к весьма приближенным. Поэтому полезно использовать другие приемы, опираясь, например, на изотопные данные по свинцу и урану.

В ряде работ выполнен расчет современного мантийного отношения $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (μ) по данным для изотопного состава рудных свинцов [93, 264, 392 и др.], ультраосновных дифференцированных интрузий [263]. Величины μ варьируют у разных авторов от 7,91 до 8,92. В современных мантийных свинцах весовая доля ^{204}Pb составляет 0,0128—0,0146 [149, 353 и др.]: 0,01343—0,01454 для ксенолитов лерцолитов и гарцбургитов; 0,012283—0,01391 для вмещающих базальтоидов, щелочных базальтов океанических островов и толеитов океанического дна. По содержанию урана в верхней мантии и величинам μ можно рассчитать концентрацию свинца. Для $\mu = 8,92$ мантийное содержание свинца составляет 0,29—0,27 г/т, для $\mu = 7,91$ найдено свинца от 0,33 до 0,30 г/т. Это в обоих случаях выше средних данных по лерцолитам (0,25 г/т), что еще раз подчеркивает, по-видимому, непредставительность последних. Вместе с тем пределы вариаций средних значений (0,27—0,33 г/т) лежат внутри интервала колебаний содержания свинца, наблюдаемого в лерцолитах.

Рубидий и стронций. Идея расчета распространенности рубидия и стронция в мантии основана на оценке мантийного отношения Rb/Sr по результатам определения современного среднемантийного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = I_{UR}$ [164, 165]. Одним из первых использовал этот прием П. Хэрли [229], предполагавший, что современное мантийное отношение изотопов стронция близко к 0,7035, чему соответствует отношение Rb/Sr = 0,025. Используя хондритовое содержание стронция (11 г/т), он подсчитал распространенность рубидия.

В 70-х годах при совместных исследованиях изотопов стронция и неодима в породах мантийного генезиса была установлена достаточно строгая обратная корреляция между величинами отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Современному отношению $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ в мантии соответствует вполне определенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Используя график обратной корреляции между изотопами неодима и стронция и мантийное отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($e_{\text{Nd}} = 0$), Д. Депаоло и Г. Вассербург [164] и С. Картер с



Рис. 9. Изменение отношения Rb/Sr в перидотитах в зависимости от вариаций содержания стронция [91, 111, 125, 153, 249, 292, 350, 351 и др.]

1 — перидотиты; 2 — коматиты; линия Rb/Sr = 0,03 — среднее для мантии

сотрудниками [131] определили современное мантийное отношение изотопов стронция и нашли соответственно $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7045$ и $0,7050$, что в пересчете на отношение Rb/Sr приводит к величинам $0,029$ и $0,032$. Большинство исследователей теперь используют средние значения между этими двумя оценками: $^{86}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70475$ и Rb/Sr = $0,031-0,030$. Таким образом, определение распространенности рубидия и стронция в мантии сводится к расчету концентрации одного из этих элементов. В данной работе применена методика нормализации отношений Rb/Sr в перидотитах по среднему мантийному отношению Rb/Sr = $0,030$ в сопоставлении с содержанием стронция в этих породах, зарекомендовавшая себя при нахождении распространенности РЗЭ, калия и урана. Как видно из рис. 9, минимум вариаций отношения Rb/Sr перидотитов соответствует концентрации стронция 15 ± 1 г/т. Реальность этой оценки подчеркивается тем, что в дунитах и гарцбургитах — остаточных продуктах после выплавления базальтовой компоненты из лерцолитов — содержание стронция не превышает $8-10$ г/т, а в большинстве случаев варьирует в пределах $0,2-6$ г/т (лишь в одной пробе дунита было обнаружено 14 г/т; см. рис. 9). Далее, учитывая факт накопления ряда высокотемпературных элементов (урана, тория, РЗЭ) в мантии Земли,

можно ожидать, что и стронций, относящийся также к тугоплавким элементам, должен накапливаться в какой-то степени в мантии относительно хондритов. Среднее содержание стронция в обыкновенных хондритах равно 11 г/т, а в углистых Cl — 8,6 г/т. Таким образом, содержание стронция в мантии действительно выше. Определенные ограничения на возможную максимальную концентрацию стронция в мантии накладывает распространенность этого элемента в коматиитах — ультраосновных магмах, представляющих собой продукт значительной, но не полной степени плавления. Согласно [292], среднее содержание стронция в коматиитах составляет 22 г/т.

Ориентируясь на распространенность стронция в хондритах и коматиитах, можно подойти к оценке концентрации стронция в верхней мантии иным путем — усреднением данных по лерцолитам в интервале 9—22 г/т. Расчет по 54 анализам перидотитов дает 14,3 г/т, что по существу тождественно с графической оценкой (см. рис. 9).

Распространенность рубидия, определяемая по отношению Rb/Sr, составляет $0,47 \pm 0,03$ г/т. Это существенно ниже, чем в обыкновенных (2,6 г/т) и углистых Cl (1,88 г/т [265]) хондритах.

НЕСООТВЕТСТВИЕ ХОНДРИТОВОЙ МОДЕЛИ СОСТАВУ ЗЕМЛИ И ЕЕ МАНТИИ

Проведя оценку средних содержаний ряда элементов в верхней мантии на базе данных по перидотитам и предполагая, что найденные концентрации элементов свойственны всей мантии, естественно сопоставить полученные результаты с распространенностью тех же элементов в хондритах для выяснения степени сходства или различия земной мантии и всей Земли с этими метеоритами.

Данные о распространенности отдельных элементов в хондритах, полученные и рассчитанные разными авторами, представлены в табл. 4, а в табл. 5 сравниваются новые оценки средних содержаний элементов в мантии и обыкновенных и углистых хондритах (Cl).

Прежде чем переходить к обсуждению результатов, напомним, что рассматриваемые элементы обладают разными термодинамическими характеристиками, и в соответствии с гипотезами конденсации протопланетной туманности [30,199 и др.] могут быть разделены на две группы.

1. Уран, торий, РЗЭ, гафний и стронций относятся к тугоплавким элементам, которые концентрируются в ранних высокотемпературных конденсатах.

2. Калий, рубидий и свинец входят в группу легкоплавких элементов, обладающих повышенной летучестью, концентрирующихся в низкотемпературных конденсатах.

Согласно термодинамическим расчетам [30] возможность химической дифференциации в протопланетном облаке определяется ранним выделением высокотемпературных агрегатов, представленных мелилитом, корундом и другими минералами, обогащенными кальцием, алюминием, титаном. Подобные хондры и агрегаты впервые были установлены в метеорите Allende. В них отмечается 10—20-кратное

Таблица 4. Распространенность некоторых элементов в хондритах и Луне, g/m

K	Rb	Sr	U	Th	Pb	Hf
Хондриты						
845 [381]*	2,3 [137]	11 [137]	0,011 [365]	0,040 [381]	0,054 [357]	0,19 [137]
805 [137]	2,8 [229]	11 [229]	0,014 [229]	0,048 [357]	1,37 [365]	0,17 [312]
850 [229]			0,0127 [381]	0,040 [229]		
			0,013 [357]			
Луна						
200 [333]	0,30 [362]	40 [362]	0,08 [333]	0,22 [377]	0,004 [184]	1,7 [377]
175 [377]	0,40 [377]	65 [377]	0,04 [362]	0,32 [378]	0,035 [363]	0,95 [184]
199 [362]	0,33 [184]	60 [184]	0,06 [377]	0,21 [184]		0,67 [362]
96 [184]	0,50 [363]	80 [363]	0,08 [363]	0,32 [363]		
160 [363]	0,87 [378]	93 [378]	0,086 [378]			

*В скобках указан литературный источник.

накопление РЗЭ, гафния, стронция, а также других тугоплавких элементов (Os, W, Zr, Re, Y, Sc, Mo, Ir, Ru, Ta) [30, 192 и др.] при дефиците рублидия и калия. В том же метеорите обнаружены включения, обогащенные рублидием [192 и др.].

Возвращаясь к сопоставлению распространенности тугоплавких и легкоплавких элементов в мантии Земли и хондритах (см. табл. 5), следует заключить, что мантия обогащена тугоплавкими РЗЭ, гафнием, ураном, торием и стронцием и обеднена калием, рублидием и свинцом; особенно сильно это проявлено в отношении углистых хондритов С1.

С качественной стороны этот результат не нов. Можно найти десятки работ, в которых исследователи давно уже пришли к подобному заключению; еще более резкое накопление тугоплавких элементов отмечается для Луны [184, 187, 222, 229, 335, 378, 391 и др.] (см. табл. 4). Так, например, уже с середины 60-х годов во многих работах подчеркивается существование дефицита рублидия и калия в мантии Земли [187, 229 и др.]. В результате детальных геохимических исследований получены доказательства пониженного содержания многих других легкоплавких и летучих элементов в Земле сравнительно с хондритами (Na, Zn, Cd, Hg, In, Bi, Ge, Cl, S и F) [60]. Точно так же, после изучения распространенности РЗЭ в земных и лунных базальтах, стало очевидным, что мантии обеих планет обогащены РЗЭ относительно хондритов [11, 212 и др.]; к подобному заключению приводит и совместный анализ данных по геохимии и изотопам неодима [89].

Итак, факт геохимического различия мантии Земли и хондритов у большинства исследователей не вызывает сомнений. Очень вероятно также, что степень обогащения тугоплавкими элементами для Луны больше, чем для Земли. Трудности возникают при попытках интерпретации причин этого явления. Не ясно, прежде всего, на ка-

Таблица 5. Сравнение распространенности некоторых элементов в мантии Земли и хондритах, г/т

Элемент	Мантия Земли (по данным для лерцолитов)	Хондриты		Степень обогащения в мантии относительно	
		в целом*	углистые—С1**	хондритов	С1
U	0,038	0,0126	0,0086	3,02	4,42
Th	0,128	0,0452	0,038	2,83	3,37
Hf	0,28	0,18	0,11	1,55	2,54
La	0,563	0,325	0,23	} 1,73	} 2,45
Ce	1,469	0,848	0,62		
Pr	0,222	0,128	0,10		
Nd	1,091	0,631	0,445		
Sm	0,342	0,204	0,143		
Eu	0,134	0,077	0,055		
Gd	0,470	0,272	0,193		
Tb	0,086	0,050	0,044		
Dy	0,585	0,338	0,243		
Ho	0,131	0,075	0,057		
Er	0,382	0,221	0,158		
Tu	0,059	0,034	0,023		
Yb	0,380	0,220	0,156		
Lu	0,058	0,034	0,023		
Sr	15	11	8,6	1,36	1,74
K	200	835	500	0,24	0,40
Rb	0,47	2,55	1,88	0,18	0,25
Pb	0,30	—	1,94	—	0,15

*Состав РЗЭ дается по среднему из [171], основываясь на содержании иттербия — 0,22 г/т [11, 42]; для остальных элементов приводится среднее по табл. 4.

**Распространенность РЗЭ по [171, 42], остальные элементы по [265].

ком этапе произошло фракционирование вещества солнечной туманности — при конденсации, на стадии аккреции или вообще химическое разделение не связано ни с одним из этих процессов, а является вторичным эффектом поздней дифференциации вещества планет, обусловленным их расслоением на оболочки.

Наименее вероятной для получения значительных химических различий между хондритами и планетами может рассматриваться стадия аккреции, если иметь в виду разделение тугоплавких и легкоплавких элементов, не включая летучие. Даже при допущении совместной потери с какой-то массой летучих и части легкоплавких элементов невозможно объяснить обогащенность мантии Земли или Луны тугоплавкими элементами. Напротив, модели дифференциации вещества на стадии конденсации и модели вторичного перераспределения элементов из гомогенного материала планет в принципе более приемлемы, так как в первом приближении объясняют и потерю, и накопление различных элементов в мантии Земли.

Существо подхода сторонников возникновения химической неоднородности уже при конденсации состоит в предположении, что Земля и Луна формировались из зоны облака, которая при конденса-

ции обогатилась тугоплавкими и утратила часть легкоплавких элементов. Пока отсутствовали точные данные о распространенности отдельных элементов в мантии Земли, оставался большой простор для варьирования соотношениями тугоплавких и легкоплавких компонентов при построении моделей состава Земли (от 85 до 9% тугоплавких конденсатов [184, 335]). Столь же разительны расхождения в суждениях о составе Луны: 69% высокотемпературных компонентов типа включений Allende и 31% низкотемпературных — типа углистых хондритов C1 [378]; по 50% — [377 и др.]; 30% высокотемпературных — [184].

Применение геохимического метода корреляции отношений пар элементов с их содержаниями в перидотитах впервые позволило определить распространенность отдельных элементов в верхней мантии Земли с точностью (10—20 отн. %), недоступной всем приемам, ранее использовавшимся для подобной цели. Тем самым данные, приведенные в табл. 5, следует рассматривать как весьма строгое ограничение для любых модельных расчетов первичного соотношения тугоплавких и легкоплавких компонентов, из которых формировалась Земля.

Более того, помимо факта накопления тугоплавких и потери легкоплавких элементов в мантии Земли сравнительно с хондритами, из табл. 5 очевидно, что степень изменения содержания отдельных элементов при этом различная: среди тугоплавких максимальное обогащение — для урана и тория, промежуточное — для гафния и РЗЭ, минимальное — для стронция; среди легкоплавких минимальное отклонение от распространенности в хондритах — для калия, максимальное — для рубидия и свинца.

Можно полагать, что в принципе изменение в степени накопления—потери в ряду указанных элементов должно быть связано с различием их термодинамических характеристик. Действительно, если, например, сравнивать калий и рубидий, то в примерном интервале температур конденсации элементов в окислы и силикаты (1500—1000 К) летучесть окислов рубидия над жидкостью на полтора порядка выше, чем для окислов калия [74]. Это означает, что при конденсации потеря рубидия должна существенно превышать потерю калия при одних и тех же условиях. Распространенность рубидия в мантии Земли составляет лишь 25% от содержания этого элемента в углистых хондритах C1, для калия — 40% (см. табл. 5).

Гипотезы гомогенной аккреции основаны на иных идеях возникновения различий в распространенности отдельных элементов между хондритами и мантией Земли.

Термодинамическое сродство рубидия, калия и свинца с серой, устойчивость сульфидов при повышенных температурах и растворимость их в FeS и сплаве Fe—Ni [253] явились основой для предположения об удалении главной массы этих элементов из силикатной части Земли в ее ядро при формировании его в ходе вторичного расслоения планеты. С гипотезой расслоения на мантию и ядро связано также объяснение увеличения содержания тугоплавких элементов в мантии. Например, согласно А.Е. Рингвуду [60], за

счет отделения металлического ядра следует ожидать примерно 1,5-кратного обогащения тугоплавкими элементами в мантии сравнительно с исходным хондритовым составом. В итоге сторонники гомогенной аккреции Земли приходят к модели, в какой-то степени (в первом приближении) объясняющей противоречие между хондритами и мантией. Однако, если опираться на новую более точную информацию по распространенности отдельных элементов в мантии Земли, то очень видно, что подобная модель не может быть согласована с разной степенью обогащения мантии тугоплавкими элементами. В последнее время ставится под сомнение и вероятность захвата в значительных количествах щелочных элементов ядром Земли [48]. Выдвигается возражение, касающееся содержания никеля в базальтах и ультраосновных породах мантии: оно оказалось гораздо выше, чем можно было бы ожидать, если бы эти породы находились в равновесии со сплавом Fe—Ni [48].

Таким образом, следует заключить, что хондритовая модель не удовлетворяет ни составу Земли, ни составу мантии. Изменения в степени обогащения от урана до рублидия и свинца в мантии Земли в сравнении с хондритами отражает возникновение химической неоднородности в протопланетной туманности, по-видимому, на стадии конденсации. Оно полностью не стирается при аккреции Земли и образовании других планет земной группы.

ГЛАВА II ИЗОТОПНЫЕ ПАРАМЕТРЫ И КОНСТАНТЫ

Получение изотопной и геохронологической информации, помимо знания распространенности некоторых элементов в мантии Земли, базируется на использовании ряда исходных величин, включающих константы радиоактивного распада, начальные отношения изотопов при формировании исходного вещества Земли и современные изотопные характеристики мантии.

Все эти величины по мере развития геохимии изотопов неоднократно проверялись и уточнялись. Для оценки некоторых из них существуют принципиальные трудности, отражающие состояние знаний этапов конденсации и аккреции вещества протопланетного облака, времени формирования оболочек Земли и ее ядра и т.д., для других — все определяется уровнем аналитической точности и взаимной корреляцией изотопных величин или отношений элементов,

КОНСТАНТЫ РАДИОАКТИВНОГО РАСПАДА

Основу изотопной геохронологии составляет использование констант радиоактивного распада (λ), определяемых из периодов полураспада ($T_{1/2}$) материнских радиогенных изотопов. Точность оценок величин констант радиоактивного распада, использовавшихся в 50—60-е годы, была сравнительно невелика. К тому же в литературе

фигурировало несколько значений. Так, например, наиболее часто, начиная с 1956 г., при расчете возраста по Rb—Sr методу большинство авторов применяли константы $\lambda_{87\text{Rb}} = 1,39 \cdot 10^{-11} \text{ год}^{-1}$ и $T_{1/2} = 5,0 \cdot 10^{10} \text{ год}$, полученные Л. Эдричем с сотрудниками [87]; эти константы приводили в согласие оценки возраста, основанные на использовании Rb—Sr и U—Pb методов. Однако ряд исследователей [151 и др.] отдавали предпочтение величинам $\lambda_{87\text{Rb}} = 1,47 \cdot 10^{-11} \text{ год}^{-1}$ и $T_{1/2} = 4,7 \cdot 10^{10} \text{ год}$, установленным в 1959 г. К. Флином и Е. Гленденином [183], применение которых обеспечивало большее соответствие Rb—Sr и K—Ar геохронологических данных. Заметные расхождения в определении возраста получались также при использовании констант радиоактивного распада ^{235}U , ^{238}U и ^{232}Th , опубликованных Л. Стиффом с сотрудниками [344] и Дж. Калпом и другими (см. в [79]). Такая ситуация сохранялась почти два десятилетия.

В 70-х годах началось исследование геохронологии лунных образцов. С особой остротой встала задача покончить с субъективизмом в использовании величин констант радиоактивности распада, поскольку этапы магматической деятельности в пределах материковой и морской областей Луны, как выяснилось, были весьма сближены. Это предъявило новые требования к точности знаний констант радиоактивного распада. Начало работ по Луне совпало с разработкой нового поколения масс-спектрометрической аппаратуры повышенной точности [308, 309 и др.] и появлением нового Sm—Nd геохронологического метода [258, 259, 163—165 и др.].

В 1971 г. А. Джефи с сотрудниками [236] провели уточнение значений величин ^{235}U , ^{238}U , ^{232}Th , а через год Дж. Стейси и Т. Штерн на основе новых констант радиоактивного распада построили таблицы для расчета свинцовых изотопных возрастов. В первой половине 70-х годов развернулась дискуссия по поводу использования разных величин констант радиоактивного распада рубидия [293 и др.]. В 1974 г. В. Нейман и Е. Хюстер [293], а затем в 1977 г. Д. Дэвис с сотрудниками [154] провели уточнение константы радиоактивного распада рубидия, выделив ^{87}Sr из солей рубидия и нашли $\lambda_{87\text{Rb}} = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ год}^{-1}$ $[(1,419 \pm 0,012) \cdot 10^{-11} \text{ год}^{-1}]$. В том же году Д. Папанастасиу с сотрудниками [307] при анализе лунных базальтов сопоставили возрастные оценки для одних и тех же образцов, полученные с высокой точностью Rb—Sr, ^{40}Ar — ^{39}Ar и Sm—Nd методами, и показали полное совпадение датировок трех методов лишь при варианте расчета Rb—Sr методом с константой $\lambda_{87\text{Rb}} = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ год}^{-1}$ (табл. 6).

Подводя итоги работ по уточнению констант радиоактивного распада, выполненных прямым определением и путем корреляции данных разных геохронологических методов, комиссия по геохронологии в 1977 г. [343] рекомендовала новые значения констант и периодов полураспада, которые представлены в табл. 7 вместе с аналогичными данными для новых Sm—Nd, Lu—Hf и La—Ce геохронологических методов, развитых в последние годы.

Большинство исследователей постепенно с 1977—1979 гг. пере-

Таблица 6. Сравнение возрастных данных в лунных базальтах по данным разных геохронологических методов [307].

Лунные базальты	Rb—Sr ($n \cdot 10^{-11} \text{ год}^{-1}$)		Sm—Nd	^{40}Ar — ^{39}Ar
	$b = 1,39$	$n = 1,42$		
10062	$4,01 \pm 0,11$	$3,92 \pm 0,11$	$3,88 \pm 0,06$	$3,82 \pm 0,06$
10072	$3,64 \pm 0,05$	$3,56 \pm 0,05$	$3,57 \pm 0,03$	$3,62 \pm 0,04$

Таблица 7. Константы радиоактивного распада природных радиоактивных изотопов

Изотоп	λ (год^{-1})	$T_{1/2}$ (лет)	Источник
^{87}Rb	$1,42 \cdot 10^{-11}$	$1,88 \cdot 10^{10}$	[154]
^{147}Sm	$6,54 \cdot 10^{-12}$	$1,06 \cdot 10^{11}$	[165]
^{176}Lu	$1,94 \cdot 10^{-11}$	$3,57 \cdot 10^{10}$	[311]
^{232}Th	$4,9475 \cdot 10^{-11}$	$1,401 \cdot 10^{10}$	[236]
^{235}U	$9,8485 \cdot 10^{-10}$	$7,0381 \cdot 10^8$	[236]
^{238}U	$1,55125 \cdot 10^{-10}$	$4,4683 \cdot 10^9$	[236]
^{138}La	$2,58 \cdot 10^{-12}$	$2,69 \cdot 10^{11}$	[355]

шло на применение новых констант. Однако в ряде работ, использующих Rb—Sr метод преимущественно для метеоритов, продолжается публикация данных на основе $\lambda^{87}\text{Rb} = 1,39 \cdot 10^{-11} \text{ год}^{-1}$ [271 и др.].

В 1982 г. Дж. Минстер с сотрудниками вновь возвратились к проблеме констант радиоактивного распада [279]. Они сопоставили изотопные характеристики стронция в хондритах и при использовании значения $\lambda^{87}\text{Rb} = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ год}^{-1}$ нашли средний возраст этих метеоритов в 4498 ± 15 млн. лет; авторы пришли к заключению, что для согласования данных по возрасту хондритов, получаемых U—Th—Pb и Rb—Sr методами, требуется применить иное значение для константы радиоактивного распада рубидия. Согласно их расчету, $\lambda^{87}\text{Rb} = (1,402 \pm 0,008) \cdot 10^{-11} \text{ год}^{-1}$.

В настоящей работе используются значения изотопного возраста, полученные или пересчитанные по новым константам радиоактивного распада, приведенным в табл. 7.

ВОЗРАСТ ЗЕМЛИ

Для оценки времени образования Земли использованы разные методы: по возрасту метеоритов — из предположения об близости или тождестве времени аккреции вещества метеоритов и Земли; по возрасту древнейших пород Луны — исходя из тех же предположений, что и для метеоритов; непосредственно по земным породам с наиболее примитивными или усредненными изотопными характеристиками.

Первая корректная оценка возраста Земли сделана в 1956 г. К. Паттерсоном [344], сопоставившим изотопные отношения свинца $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ хондритовых и железных метеоритов и сов-

ременных океанических осадков Земли. Линейный график $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, единый для метеоритов и осадков, соответствовал $4,55 \pm 0,07$ млрд. лет (в пересчете на новые константы радиоактивного распада урана — $4,49 \pm 0,07$ млрд. лет [357]). Итак, в пределах указанной точности время образования метеоритов и Земли совпадает.

В последующие годы возраст метеоритов многократно определялся разными методами (табл. 8). Наиболее точные результаты для разных типов метеоритов группируются в интервале $4,44$ — $4,60$ млрд. лет. Исключение составляют лишь некоторые типы ахондритов (Кароэта, Shergotty и др.) с существенно более молодыми возрастaми, специфика генезиса которых (в сравнении с основной массой метеоритов) является предметом обсуждения в последние годы.

Помимо работ по отдельным метеоритам, проведены исследования с целью выяснения изохронных возрастaов по определенным типам хондритов и ахондритов, реже — для нескольких типов одновременно. По точности оценок возрастa все результаты можно разделить на две группы (табл. 9). Одна из них характеризуется пониженной точностью (± 70 — 350 млн. лет) и максимальным разбросом возрастaов, причем для углистых хондритов и эвкритов отмечаются наибольшие вариации ($4,30$ — $4,85$ млрд. лет). В последние годы, очевидно, благодаря прогрессу в масс-спектрометрической технике, точность изохронных оценок заметно возросла (± 18 — 50 млн. лет): для амфотеритов, энстатитовых и бронзитовых хондритов, а также для диагенитов, составляющих вторую группу (см. табл. 9), изохронные возрастa удивительно близки, варьируют от $4,49$ до $4,53$ млрд. лет. Используя $\lambda^{87}\text{Rb} = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ год}^{-1}$, Д. Минстер с сотрудниками [279] определили средний возраст H-, E-, LL-хондритов в $4,498 \pm 0,015$ млрд. лет; как уже указывалось, те же авторы полагают, что для согласия между возрастaми хондритов, оцениваемыми Rb—Sr и U—Th—Pb методами, необходимо использовать иную константу радиоактивного распада ^{87}Rb , тогда средний возраст хондритов составит $4,555 \pm 0,010$ млрд. лет.

Таким образом, интервал $4,50$ — $4,55$ млрд. лет следует рассматривать как наиболее строгое ограничение на максимальный возраст Земли, если исходить из данных по метеоритам.

Другой путь определения возрастa Земли — сравнение с наиболее древними породами Луны. Данные для этих пород суммированы в табл. 10. В целом результаты оценок возрастa лунных пород ($4,46$ — $4,53$ млрд. лет) достаточно близки к определениям возрастa метеоритов. Вероятно, минимальные величины $4,46$ — $4,48$ млрд. лет соответствуют более поздним процессам дифференциации вещества Луны. Поэтому верхние значения $4,51$ — $4,53$ млрд. лет, практически тождественные основной массе метеоритных датировок и изохронным оценкам для хондритов, приемлемы как близкие ко времени образования Луны и Земли.

Третий вариант оценок возрастa Земли связан с экстраполяцией данных по системе U—Pb земных образцов. Расчеты, выполненные по изотопным соотношениям свинцов с использованием одно- и двухстадийных моделей развития при определенных значениях μ , пред-

Таблица 8. *Возраст и начальные отношения изотопов метеоритов*
 [80, 116, 202, 280, 281, 257, 308, 357 и др.]

Метеорит	Тип*	Метод анализа	Возраст**, млрд. лет	Начальное отношение изотопов***
Ахондриты				
Angra dos Reis	Aa	Sm—Nd	4,55 ± 0,04	0,50682 ± 5
		U—Th—Pb	4,54 ± 0,05	—
		Pb—Pb	4,555 ± 0,005	—
Bereba	Aeu	Rb—Sr	4,08 ± 0,26	0,69898 ± 7
Juvinas	То же	Rb—Sr	4,50 ± 0,07	0,69898 ± 5
Ibitira	"	Pb—Pb	4,55 ± 0,01	—
		Pb—Sr	4,42 ± 0,25	0,69895 ± 10
Moama	"	Sm—Nd	4,58 ± 0,05	0,50684 ± 8
Moore County	"	Sm—Nd	4,60 ± 0,04	0,50676 ± 7
Nuevo Laredo	"	Pb—Pb	4,529 ± 0,005	—
Pasamonte	"	Sm—Nd	4,58 ± 0,12	0,50681 ± 14
		U—Th—Pb	4,53 ± 0,03	—
		Pb—Sr	4,45	0,69899
Sioux County	"	Pb—Pb	4,526 ± 0,010	—
		Rb—Sr	4,10 ± 0,14	0,69897 ± 8
Stannern	"	Rb—Sr	3,23 ± 0,5	0,6993 ± 2
Капоета	Aho	Rp—Sr	4,44 ± 0,12	0,69885 ± 4
		То же	3,81 ± 0,05	0,69888 ± 5
		"	3,55 ± 0,08	0,69905 ± 6
Железокаменные и железные метеориты				
Esterville	M	Rb—Sr	4,53 ± 0,26	0,69903 ± 3
		То же	4,35 ± 0,10	0,69905 ± 2
Colomere	Аном	"	4,51 ± 0,04	0,69940 ± 4
Хондриты				
Murray	C2	Pb—Pb	4,511 ± 0,042	—
Allende	C3	Pb—Pb	4,496 ± 0,010	—
		Pb—Sr	4,56 ± 0,04	—
Parnalee	LL3	То же	4,53 ± 0,02	0,69900 ± 9
Chainpur	LL3	"	4,52	0,69877
Soko Banja	LL4	"	4,48	—
		"	4,452 ± 0,020	0,69959 ± 24
Krähenberg	LL5	"	4,60 ± 0,014	0,6989 ± 5
Barwell	L5	U—Th—Pb	4,530 ± 0,005	—
Modoc	L6	Pb—Pb	4,53 ± 0,015	—
Индарх	E4	Pb—Sr	4,393 ± 0,043	0,7005 ± 9
		Pb—Sr	4,46 ± 0,08	0,7005 ± 30
Saint Sauveur	E4	Rb—Sr	4,457 ± 0,047	0,6993 ± 14
Saint Mark's	E5	То же	4,335 ± 0,050	0,69979 ± 22
Tieschitz	H3	"	4,518 ± 0,026	0,69881 ± 16
Plainview	H5	Pb—Pb	4,529 ± 0,010	—
Beadsley	H5	Pb—Pb	4,574 ± 0,012	—

*Классификация метеоритов по [265].

**Пересчет Rb—Sr возрастов проведен на $\lambda^{87}\text{Rb} = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ год}^{-1}$.

***В данной и последующих таблицах, а также в тексте при приведении данных по точности определения изотопных отношений (и начальных отношений изотопов) вместо величин $n \cdot 10^{-3}$ — $n \cdot 10^{-7}$ дается лишь значение n ; например, вместо $0,50682 \pm 0,00005$ дано $0,50682 \pm 5$.

Таблица 9. Возраст и начальные отношения изотопов отдельных групп метеоритов [80, 280—283 и др.]

Группа метеоритов	Метод анализа	Возраст млрд. лет	Начальное отношение
Амфотериты (LL)	Rb—Sr	4,493 ± 0,018	0,69882
Энстатитовые хондриты (E)	То же	4,516 ± 0,029	0,69874
Бронзитовые хондриты (H)	"	4,52 ± 0,05	0,69876
Диагениты (Ah)	"	4,53 ± 0,02	0,69881
Бронзитовые хондриты	Rb—Sr	4,59 ± 0,07	0,6983
Энстатитовые хондриты	То же	4,54 ± 0,11	0,69879
Энстатитовые хондриты	"	4,44 ± 0,13	0,6993
Эвкриты (Aeu)	"	4,30 ± 0,26	0,698990
Углистые хондриты	"	4,85 ± 0,29	0,6978
Хондриты	"	4,37 ± 0,35	0,7007
Хондриты и железные метеориты	$^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$	4,58 ± 0,21	0,805
Амфотериты (LL)	Rb—Sr	4,56 ± 0,15	0,7005
Гиперстеновые (L)	"	4,48 ± 0,14	0,7008

Таблица 10. Возраст древнейших пород Луны [128, 227, 308, 332 и др.]

Порода	Номер образца	Метод анализа	Возраст, млрд. лет
Троктолит	76535	Rb—Sr	4,51 ± 0,07
Анортозит	22013	^{40}Ar — ^{39}Ar	4,51
Норит	78236	Sm—Nd	4,48
Троктолит	73215	^{40}Ar — ^{39}Ar	4,46 ± 0,04
Дунит	72417	Rb—Sr	4,46 ± 0,10
Изохрона для анортозитов и др.	—	Rb—Sr	4,53 ± 0,10

Таблица 11. Оценка возраста Земли по изотопным данным системы U—Pb для земных образцов

Породы	Район	μ	Возраст, млрд. лет	Источник
Гнейсы	Западная Гренландия	9,4	4,45	[185]
		8,5	4,47 ± 0,05	
Рудные свинцы	Разные районы		4,49 ± 0,18	[264]
Слоистые основные-ультраосновные интрузии	Кольский полуостров, Монча Восточная Гренландия	7,79	4,58 ± 0,17	[263]
		7,94	4,55 ± 0,01	[263]

ставлены в табл. 11. Интервал вариаций в оценках возраста (4,47—4,58 млрд. лет) сопоставим с наблюдаемым для метеоритов и Луны.

Таким образом, все три способа определения возраста Земли приводят к близким результатам, среди которых преобладают значения 4,50—4,55 млрд. лет (в данной работе поэтому для Земли, Луны и метеоритов принят единый возраст $4,52 \pm 0,02$ млрд. лет).

НАЧАЛЬНЫЕ ОТНОШЕНИЯ РАДИОГЕННЫХ ИЗОТОПОВ ПРИ АККРЕЦИИ ЗЕМЛИ

Вполне очевидно, что начальные отношения радиогенных изотопов ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{207}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и др.) являются минимальными в момент образования Земли и в геологическом времени постепенно возрастают в зависимости от относительного содержания материнских изотопов, определяемого обычно по величинам соотношения пар элементов (Rb/Sr, U/Pb, Sm/Nd и др.).

Так как возраст Земли близок к возрасту образования метеоритов, то начальные отношения радиогенных изотопов в мантии Земли можно оценить по аналогичным отношениям в метеоритах.

Наиболее низкие отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (α), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (β), $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (γ) впервые были установлены в троилите железного метеорита Canyon Diablo [314]. Впоследствии величины α , β , и γ неоднократно уточнялись. По данным М. Татсумото с сотрудниками [357], $\alpha = 9,307 \pm 3$, $\beta = 10,294 \pm 3$ и $\gamma = 29,476 \pm 9$. Близкие значения изотопных отношений свинца найдены Г. Тилтоном [365] в хондрите Mezö-Madaras: $\alpha = 9,310$; $\beta = 10,296$; $\gamma = 29,49$.

Первая наиболее точная оценка начального отношения изотопов стронция (I^{Sr}) выполнена Д. Папанастасиу и Г. Вассербургом [310], которые по изохроне для эвкритов нашли $I^{\text{Sr}} = 0,698990 \pm 47$. Так как в эвкритях отношение Rb/Sr очень низкое ($n \cdot 10^{-3}$), I^{Sr} эвкритов может рассматриваться как достаточно строгое приближение к исходному соотношению изотопов стронция в протосолнечной туманности. В ахондрите Angra dos Reis было обнаружено еще более низкое значение Rb/Sr = 0,00035, а $I^{\text{Sr}} = 0,69884—0,69881$, рассчитанное на возраст 4,6 млрд. лет, оказалось меньше, чем в эвкритях [308, 309]. Для говардита Кароета по минеральной изохроне найдено $4,54 \pm 0,12$ млрд. лет и $I^{\text{Sr}} = 0,69885 \pm 4$ [308].

В хондритах, как показали детальные исследования, величины I^{Sr} существенно не отличаются от найденных в ахондритах. Так, Г. Везерил с сотрудниками [384] обнаружили во включении, обогащенном кальцием, из углистого хондрита Allende низкое отношение Rb/Sr = 0,0011 и измерили отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, которое в пересчете на возраст 4,6 млрд. лет соответствовало $I^{\text{Sr}} = 0,69890 \pm 8$. В мелилитовой хондре из того же метеорита найдено Rb/Sr = 0,00027 и $I^{\text{Sr}} = 0,69877 \pm 5$ в расчете на 4,6 млрд. лет [193]; для двух других хондр в той же работе приводятся $I^{\text{Sr}} = 0,69874$ и 0,69860. Помимо расчетных оценок величин I^{Sr} , для хондритов известны достаточно точные изохронные определения возраста и значения I^{Sr} для амфо-

теритов приводится возраст $4,493 \pm 0,018$ млрд. лет. и начальное отношение $0,69882 \pm 8$ [280]; групповая изохрона для энстатитовых, оливин-бронзитовых и амфотеритовых хондритов соответствует $4,498 \pm 0,015$ млрд. лет. и $I^{Sr} = 0,69885 \pm 10$ [279]; минеральная изохрона амфотерита Chainpur — $4,52$ млрд. лет и $I^{Sr} = 0,69877 \pm 24$ [280].

Итак, минимальные значения I^{Sr} метеоритов варьируют в очень узких пределах, от $0,69877$ до $0,69899$ (если судить по данным для изохрон с возрастом $4,49-4,52$ млрд. лет). Для сравнения укажем, что в наиболее древних породах Луны ($4,46-4,53$ млрд. лет) найдены $I^{Sr} = 0,69900-0,69905 (\pm 4)$ [308, 332]; в железоканном метеорите Esterville отмечается (см. табл. 8) $I^{Sr} = 0,69903-0,69905$. В обоих случаях величины I^{Sr} близки к верхнему пределу значений I^{Sr} , найденных в хондритах. Таким образом, для земной мантии (при аккреции) можно ориентироваться на начальное отношение изотопов стронция около $0,69900$.

Первые оценки начального отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (I^{Nd}) были выполнены для эвкритов. Г. Лугмаер с сотрудниками [256, 258, 259] для эвкрита Juvinas нашли изохронный возраст $4,56$ млрд. лет и привели несколько значений I^{Nd} , последнее из которых равно $0,506775$. Для эвкритов Moata и Moore County соответственно найдено $4,58$ млрд. лет и $I^{\text{Nd}} = 0,50684 \pm 1$ и $4,6$ млрд. лет и $0,50676 \pm 7$ [202 и др.].

В 1980 г. С. Якобсен и Г. Вассербург [232] опубликовали новые данные по эвкриту Juvinas и нескольким хондритам. Они показали, что все анализы метеоритов укладываются на изохрону с возрастом около $4,6$ млрд. лет, причем $I^{\text{Nd}} = 0,505828 \pm 9$. Столь резкое отличие значения I^{Nd} , найденного этими авторами, от данных, приводимых Г. Лугмаером и другими, в известной мере имеет условный характер, так как вызвано прежде всего различием в особенностях масс-спектрального изотопного анализа неодима (выбором изотопных пар для нормализации, форм регистрируемых ионов и т.д.). В итоге возникло две системы (шкалы) значений отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, широко используемых в современных работах по изотопам неодима.

В заключение приведем оценку начального отношения изотопов гафния, полученную по эвкритам в расчете на возраст $4,55$ млрд. лет: $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (I^{Hf}) = $0,27978 \pm 9$ [311]. Здесь же отметим, что, по мнению И.Н. Толстихина и других [76], во время образования Земли отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ было около $2,4 \cdot 10^{-4}$, а $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} \sim 10^{-4}$.

СОВРЕМЕННОЕ СООТНОШЕНИЕ ИЗОТОПОВ В МАНТИИ ЗЕМЛИ

Радиогенные изотопы

В зависимости от величин констант радиоактивного распада материнских изотопов за время существования Земли произошли разные изменения изотопных отношений тех или иных элементов.

Одним из самых минимальных было увеличение отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: если отношение Sm/Nd мантии Земли было точно хондритовое, то отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ возросло за $4,55$ млрд. лет всего

на 1,13% [165]. При столь незначительных изменениях соотношения изотопов Nd чрезвычайно велики требования как к точности определения этого отношения, так и к точности оценки степени сходства состава РЗЭ мантии Земли и хондритов.

Среднее значение $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, принятое для хондритов и мантии Земли, равно 0,1967. Фактически между разными классами хондритов оно изменяется от 0,195 до 0,202, т.е. на 3,5 отн.%. Реальная точность оценки концентраций отдельных лантаноидов составляет 1—10% [11, 42 и др.]. В итоге, хотя отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в лучших лабораториях определяется с точностью $\pm 0,01$ — $0,003$ отн.%, соотношение лантаноидов, в частности Sm/Nd известно со значительно большей погрешностью. Вместе с тем, как уже отмечалось [232], если отношение Sm/Nd в мантии Земли отличается на 1,7 отн.%, то это приводит к принципиально иным заключениям о характере эволюции

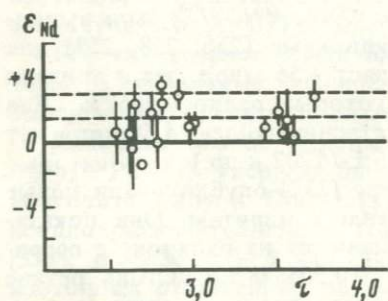


Рис. 10. Отклонение величин ϵ_{Nd} в некоторых архейских породах от среднего значения $\epsilon_{\text{Nd}} = 0$ в хондритах [174, 232]

вещества мантии и коры в раннем архее. Действительно, согласно [232], при использовании хондритового отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ для мантии во многих архейских породах отмечается отклонение от однородного мантийного резервуара (CHUR) на 1—2 ϵ -единицы (рис. 10), что следует трактовать как признак происхождения этих пород из дифференцированной мантии. Если же указанное отклонение отражает реальное различие соотношений РЗЭ мантии и хондритов, то архейские породы должны были иметь $\epsilon_{\text{Nd}} \approx 0$ и происхождение из однородного мантийного резервуара.

Хотя вопрос о существовании подобных тонких различий в составе РЗЭ мантии и хондритов остается открытым, по аналогии с другими тугоплавкими элементами (Th, U, Sr), в разной степени накопившимися в мантии, можно предполагать небольшое фракционирование РЗЭ на стадии конденсации протопланетного облака. Однако доказать это сейчас нет возможности.

Опираясь на хондритовое отношение Sm/Nd, легко определить современное отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: по шкале Г. Вассербурга и других — 0,511684, по шкале Лугмаера, Онайенса и других — 0,51264. Этим величинам соответствует среднее отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70475$. Оба изотопных отношения отличаются от величин $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, наблюдаемых в осадках [271].

Расчет современных соотношений изотопов свинца зависит от выбранных величин Th/U и μ (или концентраций Pb) для мантии.

Одним из примеров, в котором принятые значения концентраций Th, U и Pb сильно не отличаются от найденных в верхней мантии (см. табл. 5), является оценка, выполненная Р. Зартманом и Б. Доу [392]: $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} = 8,92$; $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} = 3,57$; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,10$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,42$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37,70$. Изотопные отношения свинца мантии не совпадают с таковыми осадков (и докембрийских щитов).

По данным П. Пачетта и др. [311], хондритовое отношение $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,0334$, что приводит к современному отношению $^{176}\text{Hf}/\text{Hf}^{177} = 0,28286$.

Инертные газы

По мнению И.Н. Толстихина и др. [76], современное мантийное отношение $^3\text{He}/^4\text{He} = 5 \cdot 10^{-5}$ и $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 400$. Однако недавно [306] в алмазах Южной Африки измеренное отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в трех случаях оказалось выше $1 \cdot 10^{-4}$. Это может указывать на длительную изоляцию гелия от радиоактивных элементов, если возраст алмаза велик, и, таким образом, найденное отношение $^3\text{He}/^3\text{He}$ скорее ближе к первичному древнему, чем к среднему современному. С другой стороны, надо иметь в виду, что оценка современного мантийного отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ проведена по максимальным величинам его, найденным в лавах Гавайских островов. Однако эти породы (по данным для изотопов Nd, Sr, и Pb) произошли из частично обедненной мантии. Поэтому нет уверенности в том, что величина $5 \cdot 10^{-5}$ — окончательный и максимальный результат.

Самостоятельную проблему составляет оценка мантийного отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$. По мнению А.Б. Верховского и др., [18 и др.], ее нельзя решать в отрыве от других благородных газов. Авторы предложили метод учета элементного фракционирования газов (используя нормализацию по радиогенным изотопам). Таким путем они оценили отношение $^4\text{He}/^{20}\text{Ne} \geq 10^4$ и $^4\text{He}/^{132}\text{Xe} \geq 10^7$; сообщается также, что распространность Ne, Ar, Kr и Xe в мантии подобна атмосферной. Вместе с тем подчеркивается возможность различия в поведении гелия и всех других благородных газов, а также необходимость учета отношения $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$, которое резко различно (по мнению авторов) между атмосферой и мантией (соответственно $\sim 5 \cdot 10^{-1}$ и $\sim 10^4$). В итоге предполагается [17], что примеры близости отношений $\text{Ar}^{40}/^{36}\text{Ar}$ мантийных пород к атмосферному $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 295,6$ [88 и др.] отражают не первичную мантийную природу, а контаминацию пород атмосферными газами.

Таким образом, интерпретация изотопных характеристик благородных газов из пород мантийного генезиса пока противоречива.

Стабильные изотопы

Важнейшей особенностью стабильных изотопных систем является отчетливое масс-фракционирование между газовой, жидкой и твердой фазами, регулируемые константами равновесного обмена. В результате контрастности условий становления мантии и коры соотношения стабильных изотопов между обеими оболочками не остаются одинаково-

выми. Возникающие различия могут использоваться для расшифровки природы источников тех или иных пород или минералов. Поэтому стабильные изотопы выступают как самостоятельный природный индикатор процессов.

Принято изотопный состав кислорода и водорода выражать в промиллях относительно международного стандарта SMOW (стандартной средней океанической воды): $\delta^{18}\text{O}^0/_{\infty}$ или $\delta\text{D}^0/_{\infty}$. В океанической воде $(\text{D}/\text{H})_{\text{SMOW}}=1,58 \cdot 10^{-4}$. Отрицательные значения величин δ означают обеднение тяжелым изотопом, а положительные — обогащение им.

По данным Т. Кайзера с сотрудниками [247], изотопный состав кислорода в перидотитах верхней мантии варьирует в узких пределах: $\delta^{18}\text{O}$ в гранатовых разностях изменяется от +5,3 до +7,2 $^0/_{\infty}$, в шпинелевых — от +5,2 до +7,0 $^0/_{\infty}$. В базальтовых лавах отмечается несколько больший диапазон: +4,9 ÷ +8,3 $^0/_{\infty}$, при этом от толетитов к более глубинным щелочным базальтам $\delta^{18}\text{O}$ незначительно возрастает (в среднем от +5,4 до +6,2 $^0/_{\infty}$); максимальные значения $\delta^{18}\text{O}$ отмечаются в калиевых ультраосновных щелочных и карбонатитовых расплавах.

Важно подчеркнуть, что $\delta^{18}\text{O}$ мантийных пород существенно отличается от гидротермальных и метеорных вод ($\delta^{18}\text{O} < 4^0/_{\infty}$) и осадочных пород ($\delta^{18}\text{O} > +8 \div +10^0/_{\infty}$) [359].

Величины δD мантийных водных минералов варьируют от —50 до —75 $^0/_{\infty}$. Этот довольно узкий диапазон существенно перекрывается значениями δD метеорных вод (+50 ÷ —350 $^0/_{\infty}$) и минералов глин (—40 ÷ —160 $^0/_{\infty}$); гидротермальные воды обычно имеют $\delta\text{D} = -50 \div -150^0/_{\infty}$ [341, 359 и др.]; δD сильно изменяется при дегазации магм [358].

Мантийное отношение $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ определено по изотопному составу углерода алмазов и карбонатитов. Для большинства алмазов (из перидотитов) $\delta^{13}\text{C} = -3 \div -9^0/_{\infty}$; анализы из эклогитов имеют $\delta^{13}\text{C}$, изменяющиеся от +2,2 до —34,4 $^0/_{\infty}$ [69]. В осадочных формациях отмечаются резкие колебания: в морских карбонатах $\delta^{13}\text{C} = 0 \pm 5^0/_{\infty}$, в морском органическом веществе $\delta^{13}\text{C}$ изменяется от —18 $^0/_{\infty}$ до —32 $^0/_{\infty}$. Воздушный CO_2 характеризуется $\delta^{13}\text{C} = -7 \div -11^0/_{\infty}$.

Оценку изотопного состава серы принято проводить, нормализуя отношение $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ образца по аналогичному отношению троилита метеорита Canyon Diablo; показано постоянство $\delta^{34}\text{S} = 0 \pm (1 \div 2)^0/_{\infty}$ метеоритов [29]. Изотопный состав серы мантийных перидотитов также близок к метеоритному; в океанической воде $\delta^{34}\text{S} = 20^0/_{\infty}$, в гранитах и метаморфических породах изотопный состав изменчив, но максимальные вариации обнаруживают осадочные породы ($\delta^{34}\text{S}$ изменяется от +40 $^0/_{\infty}$ до —40 $^0/_{\infty}$) [29].

Из краткого обзора изотопных характеристик элементов в мантии очевидно, что возможности индикаторного использования изотопных отношений для генетических построений далеко не одинаковы. Для одних элементов изотопные мантийные параметры четко установлены, для других — это предмет дальнейших исследований и дискуссий. В ряде случаев подчеркивается, что найденные изотопные отношения характеризуют именно недифференцированную мантию (однородный

резервуар), в других случаях разделение между обедненной (обогащенной) и недифференцированной мантией пока сделать нельзя, хотя наличие вариаций не исключает такую возможность (например, для $\delta^{13}\text{C}$ от -3 до $-9^\circ/\infty$ или для $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ от 20000 до 340). Некоторые изотопные отношения фиксируют отличие мантии от других оболочек Земли, особенно от осадочной, водной и атмосферы (радиогенные изотопы, изотопы кислорода, гелия); для других мантийный диапазон вариаций перекрывается изменениями в осадках, метеорной воде и других природных системах. Вместе с тем постоянство изотопных характеристик (для $\delta^{34}\text{S}$ близость к нулю, и для $\delta^{13}\text{C}$ $-6^\circ/\infty$ и т.д.) мантийных пород сравнительно с породами и фазами иных оболочек заслуживает внимания как индикатор природы источника.

Корреляция данных по радиогенным изотопам со стабильными изотопами или благородными газами, широко используемая в современной практике изотопных исследований, существенно повышает достоверность генетических выводов.

ГЛАВА III

СТРУКТУРА И РАЗВИТИЕ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

В структуре внешних оболочек Земли верхняя мантия по комплексу физических и химических свойств занимает особое положение. К верхней мантии приурочен слой пониженной вязкости с признаками частичного плавления — зона астеносферы, обеспечивающая возможность вертикальных и горизонтальных движений литосферы. В верхней мантии осуществляется мощный процесс химической дифференциации, с которым связана мантийная магматическая активность, обуславливающая рост и эволюцию состава и массы коры. Через верхнюю мантию осуществляется связь с более глубокими частями мантии. Поэтому необходимо ознакомиться с основными результатами тектонических и геофизических исследований и изотопными и геохимическими данными по перидотитам верхней мантии, отражающими строение и развитие отдельных частей верхней мантии.

ОБЩАЯ СТРУКТУРА ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Согласно глубинному сейсмическому зондированию верхняя мантия простирается от подошвы коры границы Мохоровичича (М) до глубины около 400 км. Она разделяется на три слоя: верхняя, твердая ее часть входит в состав литосферы, включающей также и перекрывающую кору; под литосферой находится слой астеносферы и подстилающий ее твердый слой основания. Геофизическими методами исследования удалось установить, что вертикальная мощность и горизонтальная протяженность этих слоев сильно изменяются от района к району и в целом имеют определенную связь с поверхностными современными тектоническими структурами. Ниже дается краткая характеристика отдельных слоев верхней мантии (по данным [64, 2, 31, 291 и др.]).

Верхняя часть

В зависимости от мощности перекрывающей коры глубина залегания границы Мохоровичича изменяется от 5—15 км под ложем океана (в трансформных разломах блоки перидотитового состава выходят на поверхность дна) до 60—70 км под Памиром и Гималаями. Средняя мощность земной коры для континентальных структур территории СССР — 40,5 км [64].

Расшифровка природы границы М осуществляется по величинам скоростей распространения волн на уровне этой границы с помощью сейсмических методов. В общем скорость распространения граничных продольных волн вдоль поверхности М (V_{Γ}^M) есть функция давления, температуры и зависит от состава вещества.

Давление на поверхности М изменяется от $2 \cdot 10^3$ кгс/см² в западной части Тихого океана до $20 \cdot 10^3$ кгс/см² в районах Памира и Тянь-Шаня

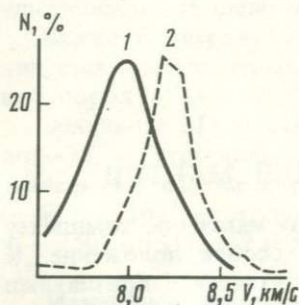


Рис. 11. Скорости распространения сейсмических волн в перидотитах (1, эксперимент) относительно реальных их величин в литосферной части мантии (2) [64]

в основном за счет увеличения мощности коры. В платформенных областях гидростатическое давление (P^M) варьирует в пределах $(10 \div 14) \cdot 10^3$ кгс/см².

Температура на поверхности М (T^M) минимальна для областей дна океана ($\sim 200^\circ\text{C}$) и максимальна (до $800\text{—}1000^\circ\text{C}$) под горноскладчатыми сооружениями и современными тектонически активными зонами рифтов (Байкальский и др.) и островных дуг (Япония, Курилы, Камчатка и др.); для платформы $T^M = 350\text{—}600^\circ\text{C}$.

Значительные вариации термодинамических условий на поверхности М отражают тесную связь T^M — P^M -характеристик с геологоструктурными особенностями отдельных районов, что в итоге сказывается и на изменении скоростных параметров в литосферной части верхней мантии. Низкие температуры и гидростатическое давление в океаническом сегменте минимально влияют на V_{Γ}^M , поэтому резкое возрастание V_{Γ}^M до 8,41 км/с на поверхности М отражает реальный переход от базальтовой коры к перидотитам мантии. Интерпретация для континентальных областей границы М более сложная. В районах современных активных тектонических движений с высоким тепловым потоком отмечается понижение V_{Γ}^M до 7,96—7,99 км/с. Под древними и молодыми платформами, палеозойскими и мезозойскими складчатыми сооружениями V_{Γ}^M поднимается до 8,05—8,25 км/с в соответствии с ростом $P_{\text{ср}}^M$ от $(3,1 \div 6,3) \times$

$\times 10^3$ кгс/см² до $(10,5 \div 12,6) \cdot 10^3$ кгс/см². Если устранить влияние вариаций в температуре и давлении на границе М, что достигается пересчетом на стандартные средние условия [64], то выясняется, что средняя приведенная скорость распространения волн (V_r^M) не совпадает с экспериментальными данными по распределению скоростей продольных волн (V_p) ультраосновных пород: величины V_r^M смещены в сторону более высоких значений скоростей (рис. 11). Это означает, что в континентальных областях, кроме перидотитов, на границе М и под ней участвуют компонент, обладающий более высокими скоростями прохождения V_p . Таковым является эклогит. Поэтому данные глубинного сейсмического зондирования следует рассматривать как указание на совместное участие перидотитов и эклогитов в вещественном составе верхней части мантии. Так как рост континентальной коры осуществляется за счет поступления мантийного (базальтового и др.) материала в определенные геолого-тектонические эпохи, то в целом подобная интерпретация справедлива для различных структурных элементов континентов. Таким образом, поверхность М представляется фазовой и химической границей одновременно не только под горно-складчатыми областями альпийской и более древних геолого-тектонических эпох (Памир, Тянь-Шань, Кавказ, Казахстан), но и под Русской, Сибирской платформами и т.д. [64]. Как отмечается в работе [100], эклогитизация базальтов, происходящая при повышенных температурах и давлениях, процесс не столь быстрый, как это представлялось ранее [60 и др.]. Обращаясь к областям современного повышенного теплового потока — зонам рифтов и островных дуг, мы не обнаруживаем здесь резкого возрастания скоростей продольных сейсмических волн вдоль поверхности М: даже после приведения к стандартным условиям величины $V_r^M \leq 8,0$ км/с. Однако соседние области океанического дна отличаются величинами $V_r^M > 8,2$ км/с, свойственными зонами границы М под более древними горными сооружениями и щитами (см. рис. 79 в [64]).

Итак, можно заключить, что литосферная часть верхней мантии характеризуется значительными вариациями термодинамических условий, существенной разницей параметров на границе М, отражающих контрастность вещественного состава мантии по латерали, а также влияние толщины коры на P^M и T^M ; в целом отмечается тесная связь всех характеристик с геолого-структурными условиями, фиксируемыми по интенсивности современных тектонических движений относительно более древних областей континентальной коры. Подошва литосферы является кровлей более глубокой зоны — астеносферы.

Астеносфера

При геофизических исследованиях структуры верхней мантии в начале нашего столетия в ней был обнаружен пластический слой, названный Дж. Баррелом "астеносферой". Как теперь установлено, астеносфера характеризуется резким понижением плотности, замедлением скоростей прохождения продольных и поперечных сейсмических волн (волноводом) и оптимальной электропроводностью. Все эти

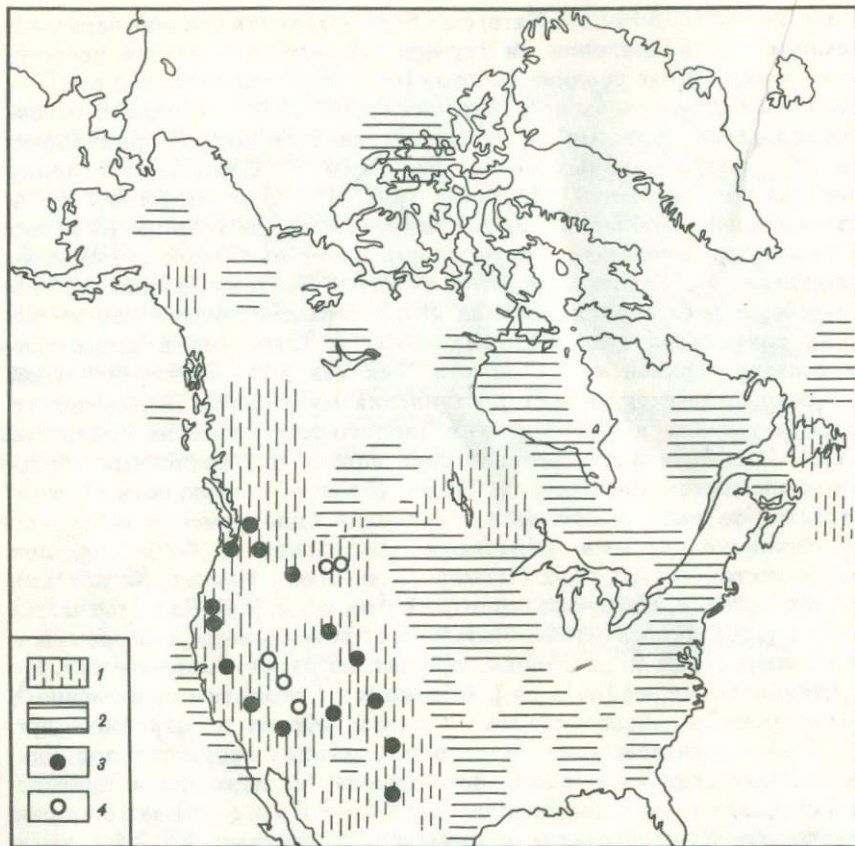


Рис. 12. Приуроченность кайнозойского базальтового вулканизма к областям пониженных граничных скоростей распространения сейсмических волн вдоль поверхности Мохоровичича (v_{Γ}^M) для территории США и Канады [5, 64]

1 — пониженные значения $v_{\Gamma}^M \leq 8,0$ км/с; 2 — повышенные $v_{\Gamma}^M > 8,0$ км/с; 3 — натриевые базальты; 4 — калиевые щелочные базальты

свойства, по мнению геофизиков, обусловлены частичным плавлением вещества мантии (впервые эту идею предложил Б. Гутенберг [31]) вследствие пересечения линии солидуса перидотитов на определенном интервале глубин с линией геотермического градиента. Из-за вариаций в интенсивности теплового потока и состава мантии мощность, глубина появления, степень плавления и другие параметры слоя астеносферы существенно варьируют от одного района к другому, причем изменение геофизических характеристик слоя астеносферы и других частей мантии различно. Этим, по-видимому, объясняются противоречия в интерпретации результатов глубинного зондирования. Например, под древними щитами и платформами в большинстве случаев волновод отсутствует [64], а вертикальные движения блоков литосферы, включающих щиты и платформы, свидетельствует о том, что реологические свойства мантии под ними соответствуют существованию слоя пониженной вязкости [2].

Можно спорить при этом о степени тождества такого слоя астеносфере. Однако сам факт широкого распространения достаточно пластичного слоя в верхней мантии служит обоснованием не только для вероятности вертикальных, но и горизонтальных движений литосферных плит.

Какова структура астеносферы? По совокупности сейсмических данных наименьшие глубины кровли астеносферы приурочены к современным зонам тектонической активности: в осевых частях срединных океанических хребтов астеносфера фиксируется на глубинах 15—20 км, под континентальным Восточно-Африканским рифтом — около 30 км; под Японией — на глубине 50 км, под Береговыми хребтами запада США и западнее Анд — также около 50 км (глубина дается относительно границы М). Во всех зонах поднятия свода астеносферы отмечается и максимальная ее мощность до 150—200 км и быстро убывает по их периферии. Так, в океанических областях поверхность астеносферы резко снижается от осей хребтов и уже под глубоководными желобами фиксируется на глубинах 130—150 км при мощности 30—40 км и меньше. Аналогичная картина наблюдается в зоне перехода океан—континент, где по направлению от островных дуг в глубь континента поверхность астеносферы погружается до 100—125 км параллельно с резким уменьшением ее мощности, при этом в большинстве районов под древними щитами, судя по распространению сейсмических волн, астеносфер выклинивается или отсутствует (рис. 12).

Важнейшей особенностью зон оптимального развития астеносферного слоя является приуроченность к ним современного вулканизма. Эти зоны отличаются максимальным тепловым потоком, высокой сейсмичностью и наиболее сильной вулканической деятельностью (рис. 12). Можно полагать, что все эти черты современных астеносферных зон присущи и их более древним аналогам. Например, в пределах континентальных структур мезозоя—палеозоя типично развитие натриевого щелочного магматизма. В одном из районов интенсивного проявления ультраосновного щелочного и нефелин-сиенитового агпаитового магматизма на Кольском полуострове (Ковдор, Хибинь и др.), отмечается пониженная мощность земной коры, соответствующая подъему вещества верхней мантии в палеозое [5].

Нижняя часть

Эта часть верхней мантии изучена значительно слабее. Поверхностные сейсмические волны — волны Лява и Релея (с длиной до 1000—1500 км) с большим осреднением характеризуют строение обширных глубинных областей верхней мантии [291]. Отмечается увеличение скоростей на глубине около 400 км, связанное с переходом оливина в шпинель, и варьирующая мощность твердой мантии от 20—50 км до 100—200 км в зависимости от геолого-тектонической структуры района [64]. Фиксируется изменение скоростей, в общей форме отражающее связь с современной тектоникой: области понижения скоростей волн Релея на глубинах 400 км и меньше приурочены к зонам тройного сочленения литосферных плит в срединных океанических хребтах и к рифту Красного моря [291].

До недавнего времени в литературе господствовало мнение о планетарном характере распространения слоя астеносферы, о сплошном трехслойном строении верхней мантии. Синтез новейших геофизических данных позволяет усомниться в этом. В пределах верхней мантии отмечаются зоны как повышенной, так и пониженной плотности и вязкости. Вполне очевидна связь увеличения мощностей астеносферы с районами современных активных тектонических движений, характеризующихся максимальным тепловым потоком и интенсивной мантийной магматической деятельностью, которые могут быть противопоставлены более древним складчатым и платформенным сооружениям, под которыми астеносфера либо отсутствует, либо имеет иные геофизические параметры.

Вариации в распространении сейсмических волн на границе М в континентальных областях свидетельствуют в пользу сложного эклогит-перидотитового состава верхней мантии под ними. Под корой океанического ложа, по-видимому преобладает перидотитовая мантия.

Обращает на себя внимание контрастность строения и мощности астеносферы в современных зонах расширения (спрединга) — океанических и континентальных рифтах и областях сжатия (субдукции) — островных дугах и активных материковых окраинах. В рифтах слой астеносферы уменьшается последовательно по обе стороны от их осей. В зонах субдукции существует различие по мощности астеносферы и по скоростям (V_p и V_s) по обе стороны от плотной фокальной зоны (рассматриваемой как слой погружающейся океанической литосферы). Астеносфера толщиной до 100—150 км с низкими сейсмическими скоростями ($V_p \approx 7,7$ км/с) существует в тыловой зоне дуг, а под ложем океана фиксируется более глубоко залегающий слой относительно пониженных скоростей ($V_p \approx 8,4$ км/с) и малой мощности (~ 40 км).

Контрастность в строении обеих активных тектонических зон в сочетании с их глобальной распространенностью на поверхности Земли послужили основой для становления и развития новейшей теории тектоники плит, с позиций которой петрологи, тектонисты и геофизики пытаются понять причины и характер движения литосферных плит и рассмотреть эволюции отдельных оболочек и Земли в целом [60, 2, 70 и др.]. Прежде чем переходить к анализу геохимического развития земных оболочек, необходимо ознакомиться с основными положениями теории тектоники литосферных плит.

МОДЕЛЬ ТЕКТОНИКИ ПЛИТ

В основе геодинамической модели развития земной коры лежат три основных положения:

1) океаническая кора образуется за счет излияния базальтов в зонах спрединга (скорость расширения океанического дна фиксируется по магнитным аномалиям, по К—Аг оценкам возраста базальтов и другими методами);

2) по периферии Тихого океана и в некоторых других районах существуют зоны сжатия, вдоль которых океаническая литосфера опускается под островные дуги или активные континентальные окраины;

3) движущим механизмом, перемещающим литосферные плиты, являются конвективные течения в мантии, охватывающие весь ее объем вплоть до границы с ядром.

Нетрудно видеть, что первые два пункта представляют собой итог современных знаний по тектонике и геофизическим свойствам верхней мантии в зонах активного магматизма; последний пункт — модель энергетики процесса, способа обновления вещества верхней мантии и оценки динамики литосферных плит.

Принципиальное значение имеет вопрос о степени и скорости обмена вещества между верхней и более глубокими частями мантии. Сейсмическими методами фиксируются глубинные разломы вдоль границы Беньоффа — зоны погружения океанической литосферы — до 600—650 км, прослеживаемые по очагам глубоководных землетрясений [31]. Считается реальным опускание холодной океанической литосферы до таких глубин [60].

В отношении более глубинной конвекции и дифференциации вещества мантии соображения более гипотетичны и противоречивы. По мнению А. Рингвуда [60], снизу в астеносферу должно поступать наименее фракционированное первичное вещество мантии. Другие авторы полагают, что процесс химического обмена на границе мантия — ядро приводит к появлению "легкого дифференциата", всплывающего вверх [2 и др.]. Общим недостатком конвективных моделей является формально заимствованная от геохронологии периодичность самого процесса (150—200 млн. лет).

Особо сложную проблему составляет оценка энергетики процесса. Она неразрывно связана с представлениями о способах аккреции планеты и образования в ней ядра. Некоторые авторы (Диккинсон, Лут и др. см. [60]) полагают достаточным мантийный запас энергии радиоактивного распада, другие [2, 70, 48 и др.] привлекают иные источники. Не останавливаясь на более подробном анализе модели тектоники плит (некоторые сопоставления будут сделаны ниже, при анализе изотопных и геохимических данных), рассмотрим основные энергетические источники планеты.

ИСТОЧНИКИ ЭНЕРГИИ

По современным представлениям энергетика земных недр определяется преимущественно вкладом от пяти источников тепла: 1) унаследованной температурой от этапа аккреции; 2) вероятным повторным разогревом верхней зоны планеты за счет ударной энергии от падения крупных метеоритных и астероидных тел; 3) гравитационной энергии; 4) энергии радиоактивного распада и 5) энергии химических реакций в нижних зонах мантии и при ее взаимодействии с ядром.

Температура аккреции. Согласно термодинамическим расчетам конденсационной последовательности элементов и их соединений температурный интервал 700—400 К может рассматриваться как верхний и нижний пределы температур аккреции [48, 66, 67]. Использование конденсационных кривых V_i , J_n и T_i и оценка содержаний этих элементов в метеоритах Земли и в Луне приводит к определен-

ным температурным значениям для разных классов метеоритов, вырывающихся в пределах 500—350 К; более грубые оценки для Земли отвечают примерно 450—550 К [48]. Таким образом, необходим существенный дополнительный разогрев за счет вклада других типов энергии для того, чтобы начались процессы дифференциации в мантии. Следует подчеркнуть, что приведенные оценки температур аккреции не являются общепризнанными. По этому вопросу продолжается дискуссия. Так, например, согласно работе [60] в ходе аккреции начальная температура в центре Земли достигает ~ 1000 К, а на поверхности ~ 250 —300 К; допускаются и гораздо более высокие значения, близкие к температурам плавления мантии на малых глубинах.

Энергия ударной аккреции. По расчетам В. Сафронова с сотрудниками [66, 67], время аккреции Земли составляет 60—100 млн. лет. Хронологические данные по базальтам Луны [363, 380 и др.] допускают более широкий интервал, от 4,55 до 3,8 млрд. лет назад. Несмотря на эти расхождения, разные исследователи [231, 66, 67, 380 и др.] предполагают реальную заключительную фазу аккреции за счет крупных тел с поперечником астероидов (сотни километров).

Энергия удара таких тел (согласно [66, 67]) должна была приводить к образованию термической неоднородности в верхней мантии, разогреву до 1500 К в слое до 500 км. Таким образом, на ранней стадии жизни Земли можно ожидать частичного плавления в верхних частях Земли и, как следствие, образования примитивной коры.

Гравитационная энергия. Для моделей гомогенной аккреции Земли выделение гравитационной энергии, связанной с образованием земного ядра, оценивается в $(1,5—3,5) \cdot 10^{37}$ эрг [48 и др.]. Тем самым выделение железного ядра, по мнению Ф. Бирча [115], соответствует главному событию в жизни планеты, поскольку в ходе подобного процесса должно выделиться максимальное (большее, чем от радиоактивного распада) количество тепла. Однако трудности в решении проблемы перемещения больших масс силикатного и железного материала при громадных плотностях внутри Земли и в оценке распределения гравитационной энергии в планете вызывает определенный скептицизм у ряда исследователей в отношении реализации гравитационной дифференциации планеты. Более того, наряду с моделью гомогенной аккреции в последнее время все большее внимание привлекает гетерогенный вариант, допускающий изначальное образование ядра или главной его части уже на ранних стадиях аккреции [12, 20, 25 и др.]. В такой модели роль гравитационной энергии для внутреннего разогрева мантии Земли должна быть существенно уменьшена и тем самым проблема теплового источника встает еще с большей остротой.

Энергия химических реакций нижней мантии. Термодинамический анализ направления химических реакций и их энергетических эффектов на разных глубинах мантии, выполненный О. Кусковым и Н. Хитаровым [48], показал, что при высоких давлениях и температурах, характерных для нижней мантии, вероятно протекание экзотермических реакций восстановления окислов рассеянным углеродом и водородом, в то время как в поверхностных слоях мантии происходят противоположные процессы окисления, сопровождающиеся

поглощением тепла. При этом тепловой эффект от восстановления SiO_2 или FeO в нижней мантии сопоставим с энергией радиоактивного распада или гравитационной дифференциации. Реакция восстановления SiO_2 и последующего растворения Si в Fe-Ni ; расплаве внешнего ядра Земли с образованием Si-Fe-Ni оболочки рассматривается как наиболее вероятная для формирования внешней зоны ядра, а ее масштабность соответствует нагреву центральной области Земли радиусом 4000 км на 1000—2000 К. Авторы подчеркивают, что подобные экзотермические реакции могут осуществляться лишь в таких крупных планетах, как Земля и Венера, но не реальны для малых, как Меркурий или Луна. По мнению В.Л. Барсукова [12], энергия химических превращений в глубинах Земли обеспечивает большую длительность геологической активности планеты сравнительно с малыми планетами.

О.Г. Сорохтин [70] для объяснения природы внешнего ядра предположил, что оно состоит из одновалентной окиси железа, образование которой происходило с выделением свободного кислорода.

По мнению О. Кускова и Н.И. Хитарова [48], корректность такой гипотезы может оказаться спорной, поскольку возможность образования окисла типа Fe_2O проблематична. Однако более реально проверять подобную возможность по эффекту отделения кислорода, роль которого неизбежно сказалась бы на поверхностных процессах. Избыток атмосферного кислорода, достаточный для осуществления процессов окисления серы и связанного с ним сильного фракционирования изотопов серы в континентальных осадочных формациях, появляется около 2,2 млрд лет назад [213]. Последнее вряд ли можно связать с гипотезой раннего образования ядра и выделения значительных масс кислорода в архее.

Энергия радиоактивного распада. В проблеме участия тепловой энергии радиоактивного распада ^{235}U , ^{238}U , ^{40}K , ^{232}Th ключевым моментом является оценка концентрации этих изотопов в Земле. Выше приводились результаты нового расчета среднего мантийного содержания U , Th и K , выполненного по данным для перидотитов верхней мантии. Найденные концентрации элементов обеспечивают двух-трехкратное превышение теплового потока в глубоком докембрии над современным его уровнем.

ЭВОЛЮЦИЯ ТЕПЛОВОГО РЕЖИМА И МАНТИЙНАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ

Возможное участие того или иного источника энергии целесообразно разбирать в рамках двух конкурирующих моделей формирования Земли — гомогенной и гетерогенной.

Очевидно, что унаследование температур аккреции внутренними частями планеты и этап раннего импактного разогрева ее поверхности за счет падения астероидного размера тел на заключительных стадиях аккреции является общим для обеих моделей образования Земли.

В моделях гомогенной аккреции формирование коры, мантии и ядра взаимосвязано и всецело определяется процессами разогрева и дифференциации исходного субстрата за счет гравитационной энер-

гии и тепла радиоактивного распада, влиянием которых обеспечивается начало дифференциации глубинных зон планеты и образования ядра. С ростом температуры и давления внутри Земли существенный вклад в энергетику процесса формирования ядра вносят экзотермические реакции восстановления, ускоряющие этот процесс. Параллельно, в результате разогрева низких и средних частей планеты, практически весь ее объем (учитывая более ранний импактный разогрев ее верхних частей) подвергается фракционированию, участвуя как в наращивании ядра, так и в процессах выплавления и дегазации, формировавших кору и атмосферу. По данным о палеомагнетизме докембрийских пород [48, 60] можно заключить, что уже 2,6 млрд лет назад земное ядро существовало с параметрами, близкими к современным.

В рамках модели гомогенной аккреции все это означает, что за первые 1,5—2,0 млрд лет произошли столь интенсивный разогрев и фракционирование вещества планеты, что это обеспечило дифференциацию и расслоение основной его массы (включая, по-видимому, образование преобладающей части коры и ядра); подразумевается также не только взаимодействие нижней мантии и ядра, но и перераспределение вещества промежуточных и, возможно, поверхностных горизонтов мантии, отдававших часть материала в ядро, а часть — в кору.

Гипотеза гетерогенной аккреции Земли основывается на изначальном формировании ядра или его главной массы уже на стадии аккумуляции, к заключительным этапам которой приурочено первичное обогащение планеты низкотемпературными компонентами.

Принципиальное отличие этой модели от гомогенной — в исходной расслоенности на мантию и ядро, что, по-видимому, предопределяет значительно меньший вклад гравитационной энергии, а разогрев мантии, исключая раннюю импактную стадию (общую для обеих моделей), должен осуществляться за счет радиоактивного тепла и энергии химических реакций на границе ядра и мантии. В итоге следует ожидать меньшую степень переработки вещества мантии, ограниченного его участия в формировании коры, вероятной изоляции промежуточным слоем верхней и нижней мантии, участвующих в процессах дифференциации. Еще большая неопределенность существует в отношении оценки стадийности мантийного развития.

Судя по содержанию низкоплавких фаз — клинопироксенов и ортопироксенов в лерцолитовой мантии (в сумме около 25—30%), в условиях максимального плавления при образовании толеитовых магм возможно отделить 15—20% от массы лерцолита и это составляет, очевидно, верхний предел количества коры, которое способна произвести мантия.

Современная масса коры составляет менее 0,7% от массы мантии. Столь ничтожная степень выплавления сравнительно с потенциальными возможностями отделения легкоплавкой части более соответствует модели гетерогенной аккреции. Удивительно, что при столь различных размерах и массах, какие имеют Земля и Луна, средняя толщина коры обеих планет почти одинакова (35—40 км для Земли и около

45 км для Луны [64, 246]); это в целом указывает на слабую степень дифференциации вещества мантии Земли.

При всей схематичности оценки расхода и распределения тепловой энергии во времени, основанной на модели гомогенной аккреции Земли, очевидно, что преобладающая масса тепла, генерированного за счет всех существующих источников энергии, была приурочена ко времени формирования ядра, и следовательно, с этим периодом должно быть связано оптимальное перераспределение исходного вещества планеты. В действительности, если сопоставлять площади континентов известного возраста, согласно [78], то оказывается, что около 3,7 млрд. лет назад было сформировано менее 0,3% континентальной коры, к 2,7 млрд. лет — лишь 8,1%, к 2,5 млрд. лет — около 17,6%. По данным для докембрия Канады [271], к концу архея образовалось около 50% коры щитов. Несмотря на предварительный характер подобных оценок, очевидно, что значительные массы коры формировались в протерозое и фанерозое. Таким образом, есть признаки того, что процесс образования коры не был импульсным, а был растянут во времени.

Еще один признак слабой дифференциации вещества мантии состоит в том, что значительные концентрации радиоактивных элементов сохраняются до сих пор в мантии (см. табл. 5) и определяют сейчас тепловой поток. Все это заставляет сомневаться в существенном вкладе в генерацию тепла верхней части мантии иных источников, кроме энергии радиоактивного распада, что более соответствует гетерогенной модели аккреции Земли, чем гомогенной.

Однако, быть может, суждение об интенсивности дифференциации вещества мантии, базирующееся на оценке массы сформированной коры, нельзя коррелировать с процессами образования ядра, поскольку модели субдукции океанической коры [60, 70, и др.] и погружения эклогитовой компоненты нижней части континентальной коры [100] в мантию объясняют в какой-то мере отсутствие баланса между массами коры, мантии и ядра.

Таким образом, существуют определенные трудности согласования геофизических, теплофизических и тектонических построений с оценками объемов и темпов наращивания коры, если последнюю рассматривать как эквивалент интенсивности дифференциации вещества мантии.

БАЛАНС ЭЛЕМЕНТОВ В СИСТЕМЕ КОРА—МАНТИЯ

Полагая, что масса коры и концентрация отдельных элементов в ней созданы в результате выплавления из мантии, можно оценить глубину и массу мантии, которая потеряла эти элементы в ходе образования коры. Подобные балансовые расчеты подразумевают знание распространенности отдельных элементов в каждой из оболочек Земли.

Что касается мантии, то мы стоим перед выбором оценок, выполненных по перидотитам верхней мантии, и данных по концентрации элементов в хондритах. В свое время расчеты на основе хондритовой модели мантии Земли предпринимались неоднократно разными исследователями [21, 115, 187 и др.] и показали, что требуемая глу-

бина дифференциации мантии для литофильных элементов больших ионных радиусов очень сильно варьирует и для некоторых элементов, по-видимому, равна или перекрывает мощность слоя верхней мантии. Наиболее парадоксальный результат заключается в том, что для накопления в коре наиболее подвижных щелочных элементов (K и Rb) расходуемая мощность мантии оказалась значительно (в несколько раз!) меньше, чем для менее подвижных щелочноземельных (Sr, Ba) или многовалентных (PЗЭ и др.). Это противоречие привело к критике хондритовой модели и явилось одним из аргументов в пользу изначально пониженного содержания калия и рубидия в Земле [187 и др.].

Значительные трудности возникают при попытках оценить содержание элементов в коре. Они отражают различия подхода к истории развития и к строению коры. Так, в ряде работ А.Б. Ронова и А.А. Ярошевского [62 и др.] развита модель земной коры, основанная на классических представлениях геохимиков 30—50-х годов о существовании трех оболочек — осадочной, "гранитной" и "базальтовой". Количественный подход к оценке объемов с использованием геофизической информации и химического состава отдельных оболочек на базе усредненных данных по анализу осадочных пород и кристаллических щитов и некоторых допущениях о составе "базальтового" слоя позволили провести оценку среднего состава земной коры, включая распространенность K, Th и U. Наиболее неопределенным, по мнению авторов, является суждение о "базальтовой" оболочке: условно принято, что она отвечает смеси 1/3 "гранитной" составляющей и 2/3 эффузивных пород геосинклинального типа, а соотношение объемов между "гранитной" и "базальтовой" оболочками близко к 0,74:1.

Принятое в данной модели суммирование состава трех главных оболочек при выводе среднего состава коры оставляет в стороне от решения этой задачи оценку роли процессов выплавления коры из мантии и перераспределения элементов внутри коры, учет которых приводит к большим трудностям в реализации этой модели.

Действительно, в ходе интенсивного изучения архейских и протерозойских формаций в последнее десятилетие и их сопоставления с более молодыми провинциями было показано, что рост коры на протяжении длительного геологического времени определялся ограниченной, достаточно четкой группой мантийных магматических процессов. Этим процессам, определяющим основную массу нарастающей коры, соответствуют выплавленные из мантии докембрийские эффузивные коматиитовые и базальт-андезит-дацит-риолитовые (БАДР) формации зеленокаменных поясов, фанерозойских геосинклиналей и островодужные эффузивные ассоциации, представленные базальтами и андезитами с подчиненным количеством более кислых пород. Второстепенное значение играют щелочные базальтовые и ультраосновные-щелочные и некоторые другие более глубинные мантийные породы. Нельзя не отметить, что среди почти всех перечисленных ассоциаций пород обязательным членом являются породы базальтового состава. Среди многих из них в районах, где отсутствует континентальная кора, базальты являются ведущим, наиболее распростра-

ненным типом, а дациты и андезиты по геохимическим признакам рассматриваются как дифференциаты базальтовых магм [95 и др.], образующиеся в промежуточных очагах под вулканическими постройками. Если к этому добавить, что толеиты являются наиболее распространенным типом пород океанического дна, то в целом роль базальтового магматизма мантии в становлении и развитии коры следует пересмотреть сторону увеличения, хотя роль БАДР-ассоциаций остается ведущей.

Не менее важно и то, что большинство гранитоидов, включая и их метаморфические аналоги, является продуктом дифференциации коры, возникло в ходе палингенеза и анатексиса метаморфизованных пород, представляющих в переменных соотношениях магматический материал мантийного генезиса и осадки коры. Гранитообразование, таким образом, отражает процессы перераспределения элементов в коре. Формирование гранодиоритовых составов архейских щитов поэтому следует рассматривать как результат переработки метаморфического основания, а широкое распространение более кислых пород в протерозое и фанерозое связывать с повторным плавлением корового материала, в котором наряду с магматической мантийной составляющей резко расширилось участие продуктов выветривания кислых пород архея [101]. Однозначно об этом свидетельствует уменьшение относительного содержания европия как в осадочных породах, так и гранитах протерозоя и фанерозоя сравнительно с архейскими породами [11, 101, 212, 273, 361 и др.]. Процессы выплавления гранитоидов сопровождаются комплементарным им отделением меланократовых компонентов, обогащенных железом и магнием, захороненных в нижней коре или, согласно гипотезе Е. Артюшкова и С. Соболева [100], частично погруженных в виде эклогитов в верхнюю мантию. Последний процесс, если он происходит в системе континентальная кора—верхняя мантия, приводит к дебалансировке первичных элементных соотношений в "оболочках" коры, что еще более подчеркивает условность модели расчета коры, принятой А.Б. Роновым и А.А. Ярошевским [62].

Логически более обоснованной следует рассматривать модель континентальной коры [361], основанную на сопоставлении с андезитами — наиболее распространенным эффузивным типом пород континентальных активных окраин и островных дуг. Среди андезитов и более кислых пород этих районов значительная, часто подавляющая, масса представлена не мантийными, а коровыми производными (Анды, Новая Зеландия и др.), характеризующимися повышенными величинами отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ [176, 214 и др.]. Таким образом, "андезитовая", модель также дает искаженное представление распространенности элементов в континентальной коре.

В качестве более реальной альтернативы можно ориентироваться на соотношения элементов в архейской коре, в силу того что процессы внутри коровой дифференциации (гранитообразование и другие) развиты здесь значительно слабее сравнительно с более молодыми эпохами.

Состав "верхней архейской" коры, рассчитанный С.М. Мак Леннэ-

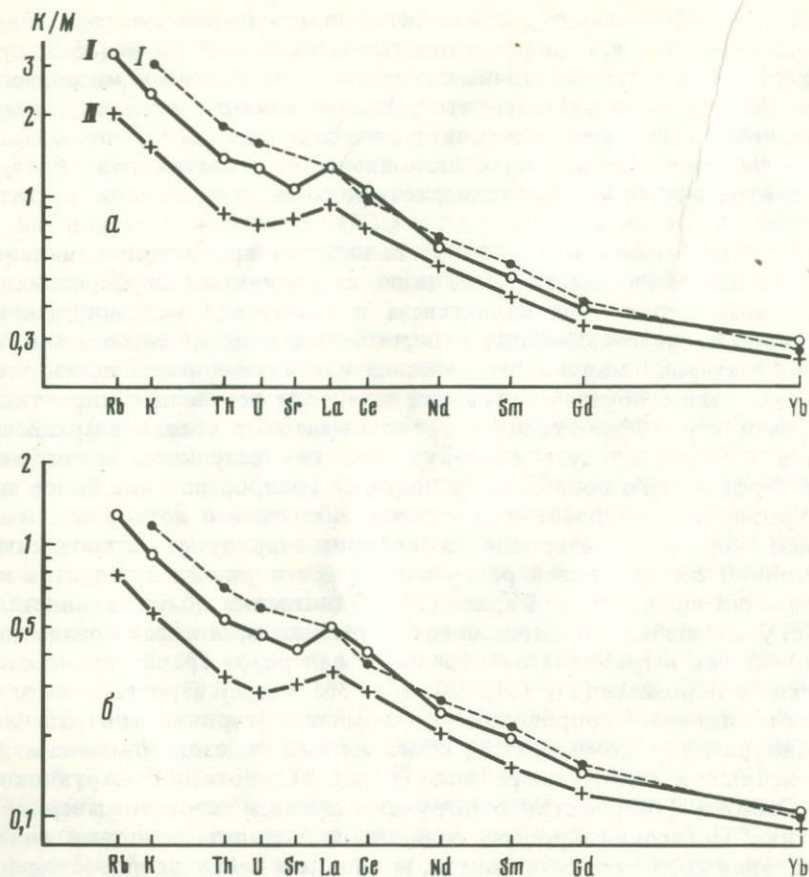


Рис. 13. Различия в соотношении масс отдельных элементов, сосредоточенных в коре (K) и разных зонах мантии (M) при исходном лерцолитовом содержании элементов в мантии (согласно табл. 5)

a — при M , соответствующем объему верхней мантии; b — при M , отвечающем объему верхней мантии и переходного слоя; I—III — модели коры: I — по [62], II — по [273], III — по [361]

ном с сотрудниками [273] — одно из подобных приближений к характеристике континентальной коры. Однако и в этом варианте содержание литофильных элементов должно быть завышено из-за наложения гранитизации на архейские комплексы. Именно поэтому способ оценки по среднему составу РЗЭ осадочных пород архея, использованный в данном случае, следует считать не вполне корректным.

Таким образом, существующие модели коры неудовлетворительны; главным их недостатком является искусственное завышение роли кислой составляющей (гранитоидов или андезитов). Тем не менее воспользуемся этими моделями как некоторым приближением к составу коры для расчета массы верхней мантии или более глубоких ее частей, из которых могла сформироваться кора. В этих оценках распространенность элементов в мантии принята по данным для перидотитов согласно табл. 5, размеры и массы оболочек Земли —

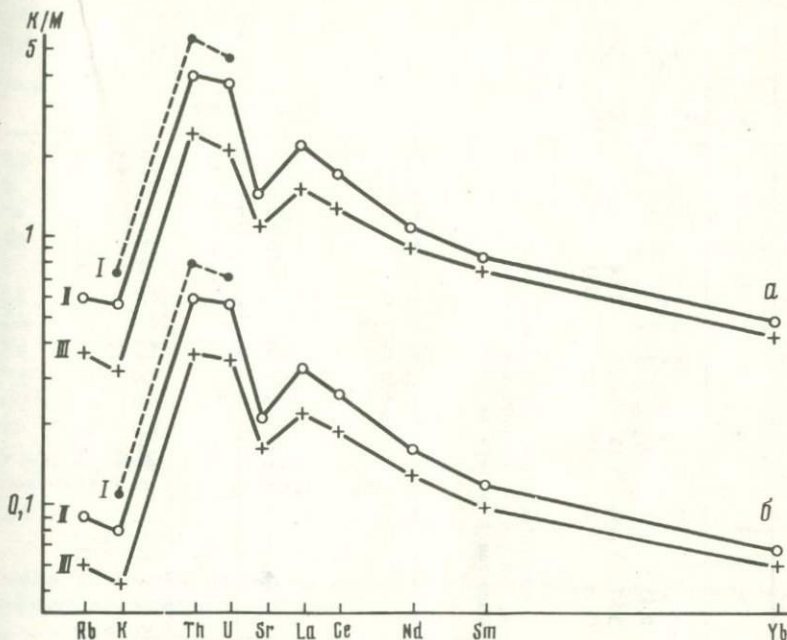


Рис. 14. Разница в соотношении масс отдельных элементов, сосредоточенных в коре (K) и верхней мантии (M) при исходном хондритовом содержании элементов в мантии I—III — модели коры — см. рис. 13

по табл. 1. Для сравнения проведем также расчет при хондритовом составе мантии. Результаты представлены в таблицах 12—16 и показаны на рис. 13 и 14. Анализ полученной информации позволяет заключить:

1) модель А.Б. Ронова и А.А. Ярошевского (I, табл. 14) соответствует максимальному обогащению коры литофильными элементами больших ионных радиусов сравнительно с двумя другими моделями, что, очевидно, связано с неопределенностью оценки мощности и состава "базальтовой" оболочки. Вместе с тем и "андезитовая" модель коры (II) не показывает существенного, принципиального различия с моделью I. Наиболее контрастная им модель, основанная на данных для архейской коры (III), отражает минимальную степень обогащения литофильными элементами;

2) по степени накопления отдельных элементов все три модели дают сходную картину, отражающую максимальное увеличение содержания в коре рубидия и калия, меньше — тория, урана, легких лантаноидов (La, Ce) и стронция, минимальное — для средних и тяжелых РЗЭ.

Случаен или закономерен подобный порядок относительного накопления? Подавляющая масса магм, генерируемых в мантии и поступающих в кору, формируется в очагах внутри верхней мантии. Отсюда очевидно, что условия частичного плавления и кристаллизационной дифференциации расплавов этой зоны должны накладывать основные

Таблица 12. Распространенность некоторых элементов в земной коре с учетом "андезитовой" модели, г/т

Оболочка	Масса**, 10 ²⁴ г	K	Rb	Sr	Th	U	La	Ce	Nd	Sm	Gd	Yb
Континентальная кора*	22,37	12500	42	400	4,8	1,25	19	38	16	3,7	3,6	2,2
Океаническая кора***	6,09	2740	4,3	134	0,45	0,26	5,9	15	13	4,1	5,5	3,3
Земная кора ^{4*}	28,46	10400 (13400)	34 —	343 —	3,87 (5,0)	1,04 (1,3)	16 (16)	33 (31)	15,4 (17)	3,8 (4,2)	4,0 (4,2)	2,44 (2,3)

*Данные для континентальной коры по [361].

**Соотношение масс по [62]; "континентальная кора" включает сумму континентальной и субконтинентальной.

***Для океанической коры: концентрация K, Th, U по [62]; оценка Rb и Sr по $Rb/Sr=0,11$ океанических базальтов [121], по $Rb/Sr=0,39$ океанических осадков с учетом соотношения K/Rb базальтов и осадков по [107, 211 и др.] и содержания K по [62]; концентрация РЗЭ по [11]; то же в табл. 13.

^{4*}В скобках оценка содержания K, U, Th, по [62] и РЗЭ по [11].

Таблица 13. Распространенность некоторых элементов в земной коре с учетом состава архейской коры, г/т [273]

Оболочка	Масса*, 10 ²⁴ г	K	Rb	Sr	Th	U	La	Ce	Nd	Sm	Gd	Yb
Континентальная кора**	27,37	7500	25	300	2,9	0,75	12,6	26,8	13	2,78	2,85	1,79
Океаническая кора**	6,09	2740	4,3	134	0,45	0,26	5,9	15	13	4,1	5,5	3,3
Земная кора	28,46	6480	20,6	264	2,38	0,64	11,2	24,3	13	3,1	3,4	2,1

*По [62].

**См. табл. 12.

Таблица 14. Степень накопления литофильных элементов в коре сравнительно с их массой в верхней мантии

Элемент	I*	II	III	I	II	III
	Лерцолитовая мантия			Хондритовая мантия		
Rb	—	3,34	2,02	—	0,60	0,37
K	3,09	2,40	1,50	0,72	0,56	0,32
Sr	—	1,06	0,81	—	1,41	1,09
Th	1,80	1,40	0,86	5,28	3,86	2,39
U	1,58	1,26	0,78	4,61	3,71	2,31
La	1,31	1,31	0,92	2,14	2,14	1,48
Ce	0,97	1,04	0,76	1,6	1,7	1,25
Nd	0,72	0,65	0,55	1,17	1,06	0,90
Sm	0,57	0,51	0,42	0,90	0,81	0,66
Gd	0,41	0,39	0,33	0,71	0,68	0,58
Zb	0,28	0,30	0,25	0,45	0,48	0,42

*В этой и последующих таблицах: I—модель А.Б. Ронова и А.А. Ярошевского, II—андезитовая модель коры, III—архейская верхняя кора.

Таблица 15. Степень накопления литофильных элементов в коре сравнительно с их массой в верхней мантии и переходном слое

Элемент	I	II	III	I	II	III
	Лерцолитовая мантия			Хондритовая мантия		
Rb	—	1,27	0,77	—	0,23	0,14
K	1,18	0,92	0,57	0,27	0,21	0,13
Sr	—	0,40	0,31	—	0,54	0,41
Th	0,69	0,53	0,33	2,0	1,46	0,90
U	0,59	0,47	0,29	1,8	1,45	0,90
La	0,50	0,50	0,35	0,52	0,52	0,56
Ce	0,37	0,40	0,29	0,60	0,64	0,47
Nd	0,27	0,25	0,21	0,47	0,40	0,34
Sm	0,22	0,20	0,16	0,34	0,31	0,25
Gd	0,16	0,15	0,13	0,27	0,26	0,22
Yb	0,11	0,11	0,10	0,17	0,18	0,16

ограничения на характер перераспределения элементов между мантией и корой. Известно, что среди породообразующих минералов перидотитов клинопироксены являются важнейшим концентратором и носителем большинства литофильных элементов, содержание которых обычно в клинопироксенах на порядок—два выше, чем в остальных минералах [11, 320 и др.]. Клинопироксены относятся к наиболее низкотемпературным фазам перидотитов мантии и при формировании очагов мантийных магм составляют основу расплавов. Поэтому можно предполагать, что степень концентрирования отдельных элементов в коре относительно мантии в первую очередь регулируется величинами коэффициентов распределения элементов в клинопироксенах

Таблица 16. Степень накопления литофильных элементов в коре сравнительно с их массой во всей мантии

Элемент	I	II	III	I	II	III
	Лерцолитовая мантия			Хондритовая мантия		
Rb	—	0,51	0,31	—	0,09	0,06
K	0,47	0,36	0,23	0,11	0,08	0,05
Sr	—	0,16	0,12	—	0,21	0,16
Th	0,27	0,21	0,13	0,79	0,58	0,36
U	0,24	0,19	0,12	0,70	0,56	0,35
La	0,20	0,20	0,14	0,32	0,32	0,22
Ce	0,15	0,16	0,12	0,24	0,26	0,19
Nd	0,11	0,10	0,08	0,18	0,16	0,13
Sm	0,09	0,08	0,06	0,14	0,12	0,10
Gd	0,06	0,06	0,05	0,11	0,10	0,09
Yb	0,04	0,04	0,03	0,07	0,07	0,06

(K^{Cpx}). Хотя величины K^{Cpx} значительно варьируют в зависимости от состава и P - T условий плавления [11, 320, 337 и др.], во всех случаях $K_{Rb}^{Cpx} < K_{Sr}^{Cpx}$ и $K_K^{Cpx} < K_{Sf}^{Cpx}$, коэффициенты распределения легких РЗЭ меньше, чем тяжелых. Величины K_U^{Cpx} и K_{Th}^{Cpx} достаточно малы, но несколько выше, чем щелочных элементов, а K_{Sf}^{Cpx} и K_{Th}^{Cpx} максимальны среди рассматриваемых элементов. Как видно из рис. 13, степень накопления отдельных литофильных элементов в коре относительно мантии в целом соответствует различию коэффициентов распределения этих элементов в клинопироксенах.

Сопоставим теперь массы литофильных элементов, сосредоточенные в коре и отдельных зонах мантии. Из рис. 13,а следует, что по всем трем моделям коры исходное содержание Rb, Sr, K, Th, U и легких лантаноидов, содержащееся в верхней мантии (в слое до 400 км глубины), не удовлетворяет допущению образования коры только из вещества верхней мантии, поскольку концентрации указанных элементов в коре выше или равна наблюдаемой в верхней мантии. Таким образом, необходимо участие более глубоких частей мантии в генерации вещества коры. Пример расчета и сопоставление масс литофильных элементов коры с таковыми в суммарном слое, включающем верхнюю мантию и переходный слой мантии (зону до глубины в 1000 км), показан на рис. 13,б. В этом случае модель А.Б. Роннова и А.А. Ярошевского, а также андезитовая модель коры еще не соответствуют по распространенности щелочных элементов балансу кора—мантия; но модель коры архейского типа уже может рассматриваться подходящей. Разумеется, вовлечение в перераспределение элементов между корой и мантией всего объема мантии (см. табл. 16) приводит к положительному решению при любой из рассматриваемых моделей состава коры.

Таким образом, по всем моделям коры соотношение рассматриваемых литофильных элементов между корой и современной верхней мантией указывает на необходимость переработки более глубоких

частей мантии (ниже 400 км), участвовавших в формировании коры. Следует подчеркнуть, что этот вывод опирается на данные о распределении элементов с различными геохимическими характеристиками, касается элементов с разной валентностью, размерностью катионов с разными кристаллохимическими свойствами, с разными коэффициентами распределения. Кроме того, в балансовых расчетах использованы повышенные содержания Sr, Th, U и PЗЭ для верхней мантии сравнительно с хондритами, основанные на данных для перидотитов и тем не менее это существенно не отразилось на выводе об отсутствии количественного баланса в концентрации ряда элементов между корой и верхней мантией. Все это исключает случайность в трактовке результатов, подчеркивает неизбежность участия более глубоких слоев мантии в генерации коры.

В заключение сопоставим перераспределение элементов между корой и мантией на основе хондритовой модели мантии (рис. 14 и табл. 14—16). Обращает на себя внимание чрезвычайно высокое концентрирование Th, U, легких PЗЭ (La, Ce) и Sr в коре относительно верхней мантии при существенно ограниченном фракционировании Rb, K и тяжелых лантаноидов. Кроме того, по модели I и II земной коры концентрации Th и U в коре при хондритовых исходных содержаниях их в мантии достигает 70—80% сравнительно с их массой в мантии. Учитывая, что по принятому принципу расчета подобные величины являются минимальными значениями, это практически означает полное удаление Th и U из мантии Земли, что совершенно не соответствует данным по концентрации Th и U в базальтах, выплавленных из мантии, и в перидотитах верхней мантии. Столь же неправдоподобным является и различие в дифференциации Rb, K с одной стороны, и Sr — с другой: в процессах частичного плавления, фракционной кристаллизации K и Rb преимущественно накапливаются в остаточных расплавах относительно Sr из-за контрастности коэффициентов распределения в породообразующих минералах [320, 337 и др.]. В итоге это должно приводить к большей степени концентрирования K и Rb в коре, чем Sr, что против хондритовой модели.

Итак, среди всех рассмотренных моделей расчеты, выполненные по соотношениям элементов в верхней архейской коре дают наиболее низкую концентрацию литофильных элементов в коре. В случае использования данных по архейским эффузивам эти оценки будут еще ниже, так как среди этих пород значительное, если не господствующее место занимают коматиты и базальты, особенно в зеленокаменных поясах нижнего архея [26, 147, 148].

Сам факт участия более глубоких частей мантии в становлении коры, кроме геохимического баланса, косвенно подтверждается по распределению сейсмо-фокальных зон в мантии (глубокофокусных землетрясений), существует неопределенность в степени участия глубоких частей мантии в подобном процессе в разное геологическое время. Если, допустим, разогрев мантии в архее или нижнем протерозое резко превышал современный, то можно полагать более интенсивное и более полное участие глубинных частей мантии именно в докембрии.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И ИЗОТОПНАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ
ЛИТОСФЕРНОЙ ЧАСТИ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Перидотиты трансформных разломов и офиолитовых комплексов, ультраосновные ксенолиты в щелочных базальтах и кимберлитах представляют конкретные фрагменты вещества верхней мантии, в большинстве случаев относящиеся к литосферной ее части. Лишь для деформированных (sheared) лерцолитовых нодулей допускается более глубинное происхождение из зоны астеносферы. Кроме перидотитов, которые представляют собой наиболее распространенный тип пород верхней мантии, среди глубинных ксенолитов встречаются эклогиты, пироксениты и некоторые другие более редкие породы [36].

Сравнительно с другими породами геохимическая и изотопная информация по ультрабазитам невелика. К тому же существуют объективные трудности в ее интерпретации, обусловленные низкими первичными концентрациями литофильных элементов и возможностью искажения как содержания отдельных элементов, так и изотопных характеристик при воздействии поздних наложенных процессов, будь то взаимодействие с морской водой, или гидротермальное преобразование минеральных ассоциаций под влиянием горячих вод, или мантийный метасоматоз. Последний процесс представляет интерес как фактор, приводящий к неоднородности в верхней мантии.

Вторая особенность данных по ультрабазитам заключается в том, что во многих случаях сведения ограничиваются отдельными минералами—концентраторами литофильных элементов. Поскольку в вертикальном разрезе парагенетические ассоциации породообразующих минералов перидотитов изменяются с глубиной и зависят также от температуры, необходимо учитывать петрологические данные о *P*, *T*-условиях существования ультраосновных пород в литосфере, а также о величинах коэффициентов распределения элементов в отдельных минералах.

МАНТИЙНЫЙ МЕТАСОМАТОЗ

Гипотеза Д. Грина о возможности вертикального перераспределения элементов в слое астеносферы и частичного выноса их в вышележащую литосферу [153, 179, 196 и др.] послужила основой для формулирования идеи мантийного метасоматоза, происходящего в литосферной части верхней мантии.

Наряду с петрологическими критериями (наличие стекла в межзерновом пространстве, зональность кристаллов и др.), указывающими на признаки привноса инородного материала в перидотитовые ксенолиты, появились геохимические и изотопные доказательства такого процесса.

Одним из признаков широкого развития мантийного метасоматоза являются значительные вариации соотношения $R_{3Э}$ в перидотитах (см. рис. 2—4): обогащение легкими лантаноидами отмечается в лерцолитах и других породах.

Комплекс изотопно-геохимических критериев базируется на выявлении отклонений в распределении элементов и изотопных отношений в парах минералов от теоретически ожидаемых равновесных для этих минералов (свойственных закрытой системе). Примером последних являются соотношения Rb/Sr и $^{87}Sr/^{86}Sr$ минералов лерцолитовых нодулей, соответствующие изохронным, по которым были определены возраста образования этих пород. Согласно [350], в нодуле из Антарктики в ряду клинопироксен (*Cpx*)—ортопироксен (*Opx*)—оливин (*Ol*) отношение Rb/Sr последовательно возрастает (соответственно: 0,0095—0,1515—0,240) и в том же направлении увеличивается отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,7022—0,7058—0,7077). В лерцолите из штата Нью-Мексико (США) для того же ряда минералов получено отношение Rb/Sr , равное 0,0015—0,067—0,071 и $^{87}Sr/^{86}Sr$ соответственно — 0,7025—0,7058—0,7060. Однако существуют случаи нарушения подобных зависимостей. Так, для крупнозернистых гранатовых нодулей из кимберлитов в работе [91] приводится отношение Rb/Sr в диопсиде и энстатите, равное 0,00017 и 0,0363 при величинах отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ 0,70398 и 0,70379 соответственно. Подобных примеров опубликовано немало [91, 153, 350 и др.]. Все они демонстрируют влияние мантийного метасоматоза либо на единичные минеральные фазы (перекристаллизация, появление новых генераций), либо на их множество. В какой же форме осуществляется мантийный метасоматоз? Так как в первую очередь затрагиваются пироксены перидотитов, то можно предполагать контаминацию расплавами, образованными в астеносфере или при повышении температуры в нижней части литосферы за счет низкотемпературных фаз перидотитов. Ими являются пироксены.

Рассматривая проблему контаминации литосферной части верхней мантии, нельзя ограничивать этот процесс только воздействием щелочных расплавов. Вероятно, существенную роль играют летучие компоненты. Экспериментальное исследование перераспределения отдельных элементов, включая РЗЭ, между флюидной фазой и расплавом [290] свидетельствует о более интенсивном концентрировании их во флюидной (CO_2 , H_2O или $CO_2 + H_2O$) фазе относительно расплава, а в последнем больше, чем в минеральных фазах. Так как изменения в перидотитах часто выражаются в резком обогащении некоторыми литофильными элементами (легкими РЗЭ и др.) и в породах наблюдаются новообразования фаз, содержащих летучие компоненты (флогопит, кальцит и др.), то флюидный перенос следует рассматривать как один из основных способов мантийного метасоматоза.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИИ И ИЗОТОПНЫХ ОТНОШЕНИЙ

Опираясь на связь геолого-структурного и тектонического районирования с особенностями строения и зональности верхней мантии, рассмотрим изотопно-геохимические соотношения в областях с различной тектонической активностью.

Перидотиты океанической зоны приурочены к рифтовым долинам и трансформным разломам срединных океанических хребтов, обнажаются в составе офиолитовых комплексов и встречаются в виде ксенолитов в щелочных базальтах островов.

Перидотиты океанических хребтов. Первые сведения по геохимии K, Rb, Sr и PЗЭ и изотопам Sr океанических хребтов и островов опубликованы на рубеже 70-х годов [11, 118 и др.]. Можно было предполагать из данных, известных к этому времени для толеитов океанического дна, что в перидотитах должен быть резкий дефицит литофильных элементов больших ионных радиусов. В действительности, если судить по величине отношения Rb/Sr (рис. 15), лишь в некоторых драгированных перидотитах оно существенно ниже среднего мантийного; большинство ультраосновных пород океанических хребтов характеризуется отношением $Rb/Sr \geq 0,03$. Менее показательны концентрации щелочных элементов, так как перидотиты представлены, кроме лерцолитов, гарцбургитами и дунитами; последние должны были утратить часть литофильных элементов при отделении базальтовых выплавов. Тем не менее в большинстве перидотитов (рис. 16) концентрации $Rb \geq 0,47$ г/т и $K \geq 200$ г/т, т.е. равны или выше средних содержаний этих элементов в мантии; характерны резкие колебания концентрации обоих элементов (см. рис. 16).

Перидотиты, согласно [118, 329 и др.], отличаются также сильными вариациями отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,7033—0,7227). Милонитизированные разности с о-ва Св. Павла (экваториальная зона Атлантики) отличаются минимальными отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,7033—0,7035). Величины изотопных отношений Sr и Nd этих пород соответствуют полю главной мантийной корреляции океанических базальтов (рис. 17) и указывают на принадлежность перидотитов к зоне верхней мантии, длительно обедненной литофильными элементами (в среднем $\epsilon_{Sr} = -19,2$; $\epsilon_{Nd} = +5,3$), если изотопные характеристики первичные. Обогащенность легкими лантаноидами рассматриваемых перидотитов заставляет предполагать вероятной позднюю метасоматическую проработку, которая произошла, согласно расчетам [329], около 150—350 млн. лет назад.

В разной степени серпентинизированные перидотиты трансформных разломов и рифтовых долин более сходны по ассоциациям пород (габбро, базальты и др.) в ряде разрезов с офиолитовыми комплексами либо представлены изолированными линзами, внедренными в кору [118]. Измеренные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ этих океанических пород повышены (0,7056—0,7227), заметно превышают величины почти всех типов базальтов океанических областей ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7022—0,7056$), особенно толеитов (0,7022—0,7044). Экстремальные величины отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,7111—0,7227), резко превышающие уровень отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ морской воды (0,7091), не позволяют рассматривать контаминацию стронцием морской воды при гальмиролизе или серпентинизации в качестве главного фактора изменения изотопных характеристик перидотитов [118]. Таким образом, остается допустить поступление либо радиогенного стронция, либо обогащение рубидием из мантии. Отсутствие корреляции изотопных отношений с содержанием Rb, Sr и

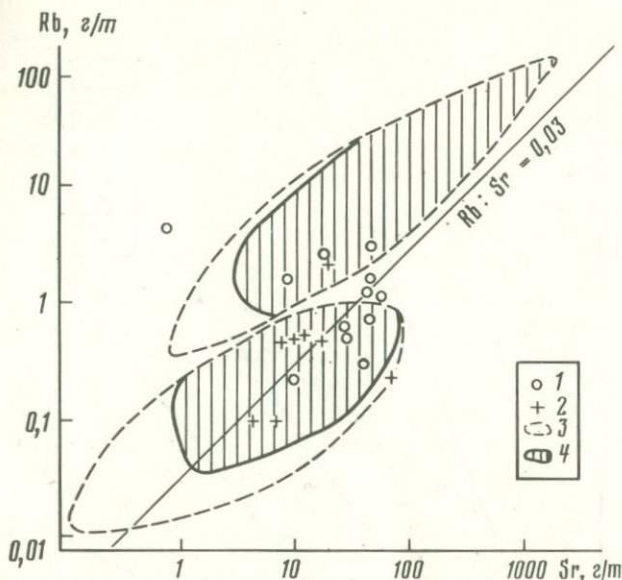


Рис. 15. Распространенность Rb и Sr в перидотитах

1 — ксенолиты; 2 — океанические серпентиниты; 3 — две области вариаций содержания элементов в перидотитах; 4 — поля лерцолитов

Rb/Sr свидетельствует о том, что процессы мантийного метасоматоза, наложенные на перидотиты, очевидно, не единственные причины. Возможно, что специфика изотопных характеристик стронция — результат сочетания морской и мантийной контаминации, осложненной эффектом серпентинизации. Отсутствие определенности — показатель того, что проблема далека еще от своего разрешения. Тем не менее следует подчеркнуть, что привнос литофильных элементов из астеносферы в литосферную часть мантии, представленную океаническими перидотитами, составляет важную особенность геохимического и изотопного облика этой части верхней мантии под океанической корой. Происходил ли этот процесс в прошлом (поступление рубидия) или протекает в настоящее время, предстоит еще разбираться. В этой связи заслуживает внимание резкое обогащение почти всех океанических перидотитов ураном [43]; более редки случаи накопления в них легких лантаноидов [329]. Однако во многих породах Чи-Ю Ши (см. [11]) обнаружил аномальное обогащение европием. Среди них большинство представлено гарцбургитами, что свидетельствует об их участии в процессах фракционной кристаллизации, протекавших на уровне плагиоклазовых минеральных фаций верхней мантии. Гарцбургиты, обогащенные европием, рассматриваются как остаточные продукты этих процессов.

Наконец отметим исследование процесса серпентинизации перидотитов Срединно-Атлантического хребта с помощью стабильных изотопов [341], которое показало, что серпентинизация — гидротермальный процесс, происходивший при взаимодействии с морской водой при

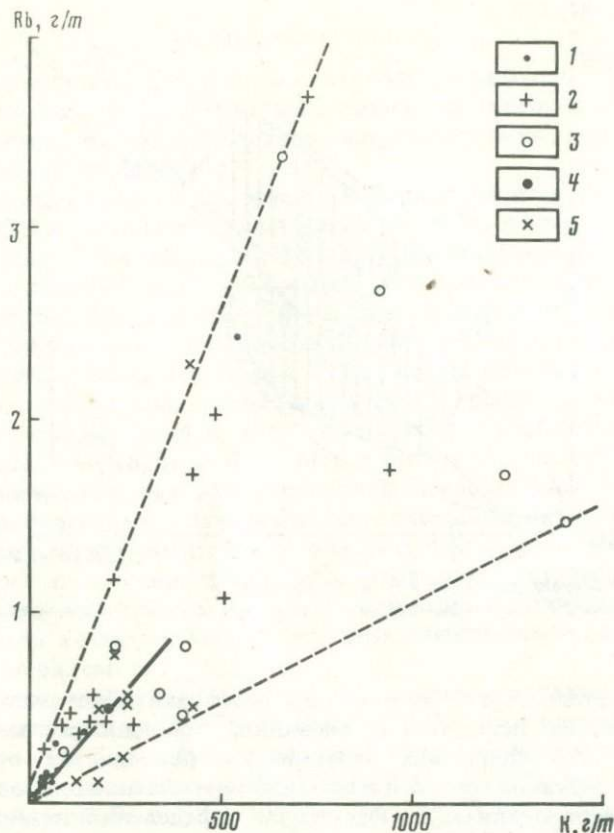


Рис. 16. Распределение Rb и K в перидотитах [315, 118, 329, 351 и др.]

1 — дуниты; 2 — ксенолиты перидотитов из щелочных базальтов и кимберлитов; 3 — перидотиты о-ва Св. Павла; 4 — среднемантийное соотношение рубидия и калия; 5 — океанические перидотиты

$T = 155-160^{\circ}\text{C}$ и сопровождавшийся уменьшением $\delta^{18}\text{O}$ до $+3,1 \div +3,9^{\circ}/_{\text{oo}}$ (типичного для ультрабазитов значения от $+5,2$ до $+7,2^{\circ}/_{\text{oo}}$ [247]) при незначительном падении δD до $-56^{\circ}/_{\text{oo}} \div -47^{\circ}/_{\text{oo}}$ от принятого для "первичной магматической воды" мантии ($-80 \div -60^{\circ}/_{\text{oo}}$). Близкие величины δD ($-50 \div -70^{\circ}/_{\text{oo}}$) были обнаружены в перидотитах, драгированных в северо-западной части Тихого океана. При низкотемпературных изменениях океанических серпентинитов $\delta^{18}\text{O}$ увеличивается до $+8,7^{\circ}/_{\text{oo}}$, а δD сохраняет значение $\sim -50^{\circ}/_{\text{oo}}$ [341].

Итак, разными методами в океанических перидотитах фиксируются признаки взаимодействия с морской водой, воздействия мантийного вещества, по-видимому, астеносферного слоя; в ряде случаев отмечаются черты участия ультраосновного материала в процессах дифференциации. В целом литосферная часть верхней мантии под океанами представляется весьма неоднородной по геохимическим и изотопным признакам.

Офиолитовые комплексы. Офиолитовые комплексы — приподнятые блоки океанической литосферы — включают в полных разрезах осадоч-

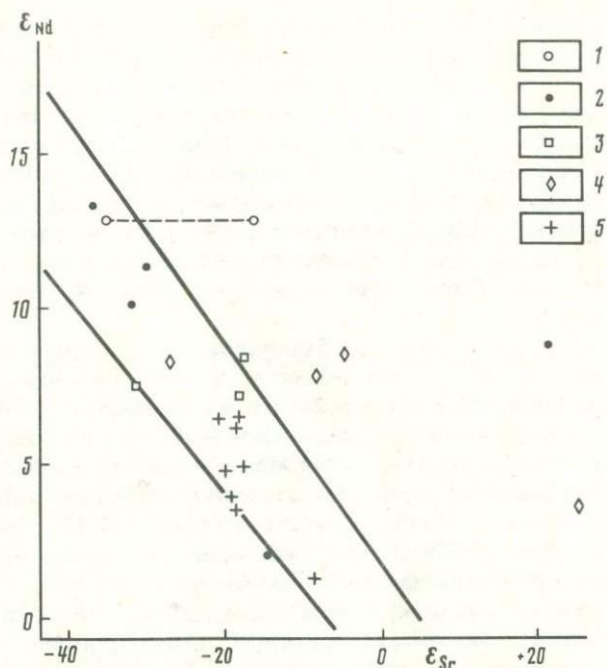


Рис. 17. Вариации величин ϵ_{Sr} и ϵ_{Nd} в перидотитах различных регионов [235, 326, 329, 397 и др.]

1 — комплекс Ронда; 2 — орогенные лерцолиты; 3 — офиолиты океанические; 4 — офиолиты островных дуг; 5 — перидотиты о-ва Св. Павла

ный комплекс, базальтовые слои, дайки и силлы и нижележащую дифференцированную серию от габбро и кварцевых диоритов (тоналитов) до гарцбургитов и дунитов. Подчиненное значение имеют пироксениты и метаморфизованные породы (долериты и др.). В настоящее время офиолитовые комплексы изучены во многих районах. Подробный обзор дан в работе [16]. Офиолиты разделяются на две группы, одна из которых рассматривается палеоаналогом пород океанического дна и ее литосферной части мантии, другая — ассоциацией пород, отражающих подобные разрезы в зонах островных дуг. Общей особенностью офиолитовых комплексов является почти повсеместная достаточно сильная измененность магматических пород. Например, при исследовании изотопов кислорода офиолитов о-ва Маккуэр [141] установлено гидротермальное воздействие вод на ультрабазиты, частично превращенные в серпентиниты ($\delta^{18}O$ варьирует от 4,9 до 3,2⁰/₀₀) и на габбро ($\delta^{18}O = 3,6-5,7^0/00$); вулканогенные слои верхней части комплекса, напротив, взаимодействовали с холодными морскими водами, и в них отмечается увеличение $\delta^{18}O$ (с 5,8⁰/₀₀ до 9,5—9,7⁰/₀₀). Изотопный состав водорода в серпентинитах офиолитовых комплексов варьирует от -82 до -202,5⁰/₀₀; отмечается зависимость δD от географической широты, свидетельствующая о метеорном происхождении вод и низкотемпературной серпентинизации гипербазитов [16]. Соответственно соотношения Rb и Sr, K и Sr, а также

изотопные стронциевые характеристики пород офиолитовых комплексов часто в разной степени нарушены [16, 235 и др.] (см. рис. 17). Поэтому наиболее надежным является определение возраста офиолитовых комплексов по Sm—Nd методу. Один из самых древних океанических офиолитовых комплексов имеет возраст около 508 млн. лет при начальных отношениях изотопов Sr и Nd, соответствующих $\epsilon_{Sr} = -31,3$ и $\epsilon_{Nd} = +7,6$ [235]. Соотношение величин ϵ_{Nd} и ϵ_{Sr} отвечает полю главной мантийной корреляции (ПГМК), установленному по океаническим базальтам, (см. рис. 17). Более молодые офиолитовые комплексы (Оман, Кипр) сформировались 110—130 млн. лет назад [235, 326 и др.].

Верхний дайковый комплекс базальтов, секущий нижний расслоенный комплекс габбро — ультрабазиты, естественно, имеет самостоятельные более глубокие источники магм, которые могут совпадать или отличаться от расслоенного комплекса генетически. Многочисленные анализы РЗЭ пород офиолитовых ассоциаций подтверждают отмеченное геологическое различие, фиксируя типичное для толеитов накопление преимущественно средних и тяжелых РЗЭ и значительное фракционирование РЗЭ внутри расслоенного комплекса. Наиболее показательным при этом является обогащение европием ультраосновных пород и нижних слоев габбро сравнительно с породами верхней зоны расслоенного комплекса (габбро и кварцевыми диоритами), в которых отмечается дефицит европия. Европиевые максимумы в составе РЗЭ ультрабазитов из офиолитов похожи на подобные аномалии этого элемента в перидотитах океанических хребтов и, очевидно, имеют одну и ту же природу. Общей чертой дайкового и расслоенного комплексов является обедненность всех пород легкими РЗЭ, указывающая на дефицит этих элементов в мантии.

Пример офиолитовых ассоциаций раскрывает природу геофизической границы М как перехода от ультраосновных пород литосферной части мантии к габбро и дайковому комплексу нижней коры в пределах океанического сегмента [118].

Ультраосновные ксенолиты. Шпинелевые и гранатовые ксенолиты из щелочных лав Гавайских островов представляют в целом более глубокие зоны литосферной части верхней мантии под океанами. В составе РЗЭ шпинелевых лерцолитов и гарцбургитов наблюдается необычное довольно резкое обогащение средними лантаноидами [11]. В отличие от перидотитов океанических рифтов отношение $Th/U > 2-3$ [376]. Следует подчеркнуть, что наличие признаков геохимических изменений заставляет сомневаться в возможности широкого использования подобных ксенолитов для изотопных исследований, например для диагностики природы инертных газов и т.д.

Итак, анализ изотопно-геохимических характеристик перидотитов океанической коры позволяет заключить:

1. Разнообразие обстановок нахождения ультраосновных пород, принадлежащих к литосфере океанического сегмента, сочетается с вариациями их геохимических, петрохимических и изотопных характеристик. Почти во всех случаях, будь то милонитизированные или петрографически свежие перидотиты, или их серпентинизированные

разности, отмечаются специфические геохимические признаки мантийного метасоматоза, часто сопровождающиеся заметными или сильными изменениями изотопных соотношений.

2. Если перидотиты океанической литосферы участвуют в повторной генерации мантийных магм после погружения в зонах субдукции, то эти магмы должны наследовать изотопные отношения перидотитов: значительные вариации $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и в целом существенно более высокие величины этого отношения ($> 0,7060$), чем среднее отношение $I_{UR} = 0,70475$; пониженные относительно среднего мантийного уровня величины $\delta^{18}\text{O}$ и δD серпентинитов.

Переходная зона между океаном и континентом

В области островных дуг и активных материковых окраин щелочные базальты содержат шпинелевые и гранатовые ультраосновные нодулы, геохимия и изотопные характеристики которых еще слабо изучены. Достоверно установлены (Запад США) большие колебания в концентрации Sr, от 3,2—5,9 г/т в гарцбургитах до 20—110 г/т в лерцолитах. В лерцолитах увеличение содержания стронция совпадает с ростом отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (от 0,7023 до 0,7059), максимум приурочен к нодулам с флогопитом [249 и др.]. В шпинелевых и гранатовых лерцолитах Японии отношение Rb/Sr изменяется от 0,007 до 0,047 при вариациях $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от 0,7030 до 0,7053 [394]. В ксенолитах из разных районов пониженное отношение Th/U. В ряде случаев $\text{Th}/\text{U} < 1$ (при среднем в мантии 3,65; табл. 17). Состав РЗЭ изменчив, в большинстве пород преобладают легкие лантаноиды [177 и др.].

В целом геохимические и изотопные вариации в перидотитах указывают на участие вещества литосферной части мантии в сложных процессах перераспределения элементов. Согласно [349], высокая величина ε_{Nd} (+ 13) и низкие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,70229—0,70361) в клинопироксене и ортопироксене из шпинелевых лерцолитов свидетельствуют о существовании обедненной литофильными элементами верхней мантии под западными районами США, сходной по составу с мантией под океанами. Расхождение стронциевых изотопных отношений при постоянстве неодимовых указывает также на контаминацию

Таблица 17. Соотношение тория и урана в перидотитах островных дуг, г/т

Район	Th	U	Th/U	Источник
Япония	0,0122	0,0191	0,64	[376]
	0,103	0,0443	2,32	"
	0,021	0,027	0,78	[287]
	0,052	0,042	1,24	"
	0,040	0,045	0,89	"
Алеутские острова, о-в Прибылов	0,0252	0,0086	2,93	[376]
Нью-Мексико, США	0,135	0,0412	3,28	"

в ходе какого-то процесса (см. рис. 17). Для верхней мантии этих районов предложены модели смешения вещества обедненной мантии и обогащенной литофильными элементами на основе данных по редкоземельным элементам [177].

Офиолитовые комплексы островных дуг имеют возраст 100—300 млн. лет [326 и др.] при вариациях ϵ_{Nd} от +3,7 до +8,6. Величины отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в них в большинстве случаев повышены и ϵ_{Sr} смещены вправо от ПГМК (см. рис. 17).

Континентальная зона

Ксенолиты гипербазитов из щелочных базальтов представлены в основном шпинелевыми разностями. Кимберлитовые включения отражают более полный разрез литосферной части верхней мантии, от плагиоклазовых до гранатовых перидотитов.

По соотношению Rb и Sr перидотитовые ксенолиты континентальной зоны разделяются на две группы (см. рис. 15): с пониженными и повышенными концентрациями обоих элементов, что может быть связано как с дифференциацией мантии по литофильным элементам, так и с процессами контаминации литосферы при метасоматозе. Если рассматривать состав и концентрацию РЗЭ ксенолитов, то для лерцолитов обнаруживается значительное изменение относительного содержания легких лантаноидов при постоянстве средних и тяжелых РЗЭ. Это может интерпретироваться как признак мантийной дифференциации. В гарцбургитах концентрация тяжелых лантаноидов примерно на порядок ниже, чем в однородном мантийном резервуаре, и последовательно возрастает в сторону легких РЗЭ [11]. Это указывает на влияние мантийного метасоматоза. Признаки контаминации отмечаются при детальном анализе РЗЭ во вторичных стеклах и отдельных минералах перидотитовых включений [179]. Однако существует мнение о первичном характере отмеченных соотношений РЗЭ гарцбургитов, созданных в ходе фракционирования вещества верхней мантии; при этом предполагается, что гарцбургиты являются источником для кимберлитовых магм [294]. Трудно согласиться с такой трактовкой, учитывая низкое содержание РЗЭ в гарцбургитах.

Изучение распределения Rb и Sr и изотопных отношений стронция в минералах ультрабазитов подтверждает предварительные заключения о существовании продуктов дифференциации вещества мантии без и с признаками контаминации. Действительно, в некоторых ксенолитах корреляция изотопных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{87}Rb/^{86}Sr$ породообразующих минералов имеет линейный характер [92, 111, 315, 350]. По изохронам определены возраст и величины I^{Sr} образования пород (табл. 18). За исключением наиболее древнего нодуля шпинелевого лерцолита, для которого $I^{Sr} \approx I_{UR}$, во всех остальных породах отмечаются пониженные значения I^{Sr} относительно I_{UR} . Это указывает на обедненность литофильными элементами. в местах существования анализированных перидотитов.

В лерцолитовых включениях из базанитов Виктории (Австралия) отмечается $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7035-0,7076$. Пять из семи ксенолитов уклады-

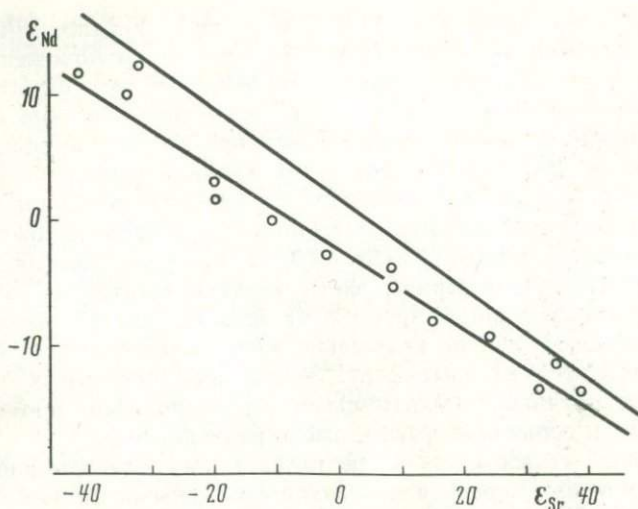


Рис. 18. Изменение величин ϵ_{Nd} и ϵ_{Sr} в клинопироксенах из перидотитовых включений [276, 348]

ваются на изохрону с возрастом 650 ± 125 млн. лет. В тех же ксенолитах между отдельными минералами фиксируется нарушение равновесных соотношений между величинами Rb/Sr и $^{87}Sr/^{86}Sr$: для *Cpx* отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ выше, чем для *Opx* или *Ol*. Это отражает эффект мантийного метасоматоза. Таким образом, в данном случае возраст пород скорее всего соответствует времени изменения перидотитовых включений [125]. Нарушение соотношений между Rb/Sr и $^{87}Sr/^{86}Sr$ минералов ультраосновных включений описано также в ряде других работ [91, 350 и др.]. В ксенолитах со вторичным флогопитом отмечается резко повышенное содержание U (0,11—0,41 г/т) [129].

Итак, изотопные и геохимические данные свидетельствуют о существовании закрытых и открытых систем в литосферной части верхней мантии.

Общий диапазон изменения отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в ультраосновных ксенолитах — от 0,7031 до 0,7089 [94 и др.]; в фенокристаллах диопсида — $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,70273—0,70330$ [159]. Наиболее детально изучены изотопные характеристики клинопироксенов из шпинелевых и

Таблица 18. Геохронологические данные для ксенолитов перидотитов

Район	Порода	Возраст, млрд. лет	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Источник
Антарктида	Дунит	0,61	0,7020	[350]
Нью-Мексико	Шпинелевый лерцолит	1,27	0,7024	"
Южная Африка, трубка Премьер	Гранатовый лерцолит	1,40	0,70241	[92]
	1,41	0,51015		
Калифорния, Байя	Шпинелевый лерцолит	3,41	0,70057	[111]
	Лерцолит	0,55	—	[315]

гранатовых ксенолитов [91, 110, 276 и др.]. Установлены резкие колебания величин ϵ_{Sr} и ϵ_{Nd} (рис. 18), причем расположение точек отношения этих величин отвечает ПГМК. Следует отметить, что вариации изотопных характеристик в Sr_x могут частично отражать процессы дифференциации вещества верхней мантии, происходившие в прошлом, и представлять результат влияния мантийного метасоматоза (линия смешения компонентов с разными изотопными отношениями). Реально на графике, по-видимому, совмещены оба варианта.

Геохимические данные (Rb/Sr, PЗЭ, Th/U) и изотопная информация по перидотитам литосферной части верхней мантии не оставляют сомнений в значительной проработке всех ее зон процессами мантийного метасоматоза, по-видимому, имеющими источник в астеносфере, подстилающей литосферу. Часть ультраосновных пород не затронута вторичными (мантийными или коровыми) процессами и сохраняет свои первичные мантийные характеристики.

Мантийный метасоматоз осуществлялся при поступлении щелочных расплавов или при переносе элементов флюидными фазами. Главный результат — в увеличении концентрации литофильных элементов, в росте отношения K/Sr, Rb/Sr, легких лантаноидов к тяжелым, U/Th. Но перидотиты разных зон различаются. Например, максимальное содержание U отмечается в нодулях континентальной зоны, а минимум — в зоне островных дуг; океанические нодули перекрывают по концентрации оба крайних типа. Точно так же рост содержания элементов не всегда сопровождается резким изменением их соотношений. Изотопные характеристики пород и минералов также могут варьировать в разной степени в зависимости от места источника и его возраста.

ГЛАВА V

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ АСТЕНОСФЕРЫ И ЕЕ ПОДОШВЫ

Приуроченность мантийной магматической деятельности к рифтогенным структурам, зонам островных дуг и активных континентальных окраин, к глубинным разломам, под которыми геофизическими методами фиксируется развитие мощного слоя астеносферы, позволяет по продуктам магматизма изучать изотопные и геохимические особенности астеносферы на различных глубинах, с которыми связана генерация мантийных источников в этой части верхней мантии. Эволюция мантийного магматизма в геологическом времени отражает также и процессы дифференциации вещества в мантии.

УСЛОВИЯ ГЕНЕРАЦИИ МАГМ В АСТЕНОСФЕРЕ

В равновесной изолированной системе распределение элементов между минеральными фазами подчиняется величинам коэффициентов распределения. Известно, что коэффициенты распределения рубидия K_{Rb} ниже, чем K_{Sr} . Так как для трактовки вариаций отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$

в минералах удобнее оперировать величиной Rb/Sr , то воспользуемся отношением коэффициентов распределения обоих элементов в каждом минерале ($D_{Rb/Sr}$). Анализом распространенности рубидия и стронция в фенокристаллах экспериментальным путем определены величины $D_{Rb/Sr}$ [320, 337 и др.]. Они в среднем составляют для клинопироксена 0,023—0,029, для ортопироксена — 0,43—0,78, для оливина — 0,61—0,94, граната — 1,1—1,6 [9]. Наиболее резкое различие в величинах $D_{Rb/Sr}$, как видно, существует между клинопироксеном и остальными породообразующими минералами перидотитов. Клинопироксен преимущественно концентрирует стронций породы, а содержание Rb и K в нем того же порядка, что и в других минералах. Пироксены являются низкотемпературными фазами перидотитов. Плавление в астеносфере и формирование расплавов, проникающих из нее вверх, в литосферу, начинается с пироксенов. Поэтому более интенсивный вынос Rb, чем Sr в расплав регулируется прежде всего $D_{Rb/Sr}^{Cpx}$ и $D_{Rb/Sr}^{Opx}$. Поскольку коэффициенты распределения легких лантаноидов в обоих пироксенах значительно ниже, чем средних и тяжелых [11], то параллельно осуществляется преимущественный переход в расплав легких РЗЭ. Это означает увеличение отношения Nd/Sm в расплавах. Таким образом, формирование и отделение магматических расплавов в зоне астеносферы на всех уровнях глубин сопровождается обогащением их Rb и легкими РЗЭ, включая Nd. Контаминация литосферной части мантии подобным расплавом должна приводить к соответственному изменению элементных отношений независимо от изотопных характеристик источника, обедненного или обогащенного радиогенными изотопами, что в действительности и наблюдается (см. гл. IV). Уменьшение отношений Rb/Sr и Nd/Sm в источнике, если оно происходило достаточно давно (2—3 млрд. лет назад), определенно отразилось на понижении стронциевых и повышении неодимовых изотопных характеристик в астеносфере. В итоге между разными частями верхней мантии была создана обратная корреляция отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$, известная как поле главной мантийной корреляции (ПГМК). Здесь же уместно упомянуть о том, что корреляция изотопов Sr и Nd, прослеживаемая по продуктам мантийного магматизма из разных частей астеносферы (толеитам и щелочным базальтам океанического дна и островов), не является единственной. Линейные тренды отмечаются для тех же пород между отношениями $^{176}Hf/^{177}Hf$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$, а также между $^{176}Hf/^{177}Hf$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$. Отмеченные изотопные закономерности на диаграммах имеют вид вытянутых "полей", а не "линий" мантийной корреляции. Наиболее вероятные причины этого в следующем: помимо степени плавления, регулируемой P , T условиями в зоне возникновения мантийных очагов [97], важнейшим геохимическим фактором, определяющим интенсивность перераспределения литофильных элементов между расплавом и реститом, являются коэффициенты распределения в отдельных минеральных фазах, участвующих в той или иной степени в плавлении. Но величины $D_{Rb/Sr}$ и D_{TR} также зависят от P , T условий плавления. В частности, $D_{Rb/Sr}^{Cpx}$ увеличивается почти вдвое при переходе к меньшим давлениям (от шпинелевых к плагиоклазовым минеральным фациям перидотитов; рис. 19). Для РЗЭ зависимость от

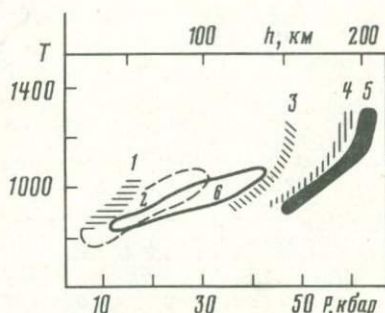
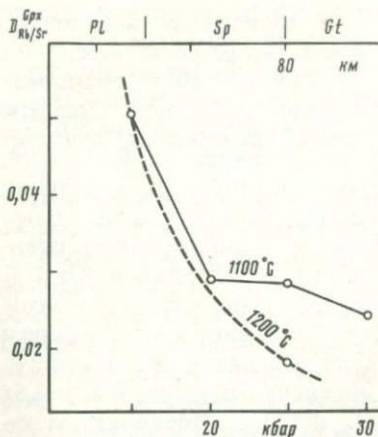


Рис. 19. Влияние изменений температуры и давления в верхней мантии на величины отношения коэффициентов распределения рубидия и стронция в клинопироксенах (по экспериментальным данным [337])

Pl, Sp, Gt — плагиоклазовые, шпинелевые и гранатовые перегенезисы в перидотитах верхней мантии

Рис. 20. Различие *P, T*-условий существования перидотитовых включений из щелочных базальтов и кимберлитов и альпинотипных перидотитов [261]

1—2 — нодулы из щелочных базальтов; 3—5 — нодулы из кимберлитов; 6 — альпинотипные перидотиты

давления в том же минерале иная [11], поэтому в магматических расплавах будет несколько нарушаться корреляция между Rb/Sr и Sm/Nd . Это справедливо и для мантийного остатка после плавления. Поэтому, если существуют вариации в *P, T* условиях нахождения перидотитов верхней мантии, то реально ожидать некоторые колебания в изотопных соотношениях (образования "поля" ГМК).

Если ориентироваться на средние величины теплового потока, то при существующем увеличении давления в мантии где-то до 30—40 км глубин существуют плагиоклазовые перидотиты, ниже них до 60—90 км располагаются шпинелевые разности, сменяемые глубже гранатовыми перидотитами. Однако в большинстве случаев, используя петрологические критерии (изменение содержания Al_2O_3 , Cr_2O_3 и других компонентов породообразующих минералов), можно более определенно установить *P, T*-условия нахождения того или иного ксенолита в литосфере. Подобное исследование было выполнено для ксенолитов из щелочных базальтов и кимберлитов [261]. Как и следовало ожидать, шпинелевые перидотиты из щелочных базальтов характеризуются более низкими температурами и давлениями, но геотермические градиенты для каждого района разные (рис. 20), что обуславливает и различие в глубинах и температурах существования шпинелевых или гранатовых минеральных парагенезисов от района к району. При этом для гранатовых перидотитов из кимберлитов обнаружился перелом в наклоне графика, отражающий резкое изменение геотермического градиента (рис. 20), который приурочен к изменению структуры перидотитов от крупнозернистой (*granular*) к деформированной (*sheared*). Все это интерпретируется как признак перехода от литосферной

части верхней мантии к астеносфере, а сам температурный перелом маркирует границу между ними. Латеральные вариации P , T -условий существования деформированных перидотитов указывают на существование реальных причин для возникновения изменений величин $D_{Rb/Sr}$ и других и, как следствие, образования "поля" главной мантийной корреляции.

Деформированные ксенолиты, рассматриваемые как отторженцы от астеносферы, отличаются по геохимическим параметрам от гранулированных (крупнозернистых) нодулей: клинопироксены и гранаты обогащены тяжелыми лантаноидами до уровня, свойственного недифференцированной мантии; вместе с тем отмечается дефицит легких РЗЭ. Деформированные перидотиты определенно представляют зоны верхней мантии, обедненные литофильными элементами. Изотопные характеристики деформированных перидотитов также специфичны [91, 92]: отмечаются более низкие величины I^{Sr} и больший возраст, чем в крупнозернистых разностях.

УЛЬТРАОСНОВНЫЕ РАСПЛАВЫ

Ультраосновные магмы представляют собой один из источников при изучении состава астеносферы, особенно перспективный для оценки ее особенностей в докембрии. Специфические изотопные и геохимические черты присущи фанерозойским высокотемпературным перидотитовым интрузиям.

Орогенные лерцолиты. Высокотемпературные лерцолитовые интрузии, в большинстве приуроченные к средиземноморскому подвижному поясу, имеют возраст от 115 до 21,5 млн. лет [326, 397 и др.]. Только для лерцолитов Бени Боусера (Марокко) предполагается более древний, нижнепалеозойский возраст. Современное геологическое положение интрузий указывает на сложную тектоническую историю становления и перемещения, осложняющую трактовку генезиса высокотемпературных перидотитов. К тому же, согласно изотопно-геохимическим исследованиям, эти породы во многих случаях несут признаки сильного постмагматического изменения. Так, например, при многоэтапной химической обработке крупнозернистого пироксенита из интрузии Ронда [397] исходное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ породы, равное 0,70899, уменьшилось в остатке от выщелачивания и промывки до 0,70423; но и это значение оказалось завышенным, так как в плагиоклазе было найдено отношение $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7025$. Из-за влияния поздних изменений на отношения Rb/Sr и $^{87}Sr/^{86}Sr$ не все высокотемпературные интрузии по изотопным характеристикам Sr и Nd соответствуют ПГМК (см. рис. 17, гл. IV). В целом изотопные отношения Nd , реже Sr , указывают на происхождение пород из мантийных зон, обедненных литофильными элементами. Для одной из итальянских интрузий (Балдисееро) П. Ричард и К. Аллегр [326] приводят необычно высокое значение $\epsilon_{Nd} = +18,5$, не известное даже для наиболее обогащенных радиогенным ^{143}Nd океанических толеитов. Для состава РЗЭ высокотемпературных перидотитов характерен отчетливый, но разный, порой очень резкий, дефицит легких лантаноидов [178 и др.].

Коматииты. Архейские и нижнепротерозойские коматииты, являясь продуктом высокой степени плавления, характеризуют состав астеносферы докембрия. Отношение Rb/Sr (0,031) и состав РЗЭ ($La/Yb = 1,48 - 1,92$) близки к средним для недифференцированной мантии ($Rb/Sr = 0,03$ и $La/Yb = 1,48$), а концентрация в 1,5—2 раза выше [200, 292, 354 и др.]. Если судить по ультраосновной составляющей коматиитов, то максимальное обогащение среди РЗЭ приходится на Nd и Sm, соотношение которых почти не меняется. Величины ϵ_{Sr} и ϵ_{Nd} близки к ϵ_{CHUR}^{47R} [200, 204, 239 и др.]. Например, для коматиитов Онвервахт приводится возраст: $3,56 \pm 0,24$ млрд. лет и $\epsilon_{Nd}(T) = +1,9 \pm 4,5$; $3,43 \pm 0,2$ млрд. лет и $\epsilon_{Sr}(T) = +2,0 \pm 4$, а также $3,51 \pm 0,06$ млрд. лет и $\epsilon_{Sr}(T) = -1,4 \pm 5$ [105, 239 и др.]. В других районах изотопные характеристики указывают на небольшую степень обеднения литофильными элементами источников коматиитовых магм. Такая ситуация наблюдается в породах Западной Австралии [174 и др.]. В фанерозойских аналогах коматиитов отмечается резкий дефицит легких РЗЭ и пониженные величины $^{87}Sr/^{86}Sr$ [169] — признаки, типичные для обедненной литофильными элементами астеносферы этого времени. В целом, оценивая изменение изотопно-геохимических параметров от архейских к фанерозойским коматиитам, следует заключить, что состав астеносферы, по-видимому, изменялся от близкого или тождественного составу недифференцированной мантии к мантии, обедненной литофильными элементами. Два типа источников магм, существовавших в архее, указывают на неполное преобразование геохимических характеристик верхней мантии.

ТОЛЕИТЫ ОКЕАНИЧЕСКОГО ДНА И ОСТРОВОВ

Базальты океанического дна и островов являются одними из самых молодых образований на поверхности Земли. Известный возраст древнейших из них не превышает 160—210 млн. лет [122 и др.] и только в офиолитовых комплексах, относящихся к приподнятым блокам океанических пород, найдены габбро, образовавшиеся около 505 млн. лет назад [235]; некоторые офиолиты приурочены и к верхнему докембрию [138].

Процессы вторичных изменений

Последние пятнадцать лет породы океанического дна и островов являются предметом интенсивного изучения. Большинство опубликованных изотопных данных получено Rb—Sr методом. Их интерпретация сопряжена с рядом трудностей из-за возможной контаминации Sr, поскольку базальты океанического дна постоянно контактируют с морской водой, содержащей повышенное количество Sr (8 г/т [22]). Процессы гальмиролиза, гидротермального изменения и метаморфизма океанических базальтов сопровождаются перераспределением многих элементов, включая и Sr, что может приводить к искажению исходных изотопных отношений в магматических породах. Для диагностики и учета степени влияния подобных изменений разработаны различные приемы.

Одним из главных результатов многочисленных работ, посвященных выявлению эффектов обмена элементами при взаимодействии базальтов с морской водой и осадками [211, 301, 321, 371 и др.], является установление ряда убывания интенсивности сорбции элементов при подводном выветривании базальтов: $Cs > Rb > K > Sr > Ce > La$. Зная ряд интенсивности сорбции элементов, можно в какой-то степени контролировать выветривание и оценивать исходные, не измененные гальмиролизом содержания элементов в океанических базальтах. Показано [321], что тяжелые и средние РЗЭ практически не подвержены перераспределению, что означает и постоянство $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в базальтах разных стадий выветривания. Однако для La и Ce возможно изменение содержания на несколько процентов; La при этом выносится, а Ce накапливается [11]. Стронций более подвержен влиянию вторичных изменений, но значительно уступает в этом отношении щелочным элементам. В свою очередь среди них Cs и Rb отличаются максимальной сорбционной способностью как катионы самых больших ионных радиусов сравнительно с калием. При вторичных изменениях базальтов рубидий накапливается максимально в 2—4 раза относительно исходного содержания в неизменной пробе, а цезий — в 10—20 раз. Максимальному обогащению Rb и Cs соответствуют случаи нарушения изотопного состава стронция. Однако для более строгой оценки изотопных характеристик стронция в океанических базальтах используется корреляция изотопных отношений стронция, неодима и кислорода.

Для свежих океанических базальтов хребтов и островов в 1976—1977 гг. была установлена обратная корреляция между отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (ПГМК) [131, 164, 165]. Для стронция фанерозойской морской воды характерно высокое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7068\text{—}0,7091$ [124, 369 и др.] по сравнению с величинами этого отношения, обычно наблюдаемыми в океанических базальтах ($< 0,7047$). Поскольку отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ не нарушается в ходе вторичных изменений в подводных базальтах, то можно контролировать эффект привноса Sr из морской воды по ПГМК. Примеры подобной оценки изменения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ достаточно многочисленны (рис. 21). Следует напомнить, что для определения первичных величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ применяется кислотное выщелачивание, удаляющее легко растворимый, обмениваемый стронций из размельченного или растертого образца базальта. Обработку проводят разогретой до 110—130°C 6% HCl в тефлоновых капсулах около 12—15 ч [301]. При этом растворяется преимущественно плагиоклазовая и оливниновая компоненты раскристаллизованной массы базальта. После удаления солянокислой вытяжки в оставшейся порошке отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ уменьшается (либо остается без изменения, если не было обмена Sr) до уровня, восстанавливающего корреляцию изотопов стронция и неодима в соответствии с ПГМК (см. рис. 21). Эта методика нашла широкое применение [40, 371 и др.]. В соответствии с результатами опытов по корреляции изотопов стронция и неодима данные по изотопному составу стронция в остатке от кислотного выщелачивания рассматриваются как близкие или тождественные исходным соотношениям $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в неизменных

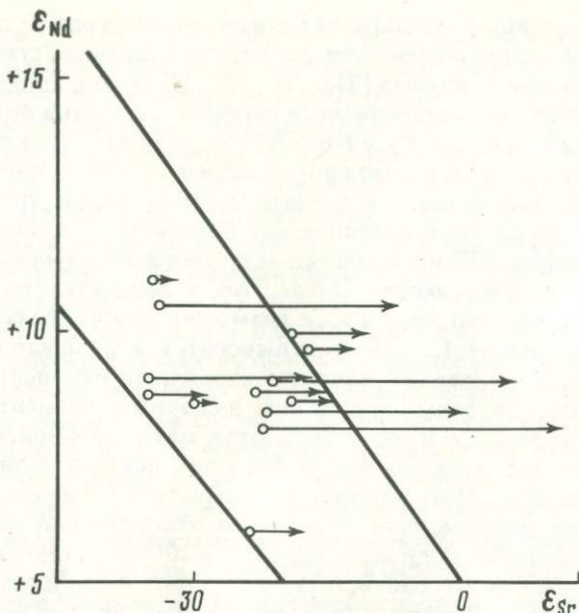


Рис. 21. Изменение ϵ_{Sr} в океанических базальтах при контаминации стронцием морской воды, приводящее к нарушению корреляции величин ϵ_{Sr} и ϵ_{Nd} [40, 300, 301, 371, 385 и др.]

базальтах и поэтому считаются реальными и для случаев, когда изотопный состав неодима в базальтах не исследовался (рис. 22).

Другие приемы контроля достоверности изотопных отношений связаны с учетом изменения изотопного состава кислорода, содержания воды, окисления железа при подводном выветривании.

Так, для свежих базальтов и габбро океанического дна величины $\delta^{18}O$ ограничены узким пределом колебаний (от $+5,5$ до $+6,5$ ‰ по [289]). Предполагается, что при гальмиролизе базальтов образуются монтмориллонит с $\delta^{18}O \approx +27$ ‰ и вторичные карбонаты с $\delta^{18}O$ от $+32$ до $+35$ ‰ [288]. Палагонитизированные разности базальтов содержат поздний палагонит с $\delta^{18}O = +25$ ‰ [289]. Увеличение содержания подобных вторичных минералов, а также изменение изотопного состава кислорода в отдельных минералах (в кварце, альбите и др.) приводят к возрастанию $\delta^{18}O$ породы до $+9$ ÷ $+18$ ‰, что хорошо коррелируется с ростом содержания H_2O , H_2O^+ , отношения Fe_2O_3/FeO . В свою очередь отмечается прямая корреляция $^{87}Sr/^{86}Sr$ с ростом $\delta^{18}O$ в измененных базальтах (рис. 23).

Таким образом, все перечисленные признаки изменения базальтов могут использоваться для установления вторичных нарушений $^{87}Sr/^{86}Sr$. Практически базальтам с содержанием $H_2O \leq 1\%$, $H_2O^+ \leq 0,5\%$, $Fe_2O_3/FeO < 0,4$ соответствуют первичные величины $^{87}Sr/^{86}Sr$; при переходе через этот рубеж интенсивность замещения возрастает и вероятность изменения $^{87}Sr/^{86}Sr$ очень велика.

Наиболее общим фактором, определяющим интенсивность этого процесса, является время. Доказано [289] существование прямой про-

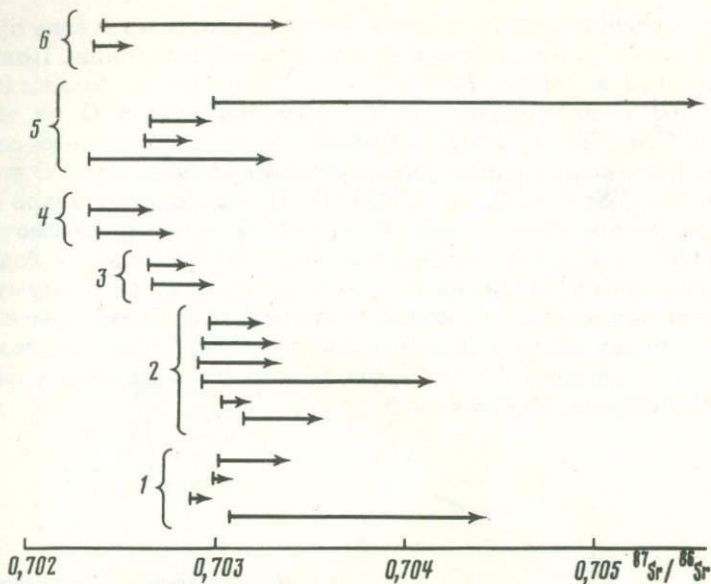


Рис. 22. Изменение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в выветрелых океанических базальтах разных районов (1—6) под влиянием стронция морской воды и восстановление исходных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ после кислотного выщелачивания [301, 371 и др.]

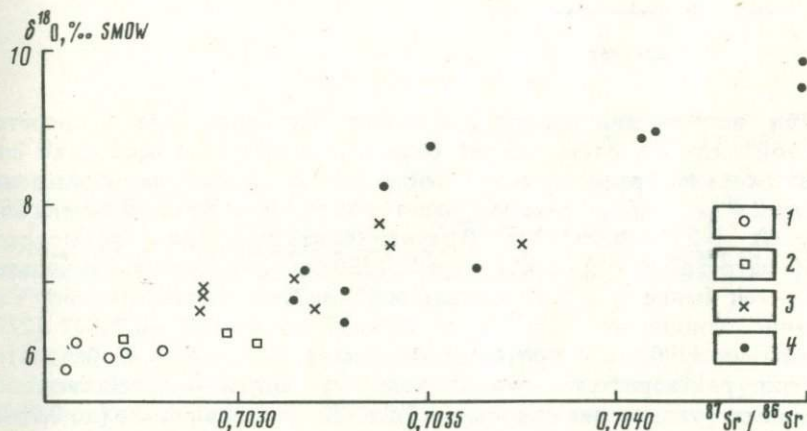


Рис. 23. Корреляция между изотопами кислорода и стронция в измененных океанических базальтах различных районов (1—4), возникающая при гальмиролизе под влиянием морской воды [104, 194 и др.]

порциональности между величинами $\delta^{18}\text{O}$ и возрастом океанических базальтов (рис. 24). Учитывая корреляцию $\delta^{18}\text{O}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, для базальтов с возрастом 6—16 млн. лет следует ожидать существенных изменений отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Вторым фактором, контролирующим обмен Sr с другими элементами и изотопами, следует рассматривать геологическое положение слоев базальтов — степень прони-

цаемости, трещиноватости, влияющую на скорость и глубину проникновения обменных морских вод внутрь базальтовой толщи. Показано, например, что в районе Коста-Рика в скважине по базальтам для верхних 260 м характерны повышенные значения $\delta^{18}\text{O}$ от +6,4 до +7,8‰ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70287-0,70877$, а ниже изотопные составы приходят к норме для неизменных разностей базальтов: $\delta^{18}\text{O} = +5,8 \pm +6,2$ ‰ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70255-0,70279$ [104]. Наиболее детально обмен стронцием между базальтами и поровыми водами рассмотрен в работе [170], в которой отмечается, что влияние воды на базальты эффективно при соотношении H_2O — порода около 20. Поэтому даже при длительном контакте с водой ограниченного объема изменения в базальтах будут малы. Подобная ситуация вероятна для наиболее глубоко залегающих слоев базальтов. Однако в этом случае возрастает роль гидротермальных изменений пород.

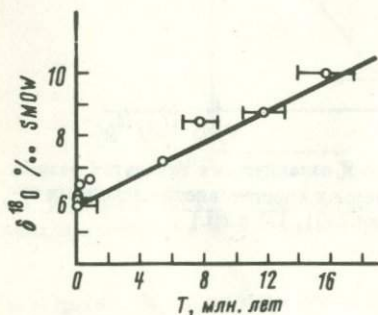


Рис. 24. Увеличение $\delta^{18}\text{O}$ в океанических базальтах с ростом времени взаимодействия их с морской водой [289]

При воздействии гидротермальных растворов или разогретой морской воды на океанические базальты отмечается несколько специфическое перераспределение изотопов и элементов. Понижение $\delta^{18}\text{O}$ до 2,4‰ в габбро рассматривается как результат воздействия вод, нагретых до 250—300°C [288]. В экспериментах по обработке (морской водой, нагретой до 100—200°C, при $P = 500$ бар) океанических базальтов обнаружен вынос K и Rb, сильная сорбция Sr и соответственное возрастание отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от 0,70260 до 0,70512—0,70842 [277]. По данным [170], в гидротермальных системах стронций базальтов частично растворяется, хотя меньше, чем при взаимодействии вод с осадками; увеличение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ не столь резкое (до 0,7049), чем в эксперименте. Вероятно, устанавливается равновесный обмен стронцием между породой и водой.

В работах [278 и др.] показано, что при гальмиролизе содержание урана возрастает в 5—7 раз и более в измененных базальтах относительно исходного содержания. Можно полагать, что для Th и Rb сорбция при подводном выветривании базальтов также играет существенную роль.

Итак, для оценки природы источников океанических базальтов наиболее приемлемы отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, состав PЗЭ, а данные по отношению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ требуют контроля достоверности первичности с помощью ряда приемов.

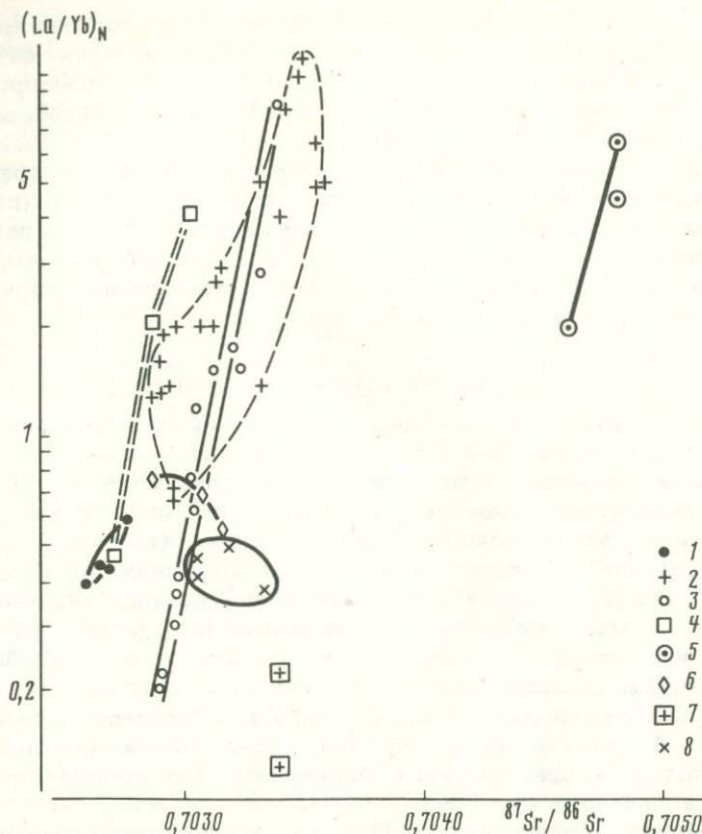


Рис. 25. Корреляция отношений La/Yb_N и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и ее нарушение в базальтах океанического дна [180, 166, 301, 331, 386 и др.]

1 — низко-Rb толеиты, Атлантика, 30° – 34° с.ш.; 2 — высоко-Rb, 35° – 40° с.ш.; 3 — Исландия; 4 — Тихоокеанское поднятие, 8° с.ш.; 5 — ферробазальты и ферроандезиты Индийского океана; 6 — базальты из центральной Атлантики, рейс 37; 7 — богатые Mg базальты Атлантики; 8 — Бермудское поднятие

Между составом РЗЭ и суммой РЗЭ, а также концентрацией калия в магмах океанических и континентальных областей существует прямая корреляция [11]. Известно, что чем выше потеря легких лантаноидов, К и Rb в зонах верхней мантии, являющихся источником для генерации толеитовых и щелочных магм, тем ниже исходное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и выше $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в этих магмах. Таким образом, можно ожидать прямой корреляции величин отношения легких и тяжелых (или средних) лантаноидов типа La/Yb или La/Sm с отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ мантийных магм и обратной корреляции с $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

На рис. 25 показана взаимосвязь La/Yb и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для северной зоны Срединно-Атлантического хребта, включая Исландию, для базальтов разной щелочности Тихого океана и ферробазальтов и ферроандезитов Индийского океана. В большинстве случаев существует строгая корреляция между величинами La/Yb и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ базальтов

разных областей. При этом можно выделить разности с низким отношением $(La/Yb)_N \leq 0,6-0,7$ и $^{87}Sr/^{86}Sr \leq 0,7028$, щелочные базальты с высокими отношениями $(La/Yb)_N > 2,5$ и $^{87}Sr/^{86}Sr > 0,7030$, промежуточную группу с $(La/Yb)_N > 0,8$ и $< 2,5$ и $^{87}Sr/^{86}Sr > 0,7028$, ферробазальты с $(La/Yb)_N \geq 2,0$ и $^{87}Sr/^{86}Sr > 0,7030$.

Однако отмеченная корреляция не имеет универсального характера. Она может быть нарушена или иметь обратный характер (высокомagneзиальные базальты и базальты центральной зоны Срединно-Атлантического хребта) и т.д. (см. рис. 25). Ясно, что выводы, основанные только на данных по РЗЭ, носят предварительный характер и должны проверяться другими методами.

Выявление генетических групп

По мере накопления петрохимической, геохимической и изотопной информации, базировавшейся на результатах драгирования и бурения, становилось очевидным, что океанические толеиты не только отличаются по ряду признаков от континентальных, но и среди океанических пород существуют отчетливые различия. Одними из первых на это обратили внимание Дж. Шиллинг с сотрудниками, которые в серии работ по Исландии и подводному хребту Рейкьянес [331, 386 и др.] развивали гипотезу смешения вещества астеносферы (гипотезу hot-spot систем), обедненной литофильными элементами, и более глубоких недифференцированных зон мантии. Согласно гипотезе, смешение разнородных мантийных источников породило "промежуточный" тип толеитов. В итоге в океанических областях рассматривались две группы толеитов океанического дна (нормальные и переходные) и глубокие щелочные базальты.

Группа других исследователей [107], используя данные по геохимии и изотопам океанических пород, пришла к выводу о необходимости выделения трех типов океанических толеитов (табл. 19): помимо двух типов, сходных с отмеченными Дж. Шиллингом, подчеркивалось существование толеитов океанических островов с геохимическими и изотопными характеристиками, переходными между толеитами океанического дна и щелочными базальтами. Так сколько же генетических групп толеитов существует? Идея смешивания вещества разного происхождения получила развитие в смешении магм различных источников применительно к Галапагосскому центру спрединга [372]. Р. Батиза и Дж. Джонсон [112] привели интересные изотопные и геохимические аргументы смешения толеитовой и щелочной базальтовых магм. Согласно их данным, переходный тип базальта имел промежуточные величины отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ и концентраций отдельных лантаноидов и калия. Р. Харст обнаружил еще один тип смешения — взаимодействие толеитового расплава с веществом коры [230]. Во всех моделях исходный океанический толеит, согласно фактическим данным, рассматривался как базальт с величинами отношения $^{87}Sr/^{86}Sr < 0,7028-0,7030$, а компоненты смешения могли быть представлены толеитовой магмой, имеющей состав базальтов океанических островов (толеитов Исландии, Гавайев и др.), щелочных базальтов островов либо вещества коры.

Таблица 19. Распространенность элементов больших ионных радиусов в океанических толеитах разных типов, г/т [107, 386]

Элемент и отношение	Низкорубидиевый тип	Промежуточный тип	Толенты Рейкьянес	Толенты островов
K	1064	1854	—	1 600—8 300
Rb	1,0	4,5	6,6	5—12
Cs	0,013	0,058	—	—
Ba	12,2	55	—	70—200
Sr	127	105	149	150—400
K/Rb	1046	414	—	400
Rb/Sr	0,0079	0,043	0,044	0,014—0,05
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,7024—0,7030	0,7030—0,7035	0,7028—0,7035	0,7030—0,7050

Переходный толеит, в итоге, представлялся весьма гетерогенной породой. Еще более запутанная ситуация возникает, если предполагать, что толеиты островов, например толеиты "исландского" типа, представляют собой результат смешения "океанического" толеита и щелочной базальтовой магмы. Однако изотопные характеристики толеитов и щелочных базальтов Исландии почти тождественны [303], что не удовлетворяет подобной генетической модели. Таким образом, понятие "переходного" толеита теряет свою определенность. Очевидно, для каких-то районов модель смешения реальна (в этом случае имеются четкие геохимические и изотопные доказательства [112]), в других случаях больше оснований говорить о существовании самостоятельных толеитовых магм разных глубин зарождения с соответственными изотопно-геохимическими характеристиками, подобно различным щелочным магмам островов.

Петрохимические и петрологические классификации

Формальная петрохимическая обработка массива данных по составам океанических базальтов привела разных исследователей к выделению от 4 до 11 групп, отражающих детали дифференциации толеитовых и щелочных магм и в общей форме вероятность различий их генезиса.

Более плодотворным оказался петрологический подход, особенно после того, как вместо базальтов, подверженных дифференциации в той или иной мере, стали изучать толеитовые стекла. Важнейшие результаты петрологических исследований можно видеть в следующем.

1. Выделено два типа стекол, отражающих существование двух типов океанических толеитов [123, 72]. При этом для фиксации петрохимических различий базальтовых океанических стекол предложена эмпирическая дискриминантная функция [72].

2. Отмечается [34] существование четких различий в химическом составе всех наиболее высокотемпературных минералов между обоими

типами толеитов, свидетельствующих о разнице условий ранней кристаллизации расплавов, отвечающих этим толеитам.

3. Более высокотемпературные и более магнезиальные расплавы формировались на больших глубинах (шпинелевые минеральные фации перидотитов), низкотемпературные — на малых глубинах плагио-класовых минеральных фаций перидотитов. Дискриминантная функция позволяет разделять стекла обоих типов с 99%-ной вероятностью,

4. Пространственно оба типа толеитов разделены: низкотемпературный малоглубинный тип наиболее распространен в осевой зоне экваториальных частей Срединно-Атлантического хребта, глубинный — в высоких широтах [72].

Таким образом, петрологические выводы дают иную трактовку разделению толеитов Северной и Центральной Атлантики, изучавшихся Дж. Шиллингом с сотрудниками. Подчеркивается формирование обеих групп толеитов на разных глубинах. Самостоятельность очагов еще не означает различие природы источников. Для доказательства этого необходимо привлечение изотопных и геохимических аргументов.

Изотопные и геохимические критерии

На рис. 26 суммированы данные по изотопному составу Sr и Nd толеитов океанического дна и островов. Толеиты океанического дна разделены на две группы: обедненную рубидием с минимальными величинами отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0,70275$ — $0,70280$ (низкорубидиевый тип) и содержащую рубидий в повышенном количестве, имеющую более высокое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} (\geq 0,70280$ — $0,70275^1)$. Первая группа представлена главным образом толеитами экваториальной зоны Срединно-Атлантического хребта и Восточно-Тихоокеанского поднятия и некоторых других зон. Вторая группа распространена в высокоширотных областях Срединно-Атлантического хребта и на большинстве площадей древнего дна океанов. Таким образом, деление на два типа в известной мере согласуется с принятым ранее делением по геохимическим признакам Дж. Шиллинга и по петрологическим критериям Л.В. Дмитриева с сотрудниками [34, 72]. При этом величины параметров ϵ_{Sr} и ϵ_{Nd} высокорубидиевых толеитов существенно превышаются значениями ϵ_{Nd} и ϵ_{Sr} толеитов Исландии; эти толеиты, по терминологии Дж. Шиллинга, относятся к "переходным" — продуктам смешения, а по петрологическим критериям — к самостоятельным более глубинным по генезису мантийным производным. Итак, на основании данных по ϵ_{Sr} и ϵ_{Nd} нельзя сделать однозначного вывода о природе источников океанических толеитов, исключая низкорубидиевые разности², так как модели смешения и самостоятельных источников равновероятны. Необходимы дополнительные критерии.

¹ Ранее границу между двумя типами океанических толеитов приблизительно проводили по отношению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7030$; новое граничное значение (0,70280—0,70275) более строго согласуется с другими изотопными и геохимическими данными.

² В некоторых работах и низкорубидиевые толеиты рассматриваются как продукты смешения более контрастных по изотопным параметрам мантийных источников (например, со значением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,702 и 0,704).

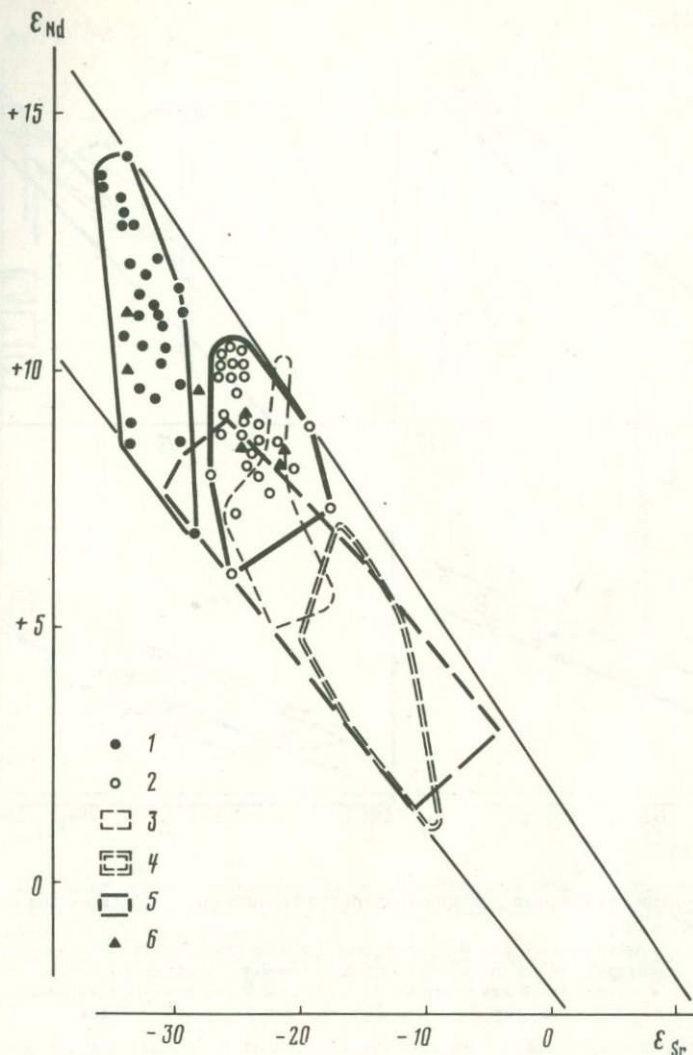


Рис. 26. Обратная корреляция между величинами ϵ_{Sr} и ϵ_{Nd} толеитов океанического дна и островов [40, 130, 135, 164, 186, 371, 385, 398 и др.]

1 — низкорубидиевые толеиты; 2 — высокорубидиевые толеиты срединных океанических хребтов; 3 — толеиты Исландии; 4 — толеиты Гавайских островов; 5 — толеиты Фарерских островов; 6 — толеиты внутридуговых тыловых океанических областей

Обе группы толеитов срединных океанических хребтов четко разделяются по изотопным соотношениям свинца, образуя при этом линейный тренд (рис. 27). Толеиты Гавайских островов, хотя и близки к этому тренду, обнаруживают небольшое обогащение ториевым свинцом. Еще более резкое накопление ^{208}Pb характерно для свинца Фарерских островов. Среди толеитов внутридуговых (тыловых) бассейнов часть их по изотопным соотношениям свинца тождественна

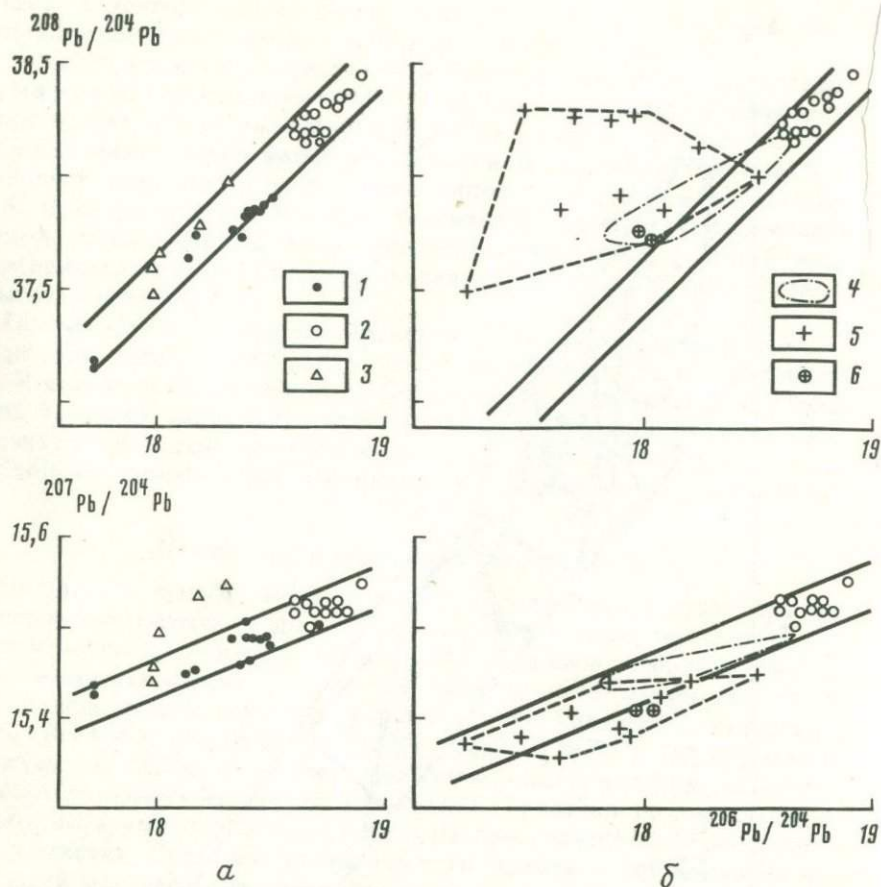


Рис. 27. Вариации изотопных отношений свинца в толеитах океанического дна и островов [186, 142, 345 и др.]

a — толеиты океанического дна; *b* — то же вместе с толеитами островов. 1 — низкорубидиевые толеиты; 2 — высокорубидиевые толеиты срединных океанических хребтов; 3 — толеиты внутридуговых бассейнов; 4 — поле гавайских толеитов; 5 — толеиты Фарерских островов нижней и средней частей разреза; 6 — низкорубидиевые толеиты верхней пачки Фарерских островов

океаническим толеитам срединных хребтов, другие обнаруживают обогащение ^{207}Pb . Поскольку эти толеиты располагаются ближе к островным дугам, возможно, что избыток ^{207}Pb указывает на генетическую связь толеитов с породами дуг.

Океанические толеиты обогащены ^3He относительно атмосферы. В ряде случаев отмечается корреляция между степенью обогащения ^3He и отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: в низкорубидиевых толеитах северной зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия и некоторых районов Атлантики отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$, практически постоянное, около $1,1 \cdot 10^{-5}$, а в высокорубидиевых толеитах хребта Рейкьянес оно повышается в 2—3 раза [88, 243, 305, 342] (рис. 28). Вместе с тем для аналогичных высокорубидиевых толеитов других районов в работе [17] найдено отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$, близкое к наблюдаемому в низкорубидиевых

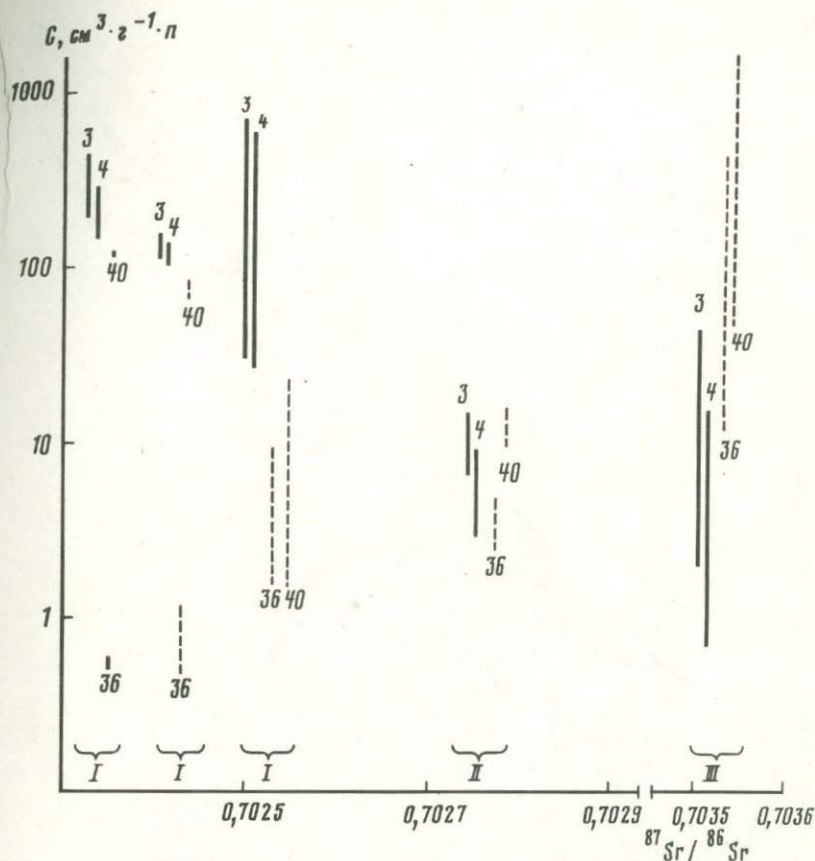


Рис. 28. Различия в изотопном составе и концентрации благородных газов между низко- и высокорубидиевыми толеитами океанического дна и базальтами Гавайских островов [88, 208, 209, 243, 305]

I — низкорубидиевые толеиты; II — высокорубидиевые толеиты; III — базальты Гавайских островов; концентрация газов (C) — в $\text{см}^3 \cdot \text{г}^{-1}$; $^3\text{He} = n \cdot 10^{-12}$, $^4\text{He} = n \cdot 10^{-7}$, $^{36}\text{Ar} = n \cdot 10^{-10}$, $^{40}\text{Ar} = n \cdot 10^{-8}$

толеитах. Более определенно различие обоих толеитов по концентрации He: в низкорубидиевых толеитах она почти на два порядка выше (см. содержание ^4He в толеитах на рис. 28). Это скорее всего соответствует дегазации гелия из мантии — накоплению его в наименее глубоких плагиоклазовых фациях лерцолитов верхней мантии.

В ряде работ [88, 243 и др.] отмечается корреляция между изменением отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ океанических толеитов: в низкорубидиевых толеитах отношение $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ максимальное, в высокорубидиевых — близко к атмосферному, содержание ^{36}Ar увеличивается, а ^{40}Ar падает в сторону высокорубидиевых толеитов (см. рис. 28). Согласно [17], в среднем концентрация ^{36}Ar близка в обоих типах толеитов, а низкое отношение $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ — показатель атмосферной контаминации.

Переходя к геохимическим критериям различия обоих типов то-

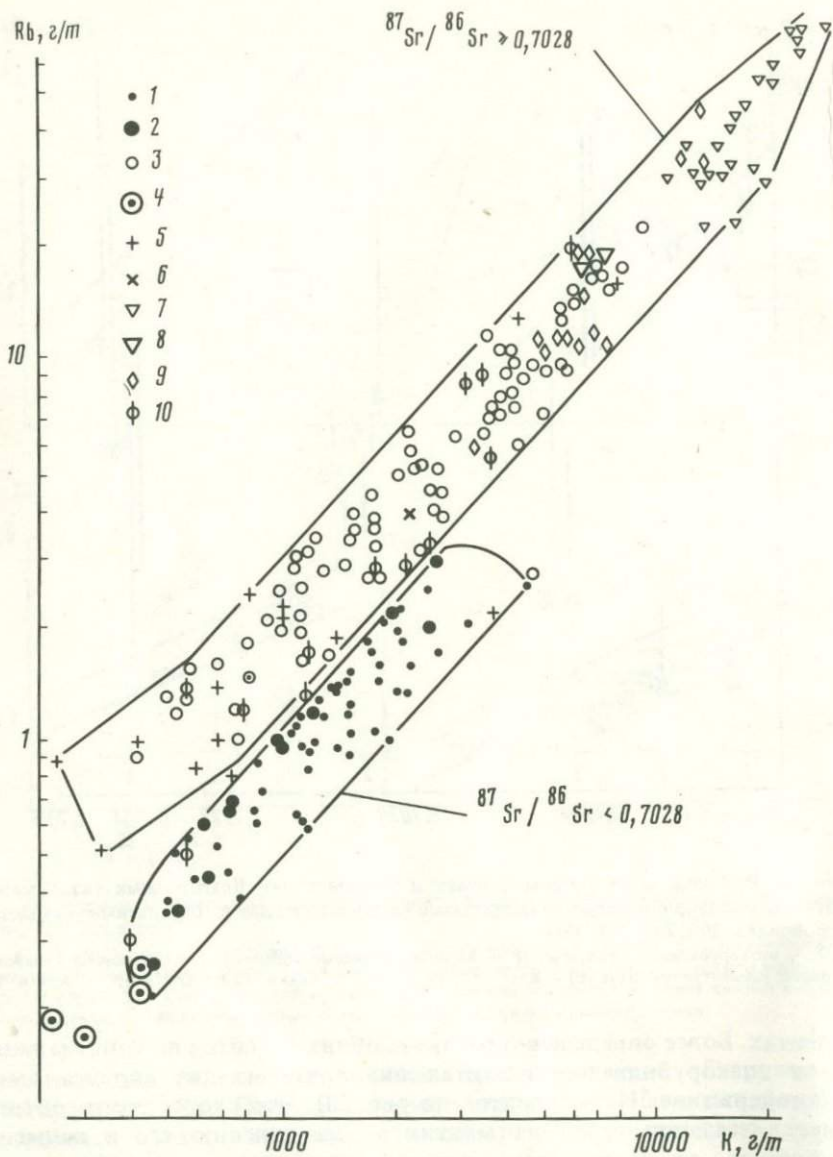


Рис. 29. Два тренда вариации содержания Rb и K в базальтах океанического дна и островов [135, 186, 211, 321, 329, 386 и др.]

1 и 2 — низкорубидиевые толеиты океанического дна: 1 — без данных по изотопам Sr и Nd, 2 — с данными по отношению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (во всех случаях оно ниже 0,7028); 3 — высокорубидиевые толеиты океанического дна (с отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \geq 0,7028$); 4 — пикритовые, обогащенные магнием, базальты из областей океанических хребтов с толеитами, имеющими повышенные $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \geq 0,7028$; 5 — толеиты Исландии; 6 — среднее для толеитов Гавайских островов; 7 — щелочные базальты океанических островов; 8 — среднее для щелочных базальтов Гавайских островов; 9 — ферробазальты океанического дна; 10 — толеиты Фарерских островов

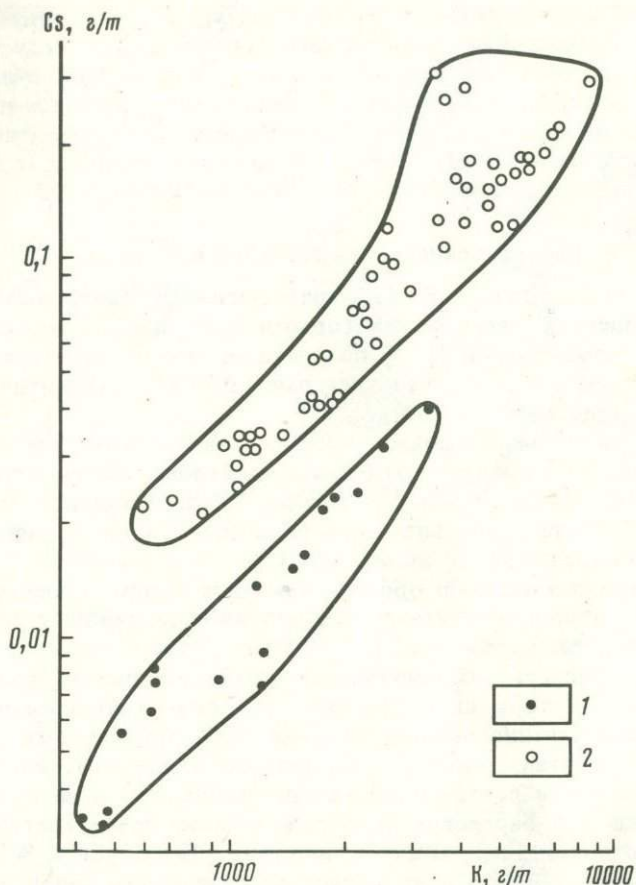


Рис. 30. Соотношение Cs и K в низкорубидиевых (1) и высокорубидиевых (2) толеитах океанического дна [211 и др.]

леитов, напомним, что между щелочными элементами K и Rb, K и Cs, имеющими большие ионные радиусы, существует тесная геохимическая связь, выражающаяся в четких прямых корреляциях. Подобные соотношения наблюдаются в сериях комагматических пород, образовавшихся при фракционной кристаллизации магматических расплавов; аналогичные корреляции должны возникать при изменении степени плавления в одних и тех же или близких по составу мантийных очагах.

Сопоставление концентраций K, Rb и Cs в толеитах океанического дна и островов показало (рис. 29 и 30), что существует два самостоятельных тренда. Один, как оказалось, соответствует толеитам с отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0,70280 - 0,70275$, другой — всем остальным толеитам. Толеиты с отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \geq 0,7028$ образуют единую корреляционную линию с щелочными базальтами островов и ферро-базальтами океанического дна.

Таким образом, суммируя данные по изотопным и геохимическим

особенностям океанических толеитов с петрологической информацией о глубинах зарождения исходных магм в астеносфере, следует заключить, что среди толеитов срединных океанических хребтов существуют два самостоятельных генетических типа, формировавшихся на малых глубинах (с низким содержанием Rb и самым низким отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и высоким $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) и на больших глубинах (с высоким содержанием Rb и отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \geq 0,70280-0,70275$).

Распространенность толеитов в океанах

Еще недавно принято было характеризовать изотопные соотношения в толеитах океанов некоторыми средними значениями. Так, К. Брукс с соавторами [121] подсчитали, что в толеитах Тихого океана отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в среднем равно 0,70265, в Атлантическом — 0,70264, в Индийском — 0,70314.

Однако за этими цифрами кроется значительная региональная неоднородность. В пределах отдельных рифтовых систем отмечаются существенные колебания $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Небольшие изменения изотопных характеристик фиксируются даже по обоим склонам одного и того же трансформного разлома [260].

Атлантический океан. В обобщенном виде распространенность толеитов двух типов соотносится с петрологическим наблюдением о географической разобщенности толеитовых стекол разного состава [72]: приуроченности малоуглубинных низкорубидиевых толеитов к центральным экваториальным частям Срединно-Атлантического хребта и преимущественного распределения высокорубидиевых толеитов в высоких широтах (рис. 31). Однако небольшие участки низкорубидиевых толеитов встречаются как на севере, так и на юге Атлантики. В пределах Фарерских островов, а также среди третичных базальтов Восточной Гренландии и побережья Баффиновой Земли (Канада) отмечено [130, 186 и др.] переслаивание обоих типов толеитов. На Фарерских островах низкорубидиевые толеиты перекрывают остальные породы. По периферии Срединно-Атлантического хребта везде развиты толеиты, обогащенные Rb, либо щелочные базальты островов. Так, при бурении в непосредственной близости от Срединного Атлантического хребта (36° с.ш., рейс 37*) обнаружены высокорубидиевые толеиты с отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70287-0,70316$ (после выщелачивания) [301], которые по петрохимическим, геохимическим и изотопным характеристикам оказались близкими к базальтам осевой зоны хребта на той же широте ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70283-0,70359$) [331, 386]. Удаленные от оси хребта (на 180 км) базальты являются более древними (возраст не превышает 15 млн. лет) и сравнительно с другими имеют повышенное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70316$.

Немного южнее этой зоны (Бермудское поднятие) на значительном удалении от срединного хребта обнаружены наиболее древние, юрские

*Здесь и далее при упоминании номера рейса подразумеваются рейсы (и скважины), выполненные нис США "Гломар Челенджер" по международному проекту глубоководного бурения дна океанов.

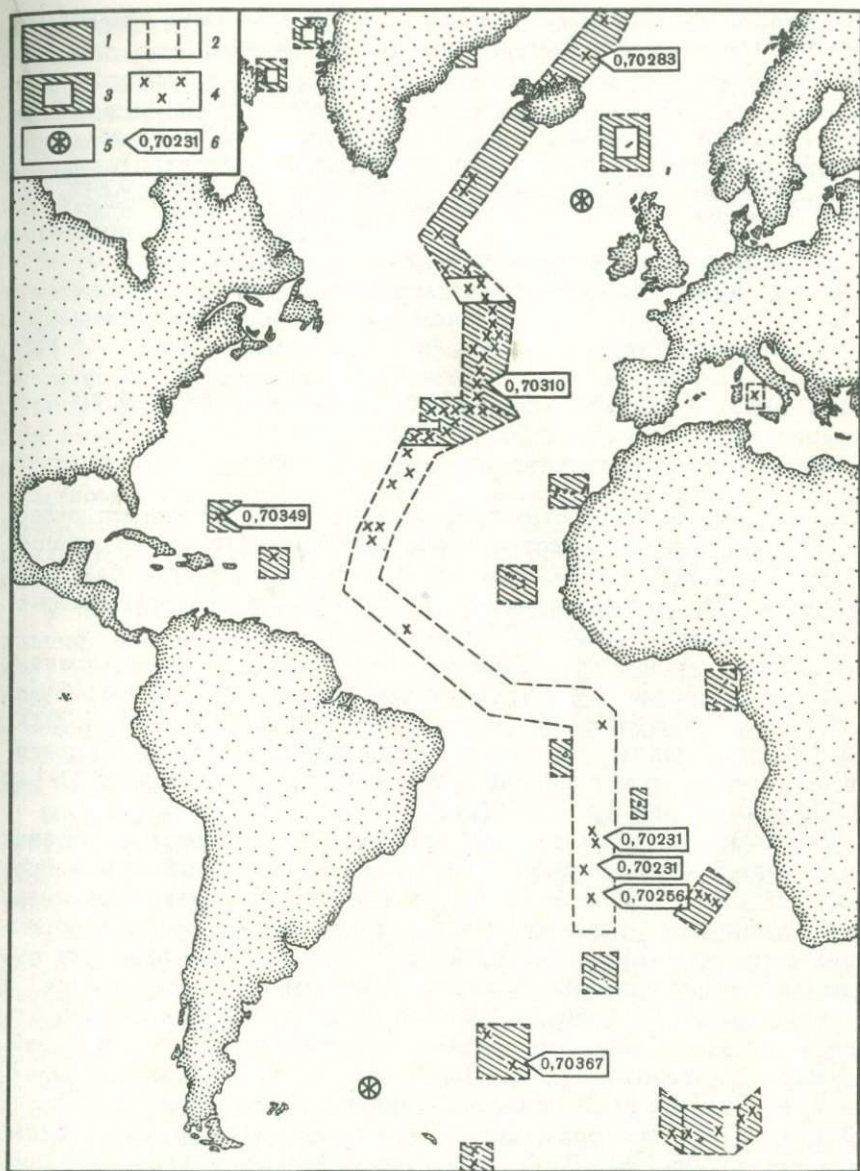


Рис. 31. Схема распространения двух типов толеитов и щелочных базальтов островов в Атлантическом океане

1 — высокорубидиевые толеиты океанического дна и щелочные базальты дна и островов с отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \geq 0,7028$; 2 — низкорубидиевые толеиты океанических хребтов; 3 — области совместного распространения толеитов обоих типов; 4 — районы опробования; 5 — области распространения кислых пород (гранитов и гнейсов); 6 — новые данные по изотопам стронция для базальтовых стекол, полученные автором совместно с С.Ф. Карпенко, Н.М. Суцевской и А.В. Ляликвым

Таблица 20. Широ́тные вариации величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в щелочных базальтах островов Атлантического океана [206, 188, 219, 303, 382, 385 и др.]

Широта	Осевая зона хребта		Широта	Периферия хребта	
	остров	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$		остров	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
70° с.ш.	Ян-Майен	0,70338—0,7036	41° ю.ш.	Гоф	0,7042—0,7044
65° с.ш.	Исландия	0,70326—0,70341	37° ю.ш.	Тристан-да-Кунья	0,70504—0,70515
38° с.ш.	Азорские	70320—0,7052	16° ю.ш.	Св. Елены	0,7030
8° ю.ш.	Вознесения	0,70278—0,70296	0° 30' с.ш.	Принсипи	0,70289—0,70334
			28° с.ш.	Архипелаг Зеленого мыса	0,7029—0,7033
55° ю.ш.	Буве	0,70367		Канарские острова	0,7030—0,7035

базальты западной части Атлантического океана (≥ 180 млн. лет, рейсы 51—53), в которых после жесткого выщелачивания обнаружено отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7030—0,7034$ (см. рис. 31); по составу РЗЭ эти базальты оказались, однако, тождественными современным низкорубидиевым толеитам осевых зон рифтов [122] (см. рис. 25).

В южной Атлантике в районе сочленения Срединно-Атлантического и Африканско-Антарктического хребтов (вблизи о-ва Буве) обнаружены ферро-базальты с отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70325—0,70333$ [166, 252]. Западнее этой зоны на тех же широтах (55°—57° ю.ш.) драгированы толеиты также с повышенным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70281—0,70335$ и $(\text{La}/\text{Yb})_N = 1,57—1,75$ [142].

Щелочные базальты группы островов Атлантического океана, приуроченных к экваториальной и примыкающей к ней зоне в пределах 35° с.ш. и 35° ю.ш., в целом имеют более низкие величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, чем в более высоких широтах (табл. 20). Наиболее четко это проявляется для низких значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, тогда как вариации отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в сторону больших величин могут перекрываться.

Тихий океан. Большинство данных по изотопам Sr получено без кислотного выщелачивания, поэтому заслуживают доверия лишь пониженные величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Так, для Восточно-Тихоокеанского поднятия в работе [352] приводятся значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7025—0,7035$, что соответствует двум типам толеитов. На северном продолжении Восточно-Тихоокеанского поднятия, у входа в Калифорнийский залив неизменные толеиты после выщелачивания имеют отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70235—0,70272$ [371 и др.], свойственные низкорубидиевому типу. В двух образцах, однако, были обнаружены более высокие величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,70291—0,70301).

В экваториальной части Тихого океана к востоку от Восточно-Тихоокеанского хребта, близ Перуанского желоба и на Чилийском поднятии отмечаются низкорубидиевые неизменные толеиты также с низкими отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70246—0,70250$ [352 и др.] В зоне спрединга в пределах Галапагосского поднятия низкорубидиевые то-

леиты характерны только для флангов, а в центре развиты породы с более высокими изотопными отношениями стронция [372].

В пределах рифтовых систем Тихого океана минимальные величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в базальтах выявлены также для поднятий Хуан-де-Фука (0,7022—0,7025) и Горда (0,7012 и 0,7025 и более). Значение 0,7012 — самая низкая из величин отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, найденных в современных толеитах [221]; подтверждения в ее достоверности до сих пор не получено.

В тыловых бассейнах островодужных систем западной части Тихого океана отмечаются толеиты обоих типов [40, 142 и др.]. Подводные вулканические горы состоят также из толеитов двух типов [352]. В скважине 504В из рифтовой системы Коста-Рика верхние 260 м представлены толеитами с отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70287—0,70377$ и $\delta^{18}\text{O}$, варьирующим от +6,4 до +7,8‰; ниже залегают толеиты, имеющие отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70255—0,70279$ при $\delta^{18}\text{O}$, изменяющемся от +5,8 до +6,2‰ [104]. Корреляция изотопов стронция и кислорода в данном случае скорее всего свидетельствует о контаминации стронцием морской воды верхних горизонтов толеитов: совместное существование в едином разрезе толеитов обоих типов требует дополнительных доказательств.

В толеитах Гавайских островов обнаружены значительные вариации отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (см. рис. 26), хотя в целом для пород характерны значения выше 0,7030. В некоторых вулканических сериях о-ва Оаху отмечаются более высокие величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в толеитах, чем в щелочных базальтах [135, 352 и др.].

Аномальны по изотопным характеристикам базальты Полинезии, частично отклоняющиеся от ПГМК [168, 373, 385].

Индийский океан. В пределах бассейна Индийского океана толеиты с низкими величинами $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0,7028$ описаны для юго-западной ветви Срединного Индийского хребта [252 и др.], а также типичны для дна рифта Красного моря [143].

Толеиты с высокими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70283—0,70342$ наблюдаются на северо-западе, в районе хребта Карлсберг [220]. Однако определение изотопного состава Sr после кислотного выщелачивания, проведенного нами, показало, что в этом хребте присутствуют низкорубидиевые толеиты ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70267$). Отрывочные данные по остальным частям Срединного Индийского хребта указывают на распространенность обоих типов базальтов [220, 300 и др.].

В асейсмическом хребте 90° и восточнее его развиты ферробазальты, ферро-андезиты, обогащенные суммой РЗЭ, а среди них легкими лантаноидами [364]. Для этих пород, имеющих возраст 38—81 млн. лет, после кислотного выщелачивания найдены величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от 0,70454 до 0,70548 [388]. В другой работе для пород, обогащенных Fe и Ti, из тех же скважин по хребту 90° приводится интервал значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7043—0,7049$ [324]. По данным Р. Томпсона и других [364] и Д. Уитфорда и Р. Дункана [388], ферро-базальты и ферро-андезиты, поднятые со дна Индийского океана, имеют геохимическое и изотопное сходство с аналогичными породами островов Сен-Поль и Амстердам, расположенных в южной

части этого океана, вблизи оси Срединного Индийского хребта. Определенно это можно сказать в отношении РЗЭ и величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7039-0,7037$.

В ряде скважин восточной части Индийского океана обнаружены высокорубидиевые толеиты и щелочные базальты с разной степенью обогащения легкими лантаноидами $(\text{La}/\text{Yb})_N > 1$. Они имеют возраст 46 млн. лет (скважины N 253, 215, 211) и отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7045-0,7055$, проверенное кислотным выщелачиванием [388].

В пределах юго-западной ветви Срединного Индийского хребта, помимо низкорубидиевых толеитов распространены и высокорубидиевые с отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70291-0,70358$, реже встречаются щелочные базальты (0,70356—0,70358) [252].

В юго-восточной части Индийского океана отмечаются базальты с пониженным отношением $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (ϵ_{Nd} варьирует от +4,7 до +8,6), близким к высокорубидиевым толеитам и щелочным базальтам [300].

Образование мантийных зон, являющихся источником толеитовых магм

Обобщая опубликованные данные по изотопам Sr и Pb в океанических базальтах, С. Сан и Г. Хансэн [354] обратили внимание на приблизительно линейный характер графиков $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ базальтов срединных хребтов и островов (рис. 32), которые в среднем соответствуют $\sim 2,0 \pm 1,0$ млрд. Отмечая формальную возможность интерпретации линейных графиков как линий смещения и изохрон, они отдавали предпочтение второму варианту, поскольку совмещение величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ не соответствовало модели смешения. Можно было полагать, что возникновение изотопной неоднородности для океанической мантии лежит в интервале 1—3 млрд. лет назад при оптимальном среднем около 2 млрд. С. Чарч и М. Татсумото [136], суммируя Pb-изотопные данные для базальтов подводных гор, нашли для них соответствие изохроне 1,75 млрд. лет, а для базальтов рифтов — 2,5—2,4 млрд. лет; по всем данным двухстадийная модель реализовалась с 2,0 млрд. лет. Несколько позже М. Татсумото предложил следующую интерпретацию графика $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ океанических базальтов: высокое отношение $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, соответствующее щелочным базальтам о-ва Гоф, рассматривается как исходное, наследуемое от древней однородной в изотопном плане мантии, что в определенной степени согласуется с данными по изотопам Sr и Nd для этого острова; все остальные более низкие величины, отвечающие примерно линейному тренду от толеитов срединных хребтов и Гавайских островов до базальтов о-ва Св. Елены — результат формирования деплетированной зоны мантии около 1,7 млрд. лет назад.

Параллельно с общим анализом изотопных систем океанических базальтов развилось направление, базировавшееся на попытках рассмотрения приблизительно линейных трендов, получаемых для некоторых островов, как "мантийных" изохрон.

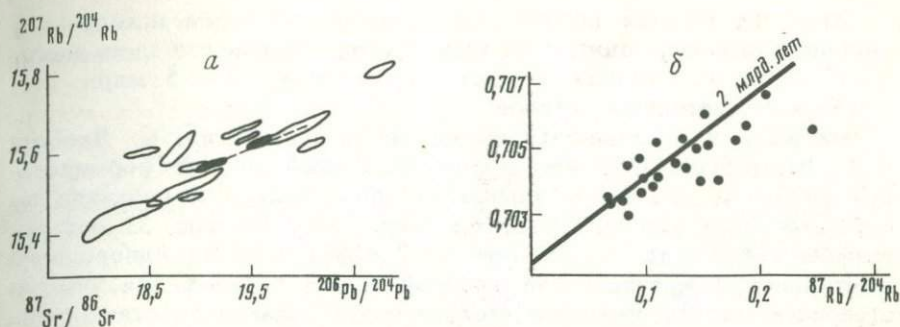


Рис. 32. Соотношение изотопов свинца (а) и стронция (б) в щелочных базальтах и толитах океанических областей, тренд которых примерно соответствует наклону линии 2 ± 1 млрд. лет, по [354]

К. Брукс и др. [121] обчислили доступные данные по изотопам Sr, а К. Чейс [133] проделал такую же работу в отношении изотопов Pb по отдельным островам и срединным хребтам. Для Самоа и Кергелена и среднему по всем островам по изотопам Sr был получен интервал 335—600 млн. лет, для базальтов срединных хребтов около 1,6 млрд. лет; по изотопам Pb для Кергелена и Реюньона вторичные изохроны соответствовали 2,2—2,5 млрд. лет, для Гавайских и других островов от 1,4 до 0,5 млрд. лет.

Р. Дункан и В. Компстон, используя величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ базальтов центральной части Тихого океана (Французской Полинезии), нашли для них изохроны при 1,18 и 0,88 млрд. лет [168].

Таким образом, возникло определенное противоречие. Пока использовались обобщенные данные, все авторы приходили более или менее к близким оценкам порядка 2,0—1,5 млрд. лет; детализация по отдельным островам привела к разбросу от 2,5 до 0,4 млрд. лет, при этом для одних и тех же объектов по разным методам расхождения в оценках превышали 1,0—1,5 млрд. лет (Кергелен). Развивая идею "мантийных" изохрон, К. Брукс и др. [120] рассчитали возраст вторичных мантийных изохрон и для континентальных базальтов получили значения от 3340 до 70 млн. лет, включая архейский мафический комплекс Южной Африки (Усушвина), для которого определили значение в 815 млн. лет. Последний пример показал ложность расчета и поставил под сомнение правомочность использования изотопных данных по отдельным островам или массивам для суждения о событиях мантийной дифференциации вещества. Существование значительной вертикальной и латеральной изотопной неоднородности верхней мантии в океаническом сегменте с мозаичной картиной вариаций величин изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, полученной при детальном обследовании пород Срединно-Атлантического хребта, также убеждает в том, что весьма рискованно использовать сведения по ограниченным площадям океанических областей для выводов о крупных процессах, охватывающих значительные массы мантии.

Итак, на сегодня представляется более реальным исходить из обобщенной информации. При всей ее неопределенности здесь достигается сходство средних возрастных оценок ($\sim 2-1,5$ млрд. лет) для Sr и Pb изотопных методов.

Исследуя изотопные отношения Nd в офиолитах, С. Якобсен и Г. Вассербург [235], рассчитали модельный возраст формирования исходной для этого комплекса зоны мантии и получили по одностадийной модели около 1,8 млрд. лет. На рис. 33 показан графический метод оценки времени дифференциации однородного мантийного резервуара, при которой могли образоваться участки в верхней мантии, имеющие геохимические параметры, отвечающие источникам океанических толеитов и офиолитовых комплексов с пониженным содержанием Rb и соответствующими изотопными отношениями Sr и Nd. Время 1,9—2,0 млрд. лет согласуется с предыдущими оценками. Совпадение результатов при использовании изотопных данных по Nd и Sr позволяет говорить о большей корректности определения этапа мантийной дифференциации, чем это делалось ранее.

До сих пор речь шла о мантийных источниках низкорубидиевых толеитов океанов. Можно с иных позиций подойти к задаче определения этапов фракционирования верхней мантии, в ходе которых были созданы резервуары, послужившие впоследствии для выплавления из них двух типов океанических толеитов. Дело в том, что в самих толеитах содержится вполне определенная геохимическая информация для решения этого вопроса. Низкорубидиевые толеиты имеют в среднем отношение $Rb/Sr \approx 0,008$, а высокорубидиевые — 0,043—0,044 (см. табл. 19) при среднем отношении $^{87}Sr/^{86}Sr$ в первых около 0,7026 и около 0,7032 — во вторых. Для оценки возраста формирования мантийных источников, используя константу радиоактивного распада ^{87}Rb , не хватает лишь для данных о величинах отношения Rb/Sr в самих источниках. Толеиты, согласно петрологическим данным [34 и др.] формируются при плавлении примерно 16—21% мантийного вещества лерцолитового состава. Поэтому логично предположить, что степень увеличения отношения Rb/Sr в толеитовых магмах относительно исходного вещества мантии существенно не зависит от небольших вариаций концентрации обоих элементов. Поэтому, если бы были известны толеиты с изотопными отношениями Sr, отвечающими недифференцированной мантии, имеющей $Rb/Sr = 0,03$, то легко рассчитать по величинам отношения Rb/Sr таких пород степень изменения этого отношения при выплавлении толеитовых магм. В работе [161] по траппам Сибирской и других платформ приводятся изотопные характеристики Sr и Nd ряда толеитовых пластов, близкие или тождественные однородному мантийному резервуару. По данным для отношения Rb/Sr (0,06—0,08) этих пород степень увеличения этого отношения в толеитах относительно мантийного источника близка к 2—2,2 [4]. Таким образом, можно полагать, что для мантийных резервуаров низкорубидиевых толеитов исходное отношение было около 0,004, а для источников высокорубидиевых — около 0,02. На рис. 34 показаны

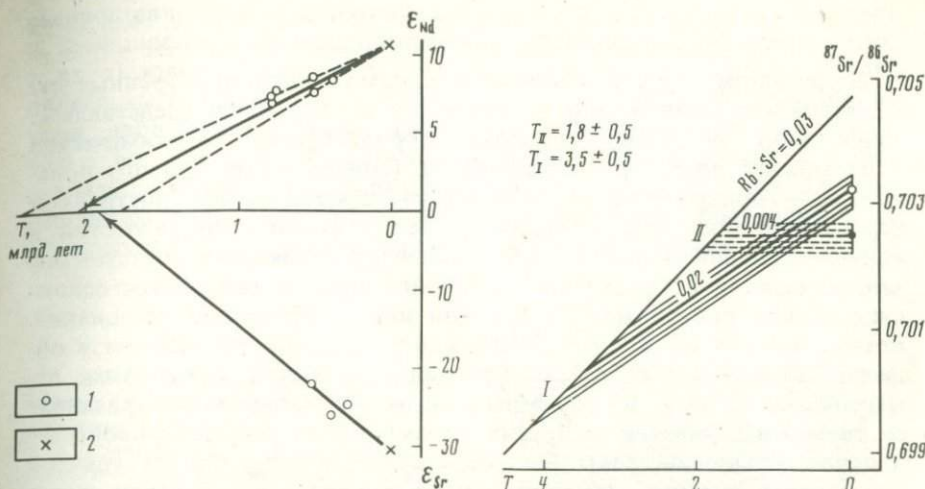


Рис. 33. Использование величин ϵ_{Nd} и ϵ_{Sr} офиолитов (1) и низкорубидиевых толеитов океанического дна (2) для оценки времени образования мантийных зон, породивших в фанерозое и верхнем докембрии эти породы, по [138. 235. 250, 326 и др.]

Рис. 34. Оценка времени образования мантийных источников для двух типов океанических толеитов

Линии развития I и II отвечают отношению Rb/Sr в мантии 0,02 и 0,004, а области пересечения с линией среднего мантийного отношения 0,03 — времени формирования соответствующих зон в верхней мантии

результаты оценки возраста формирования обоих мантийных резервуаров. Если учитывать вариации отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в обоих типах океанических толеитов, средние возраста этапов дифференциации мантии по одностадийной модели фракционирования составляют $1,8 \pm 0,2$ и $3,5 \pm 0,5$ млрд. лет для источников низко- и высокорубидиевых толеитов. Оба этапа соответствуют двум крупнейшим в истории Земли периодам тектоно-магматической активности в пределах континентов, выделенным ранее [79] при изучении магматизма и рудогенеза коры. Вместе с тем резкое падение отношения Rb/Sr от 0,03 до 0,004 в мантийных зонах, генерирующих низкорубидиевые толеиты, по одностадийной модели представляется маловероятным. Более реальным кажется образование подобных зон из предварительно обедненных участков верхней мантии. Область пересечения линий отношения Rb/Sr, равного 0,02 и 0,004 (см. рис. 34), соответствующая возрасту около $0,8 \pm 0,2$ млрд. лет, в первом приближении может рассматриваться как вариант двухстадийной модели дифференциации верхней мантии и формирования резко обедненных рубидием зон мантии. Учитывая вариации отношений Rb/Sr и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в низкорубидиевых толеитах (для $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — от 0,7022 до 0,7027), правомерно рассматривать обе возрастные оценки (1,8 и 0,8 млрд. лет) в качестве рубежей становления зон с низкими отношениями Rb/Sr в мантии.

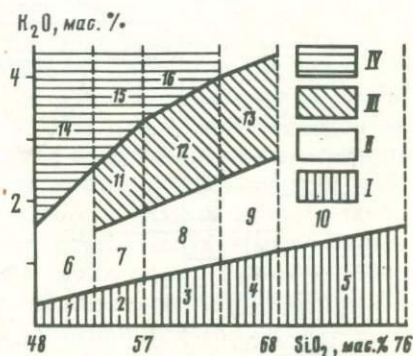
Эффузивные породы мезокайнозойских ассоциаций островных дуг и континентальных окраин в генетическом отношении представляют собой одну из самых сложных петрологических, геохимических и изотопных проблем. Специфика их геолого-тектонического положения — приуроченность большинства вулканических построек к переходной зоне между литосферными плитами с океанической и континентальной корой — обуславливает вероятность участия вещества мантии и коры в формировании пород и тем самым осложняет оценку происхождения тех или иных эффузивных ассоциаций. Резкое погружение кровли астеносферы от 50 до 100—150 км в области островных дуг от их фронтальных частей к тыловым, изменение мощности астеносферы в том же направлении, различие ее термодинамических и других характеристик по обе стороны от плотной фокальной зоны Беньоффа создают разнообразие условий для генерации магм. Действительно, вариации в петрохимических и геохимических параметрах базальтов островных дуг и активных континентальных окраин от толеитов до щелочных базальтов, указывают на значительный диапазон глубин зарождения очагов. Каждому типу базальтов (толеитам, щелочноземельным базальтам, шошонитам) соответствуют близкие по петрохимическим параметрам средние и кислые эффузивные породы, рассматриваемые как продукты дифференциации основных магм (рис. 35). Подобная классификация подтверждается данными по составу РЗЭ [11]. Кроме того, существует андезит-дацит-риолитовая (без базальтов) серия, свидетельствующая о самостоятельных андезитовых и, возможно, более кислых магмах. В последнее время внимание петрологов и геохимиков привлекают высокомагнезиальные андезиты и другие породы, относящиеся к бонинитовой серии островных дуг. Для образования подобных серий необходимо формирование промежуточных очагов, в которых происходит дифференциация расплавов. Очевидно, в пределах островных дуг и активных окраин материков благодаря повышенной мощности коры существуют подходящие для этого условия. Разнообразие петрохимических серий заставляет предполагать различие в их источниках. Ими может оказаться слой астеносферы на разных его глубинах, нижние части коры. Какие-то породы, по-видимому, будут при этом продуктом контаминации мантийных магм коровым материалом. Еще один вариант предлагается в современных моделях тектоники плит: в различных аспектах рассматривается как источник магм островных дуг и активных континентальных окраин блок погружающейся океанической литосферы. Какие из этих потенциальных источников реализуются? В настоящее время нет однозначного ответа. Ясно одно, что проблема происхождения эффузивных пород островных дуг и континентальных окраин не может быть разрешена в рамках какой-то единой модели. Рациональнее учитывать особенности геолого-тектонического положения, геохимические, петрохимические и изотопные характеристики конкретных ассоциаций пород.

Толеитовая и известково-щелочная серии пород являются наиболее

распространенными в островных дугах. Серии повышенной щелочности и шошонитовые породы встречаются в наиболее развитых дугах, в их тыловых зонах. Наряду с полными сериями пород, широко проявлены безбазальтовые ассоциации, представленные либо андезитами, либо более кислыми эффузивными породами, либо их сочетанием; все эти породы развиты в вулканических поясах с корой различной мощности, содержащей гранито-гнейсовый слой. По особенностям геологического положения и набору эффузивных серий пород отдельные районы островных дуг и активных окраин континентов

Рис. 35. Схема петрохимической классификации ассоциаций вулканических пород островных дуг по [107]

I — низкокальцевая толеитовая серия: 1 — толеит, 2 — базальтический андезит, 3 — андезит, 4 — дацит, 5 — риолит, II — щелочноземельная серия: 6 — базальт, 7 — базальтический андезит, 8 — андезит, 9 — дацит, 10 — риолит, III — высококальцевая серия: 11 — высококальцевый базальтический андезит, 12 — высококальцевый андезит, 13 — латит, IV — шошонитовая серия: 14 — абсорбит, 15 — шошонит, 16 — банацит



принято разделять на примитивные (залегающие обычно на океанической коре и характеризующиеся развитием толеитовой и известково-щелочной серии) и зрелые (с более широким набором эффузивных серий, с появлением пород безбазальтовых ассоциаций, по-видимому, отражающих этапы повторного переплавления уже собственно корового материала). Все это необходимо учитывать при анализе изотопной информации.

На рис. 36, построенном по данным [15, 37, 40, 53, 95, 142, 163, 176, 214, 244, 251, 262, 270, 274, 275, 295, 317, 346, 387, 389, 396 и др.], показаны вариации величин отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах островных дуг и активных окраин континентов. Можно заключить следующее.

1. Для всех пород всех районов типичны отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ больше 0,7026—0,7028.

2. В примитивных дугах (Алеутские, Курильские островные дуги; Новая Британия, Мариинская, Идзу и др.) изотопные характеристики базальтов, андезитов и более кислых эффузивных пород совпадают, причем все значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ниже среднего для мантии ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7027—0,7044 < I_{UR}$). Это означает, что формирование мантийных очагов примитивных дуг происходило и осуществляется в настоящее время из областей верхней мантии, потерявшей часть литофильных элементов когда-то в прошлом. В последнее время для бонинитовой серии пород, входящих в состав примитивных дуг, появились первые данные по изотопам Sr [127], максимальные значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,70587—0,70635) в бонинитах (они не показаны на рис. 36) существенно отличаются от остальных пород прими-

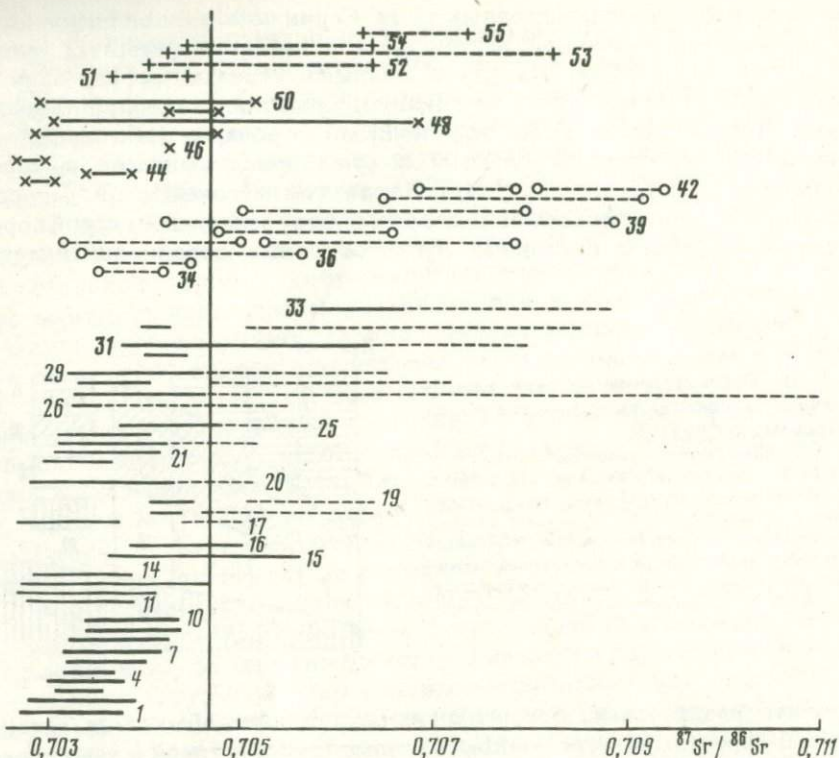


Рис. 36. Различие в отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ эффузивных пород островных дуг и активных континентальных окраин

1—10 — БАДР-ассоциации примитивных дуг: 1 — Алеуты; 2 — Курилы; 3 — Камчатка; 4 — Новая Британия; 5 — Палау—Кюсю (подводная часть); 6 — Идзу; 7 — Марианская; 8 — Фиджи; 9 — Бисмарка; 10 — Южные Сандвичевы острова. 11—33 — базальты (сплошная линия) и более кислые эффузивы (пунктир) дуг и окраин континентов со сложной корой: 11 — Ратон-Клейтон, Нью-Мексико, США; 12 — Медисин Лейк, Калифорния; 13 — Каскадные горы; 14 — Сан-Франциско, Аризона; 15 — Малые Антильские острова; 16 — Рио-Гранде, Мексика; 17—19 — Новая Зеландия: 17 — западная зона Северного острова, 18 — центральная зона Северного острова, 19 — восточная зона Северного острова; 20 — Центральная Франция; 21—25 — Япония: 21 — Идзу, 22 — центральная часть Японии, 23 — восточная часть Хонсю, 24 — Хокайдо, 25 — Хонсю; 26 — Папуа—Новая Гвинея; 27 — Большой Бассейн, США; 28 — Аденский залив; 29 — Мексика; 30—32 — Индонезия; 33 — Снейк Ривер и Йеллоустон, США; 34 — Коста-Рика; 35 — Эквадор; 36 — Южная Италия; 37 — центральные и северные районы Чили; 38 — Суматра; 39 — Вайоминг, США; 40 — Перуанские Анды; 41 — Китай; 42 — Высокие Анды. 43—50 — щелочные базальты: 43 — Новая Зеландия; 44 — Мексика; 45 — Алеуты; 46 — Камчатка; 47 — Китай; 48 — Юта, США; 49 — Рио-Гранде; 50 — Калифорния; 51—55 — шошонитовые серии: 51 — Папуа—Новая Гвинея, 52 — Италия, 53 — Вайоминг, 54 — о-в Иолли, Италия, 55 — Охотско-Чукотский пояс

тивных дуг. Появление повышенных величин отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ может отражать существование изотопно-геохимической неоднородности в зоне генерации магм в мантии или является результатом контаминации за счет примеси корового материала либо стронция морской воды. В первом варианте подразумевается возможность реализации механизма, предлагаемого в моделях тектоники плит (захват терригенного осадочного материала, перенос его вглубь при субдукции и участие его в повторном плавлении под островными

дугами). Во втором случае речь идет о позднем воздействии (гальмиролизе) на излившиеся на дно океана застывшие лавы. Какой из этих механизмов реален, будет рассмотрено ниже.

3. В некоторых областях, пограничных между континентом и океаном, в пределах которых вулканические пояса тяготеют к тектонически активной окраине континентов, породы имеют также низкое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7029-0,7047$, тождественное с наблюдаемым в примитивных островных дугах (базальты, андезиты и кислые эффузивные породы Каскадных гор и других районов США; андезиты Коста-Рики и Эквадора и других зон).

4. В ряде районов со сложным типом строения коры в эффузивных породах отмечается два уровня изотопных отношений стронция: первый, низкий, сходный с примитивными дугами, характерен для базальтов и андезитов толеитовой и известково-щелочной серий; второй, более высокий ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0,7047$) отмечается в андезитах, дацитах и липаритах — в безбазальтовой ассоциации. В большинстве случаев породы с разными изотопными отношениями стронция четко разграничены в пространстве, принадлежат к разным геолого-тектоническим структурам (Япония, Новая Зеландия, Папуа—Новая Гвинея, Анды, Мексика и др.). В дальнейшем серии пород с низким отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ из таких районов будем называть "примитивными".

Аналогичный характер изотопных вариаций описан для некоторых континентальных областей, которые, строго говоря, не относятся к современным островным дугам или континентальным окраинам, но в которых развит кислый магматизм с повышенными изотопными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, отражающий вовлечение сиалического материала в генерацию кислых эффузивных пород (Центральная Франция, Китай и др.).

5. Для шошонитовых серий и щелочных базальтов свойственны величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ меньше 0,7047 и больше 0,7047. Породы с низкими отношениями изотопов стронция приурочены к областям развития других серий с низкими $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Алеуты, Камчатка), а породы с высокими $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ встречаются в тыловых зонах континентальных окраин (Аризона, Вайоминг и др.).

6. Наконец, можно отметить более редкие области проявления смешанного вулканизма — с высокими и низкими отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, включающие не только средние и кислые породы, но и базальты с повышенным $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0,7047$ (Малые Антильские острова, Рио-Гранде и др.).

Для шошонитовых серий, щелочных базальтов и базальт-андезит-дацитовых ассоциаций с повышенными значениями этих отношений объяснения изотопных величин могут быть связаны с особенностями мантийных источников или с коровой контаминацией.

Примитивные дуги и примитивные серии

Сравнительный анализ изотопных отношений Sr в эффузивных породах примитивных дуг и примитивных серий развитых дуг показал, что причины наблюдаемых вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

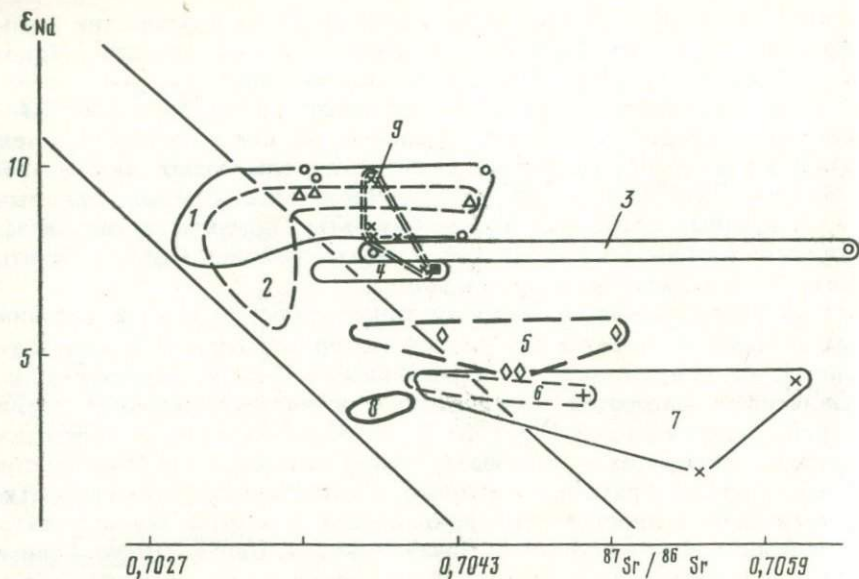


Рис. 37. Отклонение величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ некоторых эффузивных пород островных дуг о ПГМК [15, 37, 40, 127, 142, 163 и др.]

1 — Алеуты, Курилы, Камчатка; 2 — БАДР-ассоциация Марианской дуги; 3—8 — бониниты: 3 — Новая Каледония, 4 — Марианские, 5 — Папуа—Новая Гвинея, 6 — Бонин, 7 — Кипр, 8 — Тонга; 9 — эффузивы Южных Сандвичевых о-вов

обусловлены либо изотопной неоднородностью мантийных очагов, либо захватом осадочного материала в зонах субдукции с последующим его участием в генерации магм, либо с поздним наложенным влиянием морской воды. Последнее предположение можно проверить, используя методику жесткого выщелачивания (по аналогии с океаническими толитами, испытывавшими воздействие стронция морской воды, см. рис. 21) и корреляцию изотопных отношений Sr и Nd исследуемых пород.

На рис. 37 показаны примеры примитивных островных дуг, для некоторых пород которых отмечается отклонение вправо от ПГМК для отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (ϵ_{Sr}). На рисунке представлены также изотопные данные для бонинитов различных районов, в которых отмечаются аналогичные отклонения величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Для большинства островных дуг (исключение — Южные Сандвичевы острова) часть эффузивных пород располагается в ПГМК. Почти горизонтальные тренды отклонения величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в каждой из дуг давали основания для утверждения, что изменения изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ вызваны контаминацией морской водой. Это было подтверждено экспериментально при кислотной обработке эффузивных пород [40]. Таким образом, высказанное ранее рядом авторов предположение о том, что указанные отклонения изотопных отношений стронция обусловлены влиянием коровой контаминации в источнике магм за счет осадочного материала, захваченного при субдукции [127], не подтвер-

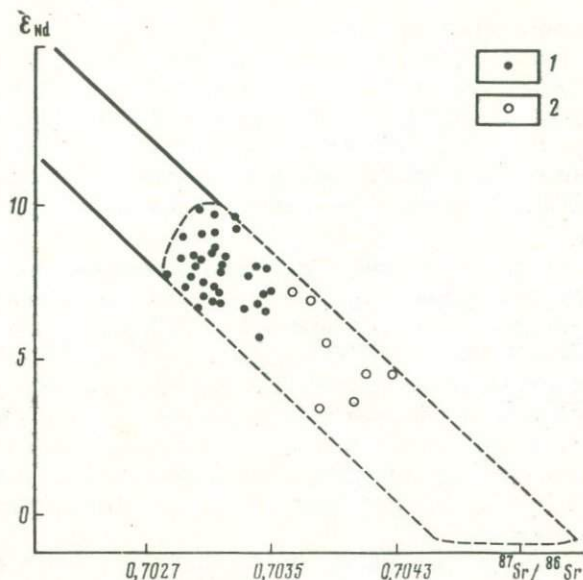


Рис. 38. Величины $^{87}Sr/^{86}Sr$ и ϵ_{Nd} пород примитивных дуг и серий после удаления эффекта контаминации стронцием морской воды
 Экстраполяция (пунктир) — по [223]; 1 — БАДР, 2 — бониниты

дились. В итоге оказалось, что эффузивные породы примитивных островных дуг полностью располагаются в ПГМК (рис. 38). Единственное исключение, по-видимому, лишь на некоторое время составляют породы Южных Сандвичевых островов, для которых пока отсутствуют изотопные данные для образцов, подвергнутых кислотному выщелачиванию, почему и сохраняется неопределенность в оценке первичных значений отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$.

Если рассматривать исходные изотопные отношения Sr и Nd в примитивных островных дугах, не измененные вторичными процессами, то необходимо отметить следующее:

1) согласно данным [223], в бонинитах о-ва Бонин, входящего в примитивную дугу Идзу, величины ϵ_{Nd} сильно варьируют, от +5,6 до -0,3; это существенно увеличивает степень изотопной неоднородности по сравнению с известной до сих пор в примитивных дугах (см. рис. 38). С учетом данных, приведенных в работе [40], большие колебания ϵ_{Nd} (от +7,1 до +1,9) отмечаются и в Марианской дуге;

2) по изотопным характеристикам Sr и Nd породы толентовой и известково-щелочной серий, господствующие в примитивных дугах, могут быть противопоставлены бонинитовой серии. В первых наблюдается относительное постоянство изотопных отношений Sr и Nd, вторые отличаются максимальными изменениями. В этом, несомненно, отражается различие в генезисе пород. Прежде всего оно сказывается в разном содержании воды. В толентовой и известково-щелочной сериях концентрация H_2O менее 1%, в бонинитах — 2—4% [40]. Далее, если сопоставлять данные по изотопам кислорода, то для базальтов

и дацитов примитивных серий Южных Анд ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70397-0,70405$) характерно $\delta^{18}\text{O} = 6,0-6,3^0_{\infty}$, для андезитов Колумбии ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7040-0,7044$) — +6,6 до +7,3 $^0_{\infty}$ [241 и др.], а для бонинитов Марианской дуги, дуги Тонга и других эта величина варьирует от +9,3 до +9,8 $^0_{\infty}$ [32]. В первом случае изотопные отношения кислорода пород совпадают с наблюдаемыми в перидотитах верхней мантии (+5 ÷ +7 $^0_{\infty}$ [247]); во втором — сдвинуты в сторону коровых значений.

Можно отметить определенное сходство стронциевых и кислородных изотопных отношений бонинитов с высокомагнезиальной ассоциацией юго-запада Японии (с "синукитоидами"), в которой отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7044-0,7067$ при $\delta^{18}\text{O}$ от +7,3 до 10,8 $^0_{\infty}$. [53].

Толентовые и известково-щелочные серии примитивных островных дуг со сравнительно устойчивыми величинами ϵ_{Sr} и ϵ_{Nd} следует рассматривать как производные самостоятельных мантийных магм, к которым идея контаминации коровым материалом неприемлема и океаническая литосфера в зоне субдукции не может рассматриваться как источник этих магм.

Большие колебания изотопных отношений Sr и Nd в бонинитах из отдельных районов позволили предположить, что специфика генезиса этих пород обусловлена смешением материала с контрастными изотопными и геохимическими характеристиками при мантийном метасоматозе [40, 223]. Однако высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ заставляют изыскивать иные объяснения. Величины δD , измеренные в бонинитах разных районов [32], оказались ювенильными ($\delta D = -55 \div -77^0_{\infty}$). Сочетание повышенных значений $\delta^{18}\text{O}$ при мантийных или близких к ним значениях δD до сих пор известно было только для измененных океанических серпентинитов [341]. Эти породы обнаруживают сходство с бонинитами и в наличии больших вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [118]. Таким образом, только для бонинитов можно предполагать в качестве мантийного источника серпентинизированные перидотиты океанической литосферы.

Итак, астеносфера в зоне Беньюффа — наиболее вероятный источник толентовых и известково-щелочных серий, а перидотиты океанической литосферы, погружающиеся в зону субдукции (либо метасоматизированная мантия), — для бонинитовой серии.

Обратимся к изотопным соотношениям свинцов. Опубликованные данные касаются лишь описания изотопных характеристик толентов и известково-щелочных серий, сведения для бонинитовой серии отсутствуют. В ходе работ, посвященных генезису пород примитивных дуг, именно изотопы свинца рассматриваются как индикатор участия осадочного материала во вторичном плавлении океанической литосферы при процессах ее субдукции [142, 274, 353 и др.]. Доказательство основано на том, что на диаграмме $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ часть точек изотопного состава свинца пород примитивных дуг отклоняется от поля вариаций тех же изотопных отношений в толентах океанических рифтов. Повышенное значение $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, наблюдаемое в таких породах, имеет единый тренд с еще более обогащенными ^{207}Pb океаническими осадками (рис. 39). Казалось бы, сомнений нет, прим

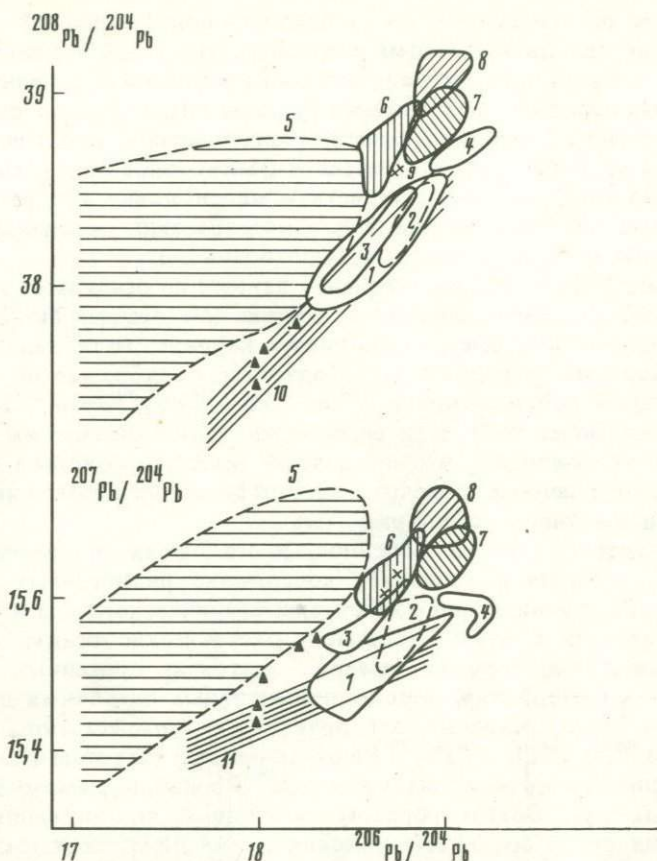


Рис. 39. Отличие величин отношения $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ эффузивных пород примитивных дуг и серий от соотношений этих изотопов в осадочных, метаморфических породах и толитах океанических хребтов [96, 244, 304, 353, 393]

1 — Марианская дуга; 2 — Алеуты; 3 — Тонга; 4 — Западная вулканическая серия Новой Зеландии; 5 — метаморфические породы фундамента западных районов США; 6—8 — океанические осадки северо-запада и северо-востока Тихого океана и центральных частей Атлантического; 9 — осадочные породы Новой Зеландии; 10 — толиты тыловых зон островных дуг (внутренних морей); 11 — поле толитов океанического дна из зоны срединных хребтов

осадочного материала в источнике магм обуславливает изменение первичных изотопных характеристик свинца океанических толитов, превращая их после плавления в специфические изотопные соотношения пород примитивных дуг. Так ли это? Во-первых, рассмотрим подробнее изотопные отношения свинца в осадочных породах. На рис. 39 показаны изотопные характеристики океанических осадков трех различных областей питания терригенным материалом. Две из них, северо-восточная и северо-западная зоны Тихого океана, находятся под влиянием сноса вулканогенного материала с примитивных и развитых островных дуг. Естественно, что изотопные отношения свинца осадков должны в значительной степени контролироваться продуктами вулканизма и эрозии с островных дуг. Дока-

зательство реальности этого — в близости полей вариаций изотопных отношений свинца к таковым островных дуг (см. обе диаграммы на рис. 39), а также в совпадении величин изотопных отношений свинца осадочных пород Новой Зеландии и осадков Тихого океана (см. рис. 39). Третья область — осадки Атлантического океана — имеет источником терригенные массы древних щитов и фанерозойских орогенных формаций. Их изотопные характеристики максимально контрастны с отношениями изотопов свинца как в океанических толеитах, так и в эффузивных породах примитивных островных дуг.

Таким образом, из сопоставления данных по осадкам и островным дугам следует совершенно иное заключение: осадки Тихого океана представляют собой смесь терригенного корового материала и продуктов вулканизма островных дуг. Подчеркнем особо, что об этом свидетельствуют соотношения и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Более того, если рассматривать обе диаграммы изотопов свинцов, то очевидно, что осадочный материал океанов не имеет никакого отношения к происхождению эффузивных пород примитивных дуг или примитивных серий развитых дуг.

Действительно, общей особенностью осадочных пород океанических областей является повышенное содержание радиогенных изотопов ^{208}Pb и ^{207}Pb сравнительно с толеитами океанического дна и породами островных дуг. В этом отношении океанические осадки близки к кристаллическим породам древних щитов и орогенных областей (см. рис. 39). Напротив, породы примитивных островных дуг и примитивные серии развитых дуг практически тождественны по соотношению $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ океаническим толеитам и контрастны с последними лишь по избытку изотопа ^{207}Pb , наблюдаемому в породах островных дуг. Таким образом, изотопный состав свинца пород островных дуг не имеет генетических связей ни с осадками, ни с толеитами дна.

Факт обогащения толеитовой и известково-щелочной серии пород островных дуг ^{207}Pb интересен также и в том отношении, что указывает на вероятность очень древнего мантийного источника (более древнего, чем для океанических базальтов), не затронутого позднейшими процессами, которые могли бы стереть эту метку, созданную, вероятно, в нижнепротерозойскую или даже архейскую стадию жизни мантии, когда еще главную массу приращения радиогенного свинца в мантии давал сохранившийся с этапа аккреции ^{235}U [356]. Более подробно проблема времени образования мантийных зон, из которых формируются примитивные островные дуги или примитивные серии развитых дуг, будет рассмотрена ниже.

Следует, однако, указать, что отклонение по изотопу ^{207}Pb отмечается далеко не во всех эффузивных породах примитивных дуг и примитивных серий; часть из них имеют соотношения изотопов свинца, полностью совпадающие с океаническими толеитами. Таким образом, индикаторные возможности изотопов свинца не являются универсальными, либо этот отражает более сложную природу мантийных источников пород примитивных дуг, например сходство части их источников с источниками высокорубидиевых толеитов.

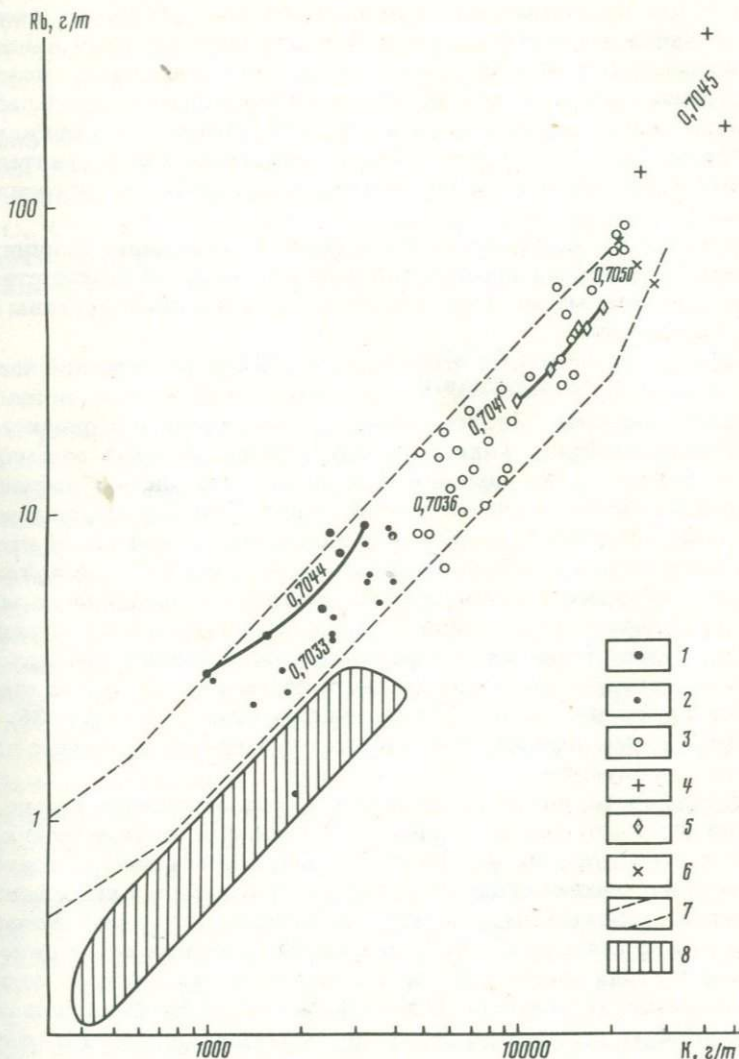


Рис. 40. Сходство в распространенности Rb и K вулканических пород островных дуг и высокорубидиевых толеитов океанов

1 — толеиты Санда и Банда, Индонезия; 2 — толеиты Новой Британии и Марианской дуги; 3 — известково-щелочная серия островов Новой Британии, Марианских, Санда, Банда, Фиджи, Тонга ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7034-0,7050$); 4 — щелочные базальты Санда; 5 — ферробазальты латитовой серии Снейк Ривер, Айдахо ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7079-0,7101$); 6 — шошониты Папуа—Новой Гвинеи (0,7041); 7 — область высокорубидиевых толеитов и щелочных базальтов океанов; 8 — область низкорубидиевых толеитов океанов. Цифрами показаны области величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ пород

Обратим внимание на геохимические критерии. На рис. 40 показано изменение отношения Rb и K в толеитах и базальтах известково-щелочной серии примитивных дуг в сравнении с полями двух типов океанических толеитов. Очевидно, что базальты примитивных дуг имеют тренд, отличающийся от тренда низкорубидиевых толеитов

океанического дна. Напомним, что в гипотезах переработки океанической литосферы при субдукции именно эти толеиты, отличающиеся пониженными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ рассматриваются как возможный источник вещества в мантии для образования примитивных дуг. В работе А.Я. Шараськина и Г.С. Закариадзе [81] отмечается пониженная концентрация Ti, Zr, Y, Sr в породах островных дуг сравнительно с океаническими толеитами, подчеркивается различие их источников в мантии.

Р. Хикей и Ф. Фрей, детально изучавшие геохимию бонинитов, указывают [223], что по концентрации Ba бониниты не соответствуют породам, исходные магмы которых могли быть контаминированы осадочным материалом.

Следует также отметить, что к западной и северо-западной частям Тихого океана, по-видимому, приурочены максимальные мощности океанических осадков. Во всяком случае в теории тектоники плит максимальные глубины Тихого океана в этих областях рассматриваются именно с таких позиций, тем более, что здесь обнаружены самые древние океанические осадочные толщи. Если это так, то породы примитивных островных дуг западной и северо-западной частей океана (Марианской дуги, дуг Идзу, Курильской, Камчатской и Алеутской) должны нести признаки оптимального воздействия осадочного материала при условии, что последний является одним из компонентов вещества, подвергающегося плавлению в ходе субдукции. Между тем эффузивные породы островных дуг этой части Тихого океана имеют самые низкие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ среди островных дуг (см. рис. 36), что противоречит идее вовлечения осадочного материала в процесс плавления в зоне субдукции.

Итак, осадочные породы океанов не имеют отношения к породам островных дуг и потому особенности изотопных и геохимических отношений в этих породах не могут рассматриваться как доказательство самого механизма субдукции. Однако это касается лишь данных по толеитам, толеитовым и известково-щелочным сериям. Большие надежды можно связывать с бонинитами, для которых остается такая возможность, если подтвердится их генетическая связь с серпентинизированными перидотитами литосферы океана. Но бониниты занимают по объему ничтожную часть примитивных дуг, поэтому если и идет вторичное переплавление вещества океанической литосферы, то этот процесс имеет подчиненное значение в генезисе дуг. Факт спрединга не вызывает сомнения. Существование более плотной высокоскоростной зоны в мантии под островными дугами также доказано. Таким образом, приходится пересмотреть традиционный для теории тектоники плит подход к источникам вещества островных дуг. Кажется более вероятным допущение о преимущественном погружении океанической литосферной плиты без ее существенного плавления. По-видимому, дробление на блоки, образование трещин создают в ней благоприятные тектонические условия для локализации промежуточных очагов магм (и их дифференциации), возникающих в слое астеносферы, контактирующей с плитой. Иначе говоря, роль погружающейся литосферы в основном сводится к тектонической активизации зоны мантии

под островными дугами. Источники вещества иные: разогретая область астеносферы по обе стороны от погружающейся плиты. Это означает, что если возраст движущейся литосферной плиты не превышает возраста океанических осадков (~ 100 — 200 млн. лет), то возраст питающих островную дугу источников может быть совершенно иным, по-видимому, очень древним. Вместе с тем при реальности процесса субдукции океанической плиты ее погружение должно сопровождаться разогревом и отделением летучих компонентов (H_2O , CO_2 и др.). В итоге следует ожидать изменения изотопных характеристик (δD , $\delta^{18}\text{O}$ и др.), отражающих вклад морской воды в океаническую литосферу. Это предстоит еще выяснять.

Развитые островные дуги и активные континентальные окраины

В развитых островных дугах и активных континентальных окраинах присутствуют породы с пониженными и повышенными отношениями изотопов стронция. Первые были уже рассмотрены. Здесь сосредоточим внимание на вторых.

Среди пород с высоким отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($> I_{UR}$) почти повсеместно представлены андезиты, дациты и риолиты. Области их проявления приурочены к зонам островных дуг и материковых окраин, залегающих на сиалическом основании или с признаками поддвига континентальной плиты под островную дугу (Банда и восточная зона Санда, Индонезия, Анды, Япония и др.). Повышенные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ трактуются как результат выплавления средних и кислых магм из нижней коры или как признак контаминации мантийных магм коровым материалом [214, 262, 387 и др.].

Детализация представлений о генезисе таких расплавов осуществляется сопоставлением изотопных данных по Sr с величинами $\delta^{18}\text{O}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и другими.

Так, в андезитах и дацитах дуги Банда отмечается наряду с ростом $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (от 0,7045 до 0,7095) увеличение $\delta^{18}\text{O}$ от $+5,6\text{‰}$ (значения, свойственного мантийному уровню $\delta^{18}\text{O}$) до $+9,2\text{‰}$ и, кроме того, здесь обнаружены кордиеритсодержащие лавы с отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7157$ — $0,7175$ и $\delta^{18}\text{O} = +14,1 \div +16,7\text{‰}$.

Таким образом, прямая корреляция между величинами $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $\delta^{18}\text{O}$ — прекрасный пример доказательства контаминации мантийных магм коровым материалом (веществом Австралийской плиты). К аналогичным выводам в отношении средних и кислых эффузивов Индонезии, имеющих повышенное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, приводит корреляция величин ϵ_{Sr} и ϵ_{Nd} (рис. 41); фиксируются большие изменения значений ϵ_{Sr} и ϵ_{Nd} начиная от пород с мантийными соотношениями, лежащими внутри ПГМК, кончая породами, в которых ϵ_{Sr} резко смещены вправо и в целом соотношение величин ϵ_{Sr} и ϵ_{Nd} отвечает континентальной области.

В значительно меньшей степени коровой контаминации подверглись андезиты Колумбии и Эквадора. В андезитах юго-запада Колумбии [241] отмечаются отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7040$ — $0,7044$ ($< I_{UR}$) и

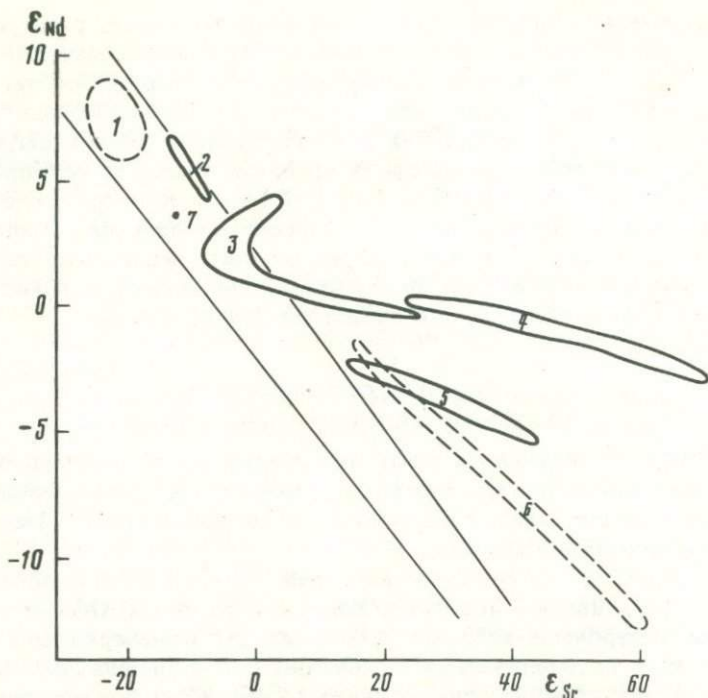


Рис. 41. Величины ϵ_{Nd} и ϵ_{Sr} эффузивных пород развитых островных дуг и континентальных окраин [37, 40, 163, 214, 217, 270, 275 и др.]

1 — БАДР-ассоциации примитивных дуг; 2 — Эквадор; 3 — Санда; 4 — Банда (Индонезия); 5 — запад США; 6 — Анды; 7 — протерозойская серия БАДР, формация Твайлайт, США

слегка повышенные значения $\delta^{18}O$, от +6,6 до +7,3‰. Андезиты Эквадора имеют величины ϵ_{Sr} и ϵ_{Nd} , совпадающие с ПГМК (см. рис. 41).

Иную ситуацию можно представить для генезиса перуанских андезитов, дацитов и риолитов в районах, где мантийные базальтовые и андезитовые магмы с низкими величинами $^{87}Sr/^{86}Sr$ отсутствуют. Для средних и кислых лав Перу (а также севера Чили) характерны высокие значения отношения $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,705-0,708$ и $\delta^{18}O$ от +7,0 до +8,2‰ [201]. Простая схема контаминации здесь вряд ли приемлема. Более вероятной представляется формирование средних и кислых эффузивных пород за счет переплавления погруженного блока метаморфизованной вулканогенно-осадочной толщи, если учитывать необычно высокую мощность коры (~ 70 км) и повышенный тепловой поток под Андами [64].

Аналогично интерпретируются и данные по изотопам свинца рассматриваемых районов (рис. 42). Так, в перуанских дацитах и андезитах величины отношений $^{208}Pb/^{204}Pb$ и $^{207}Pb/^{204}Pb$ соответствуют полю изотопных отношений свинца, отвечающему докембрийским метаморфическим комплексам и фанерозойским осадкам океанов. Это указывает на коровый источник вещества для эффузивных пород Перу. Таким образом, данные для изотопов стронция, неодима (см. рис. 41)

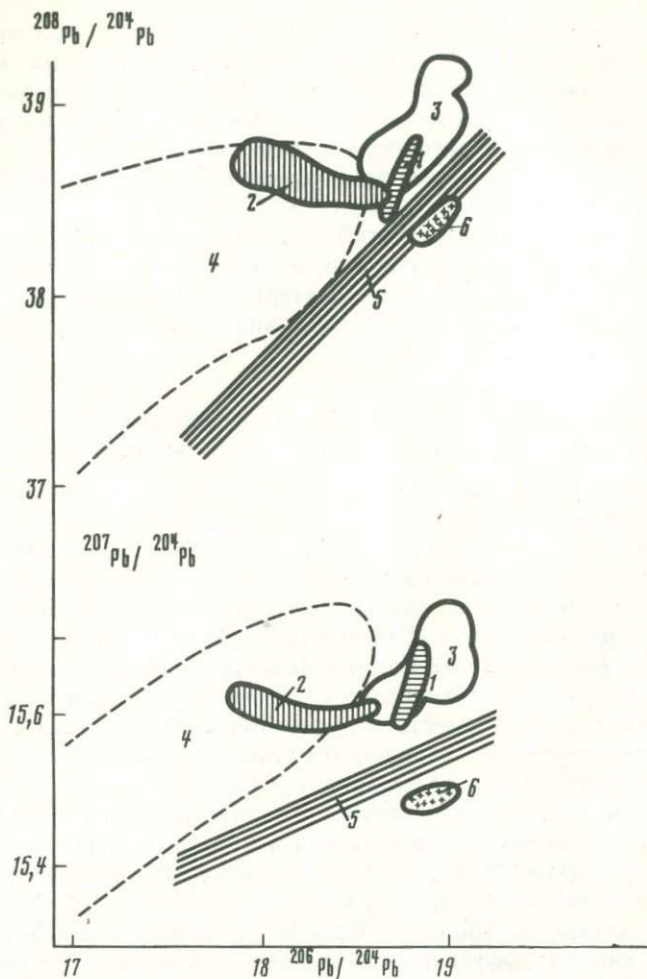


Рис. 42. Особенности изотопного состава свинца андезит-дацитовых (безбазальтовых) серий активных окраин и развитых дуг, имеющих повышенные отношения изотопов Sr [96, 304, 393 и др.]

1 — андезиты восточной и центральной зон Новой Зеландии; 2 — андезиты и кислые эффузивы Южного Перу; 3 — пелагические осадки океанов; 4 — метаморфические породы фундамента западных районов США; 5 — тренд толеитов океанического дна; 6 — щелочные базальты Алеутской дуги

и свинца согласуются между собой. Вместе с тем не исключается вероятность контаминации коровым материалом мантийных магм, формировавшихся в зоне активных окраин.

В восточной и центральной зонах Новой Зеландии (Северный остров) андезиты имеют повышенное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (см. рис. 36). Данные по соотношению изотопов свинца центральной и восточной зон для андезитов и базальтов близки к данным по перуанским андезитам повышенными величинами ^{207}Pb и ^{208}Pb , совпадающими с осадочными породами Новой Зеландии и пелагическими осадками

Тихого океана (см. рис. 42). Наблюдаемое отклонение вверх от линии свинцовых отношений базальтов срединных океанических хребтов может рассматриваться как дополнительный аргумент в пользу формирования эффузивных пород этой зоны Новой Зеландии при участии материала осадочных или метаморфических пород.

Итак, появление преимущественно средних и кислых эффузивных пород с повышенными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} (> 0,7047)$, ^{207}Pb и ^{208}Pb обязано либо контаминации мантийных магм с более низкими величинами $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ коровым материалом, либо является результатом прямого переплавления (анатексиса) материала нижней коры.

Теперь перейдем к сопоставлению магматизма островных дуг с более древними их аналогами.

Базальт-андезит-дацит-риолитовые ассоциации складчатых областей и зеленокаменных поясов

Подавляющая масса эффузивного материала, поступившего и поступающего в течение геологического времени из мантии на континент, связана с магматической активностью в древних геолого-тектонических участках (архейские зеленокаменные пояса и докембрийские и фанерозойские геосинклинальные области) и в современных островных дугах. Преимущественно базальтовые, андезитовые, бинарные базальт-дацитовые или более полные базальт-андезит-дацит-риолитовые (БАДР) толеитовые и известково-щелочные ассоциации характерны для всех этих зон. Они вместе с туфогенными и осадочными породами составляют мощные многокилометровые комплексы активных геолого-тектонических зон докембрия и фанерозоя.

Петрохимическое и геохимическое сходство БАДР-ассоциаций докембрия и фанерозоя с толеитовыми и известково-щелочными эффузивными породами островных дуг и активных континентальных окраин подчеркивается во многих исследованиях [99, 147, 292 и др.]. На рис. 43 показано соотношение Rb и K в докембрийских базальтах, андезитах и кислых эффузивных породах в сравнении с полем соотношения Rb и K в современных породах островных дуг и активных континентальных окраин: очевидно полное совпадение древних и молодых БАДР-ассоциаций. Кроме указанных пород, в докембрийских зеленокаменных толщах встречаются и другие петрохимические группы (коматииты) или базальт-андезитовые серии с аномальными соотношениями редкоземельных элементов (дефицит Eu в базальтах и андезитах Абитибии, Канада [147]), в геохимических и петрохимических характеристиках которых отражается более широкий диапазон глубин генерации магм из-за более высокого теплового потока архея. Фракционирование европия указывает на выплавление базальтовых и андезитовых магм с малых глубин (из плагиоклазовых фаций перидотитов).

На рис. 44 показаны величины I^{Sr} БАДР-ассоциаций докембрия. Характерны пониженные значения $I^{\text{Sr}} < I_{\text{UR}}$ для большинства пород, подобные величинам I^{Sr} современных островных дуг и серий. Соотношение параметров $\epsilon_{\text{Sr}}(T)$ и $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ для протерозойской базальт-

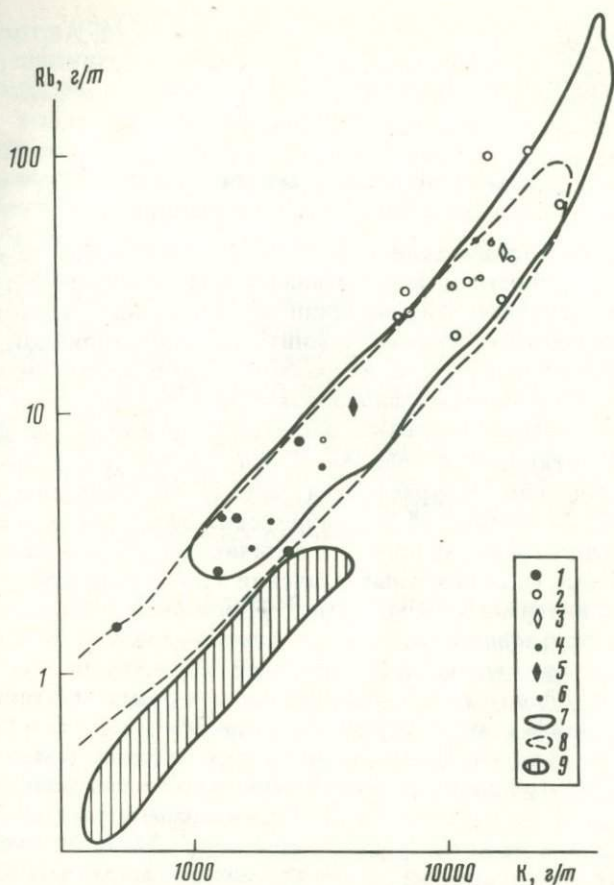


Рис. 43. Сходство в распространении Rb и K БАДР-ассоциаций докембрия, эффузивных пород островных дуг и высокорубидиевых толеитов океанических областей [102, 155, 173 и др.]

1 — базальты докембрия Родезийского щита и Кении; 2 — андезиты и кислые эффузивы того же района; 3 — протерозойские дациты формации Твилайт, запад США; 4 — средние и кислые эффузивы верхнего архея Миннесоты, США; 5 — базальты формации Твилайт; 6 — базальты Миннесоты; 7 — поле вулканитов островных дуг; 8 — поле высокорубидиевых толеитов океанического дна; 9 — поле низкорубидиевых толеитов океанического дна

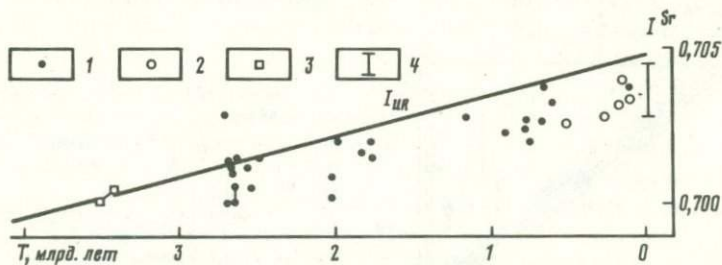


Рис. 44. Близость величин $I^{Sr} (\leq I_{UR})$ докембрийских коматитов и БАДР-ассоциаций с более молодыми офиолитами и породами примитивных островных дуг и примитивных серий, по [119, 173, 228, 240 и др.]

1 — БАДР-ассоциации; 2 — офиолиты; 3 — коматиты; 4 — примитивные дуги и серии кайнозоя

дацитової толщі (гнейсов Твилайт, захід США [160]) строго відповідає ПГМК (см. рис. 41), підтверждаючи підчинення древніх БАДР-асоціацій загальної мантійної закономірності диференціації її речовини.

Время образования мантійних зон, генеруючих БАДР-асоціації

Поскольку изотопные данные по Sr и Nd указывают на сходство величин I^{Sr} и I^{Nd} современных и древних БАДР-асоціацій, то можно по степени отклонения этих величин от изотопных характеристик недифференцированной мантии оценить в одностадийной модели примерный возраст формирования мантійних зон, являющихся источником для БАДР-асоціацій фанерозоя и докембрия.

На рис. 45 показан вариант расчета, основанный на фиксации максимальных отклонений величин I^{Sr} и I^{Nd} от среднего мантійного уровня: для большей контрастности данные представлены в форме $\epsilon_{Sr}(T)$ и $\epsilon_{Nd}(T)$. Большинство докембрийских эффузивных ассоціацій охарактеризовано главным образом величинами I^{Sr} , для которых область пересечения максимальных значений $\epsilon_{Sr}(T)$ с линией $\epsilon_{Sr}(T) = 0$ приходится на интервал 3—4 млрд. лет. При ином способе построения графика — использовании средних значений величин I^{Sr} для БАДР-асоціацій близкого возраста (в интервале 150—200 млн. лет) — был определен средний возраст формирования исходных мантійних зон, генерирующих эффузивные породы, около 3,8 млрд. лет [7]. Этим оценкам не противоречат данные по экстраполяции максимальных величин $\epsilon_{Nd}(T)$ с той лишь разницей, что пересечение максимальных

значений параметра $\epsilon_{Nd}(T)$ с линией $\epsilon_{Nd}(T) = 0$ лежит в области древнее 4 млрд. лет. Ограниченность изотопных данных по неодиму для БАДР-асоціацій не позволяет придать отмеченному различию генетический смысл.

Из рис. 45 также следует, что величины $\epsilon_{Sr}(T)$ и $\epsilon_{Nd}(T)$ для архейских коматитовых комп-

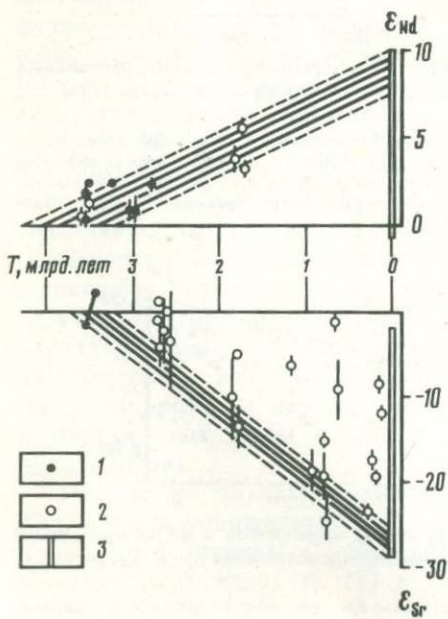


Рис. 45. Оценка времени формирования мантійних зон, являющихся источником вещества для БАДР-асоціацій докембрия и фанерозоя [160, 174, 200, 204, 239, 163, 218, 99 и др.]

1 — коматиты; 2 — БАДР-асоціації; 3 — поля вариаций величин ϵ_{Nd} и ϵ_{Sr} в современных примитивных дугах и породах примитивных ассоціацій; пунктирные линии, проведенные через точки максимальных отклонений величин ϵ_{Sr} и ϵ_{Nd} от нуля, при пересечении с нулевой линией определяют время дифференциации вещества верхней мантии

лексов и БАДР-ассоциаций представлены значениями, близкими к нулю или указывающими на обедненность источников литофильными элементами. Таким образом, очевидно, что на архейском этапе развития мантии она лишь частично была обеднена некогерентными элементами. Формирование эффузивных комплексов осуществлялось также из недифференцированных зон верхней мантии. Быть может, это соответствует разделению на первичные и вторичные зеленокаменные пояса, проведенному для архейских пород А. Гликсоном [26].

Существование архейских малоглубинных по генезису эффузивных пород (толеитовых серий среди коматитовых комплексов и БАДР-ассоциаций) с изотопными характеристиками, близкими к недифференцированному мантийному резервуару, накладывает принципиально важные ограничения на представления о роли предшествующих процессов аккреции на степень фракционирования и глубину проработки вещества верхней мантии, так как непосредственно указывает на отсутствие или слабую дифференциацию верхних частей верхней мантии в отдельных районах.

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ ОСНОВНОЙ МАГМАТИЗМ

Если толеитовый магматизм океанических областей и переходной зоны позволил получить представления об изотопно-геохимических особенностях астеносферы на уровне плагиоклазовых и шпинелевых фаций перидотитов верхней мантии, то трапповые формации, дифференцированные основные интрузии, дайки основного и среднего состава, анортозитовые комплексы несут аналогичную информацию для зон мантии под континентами. В отличие от океанических областей, более толстая кора и литосфера континентов в целом обуславливает формирование мантийных очагов на больших глубинах, чем под океанической литосферой, поэтому преобладает плавление на уровне шпинелевых и гранатовых фаций перидотитов. Кроме того, из-за толстой коры и литосферы создаются более благоприятные условия для формирования промежуточных и конечных магматических камер, в которых интенсивно проявлены процессы фракционной кристаллизации и ликвации расплавов. Наконец, континентальная кора выступает и как фактор, вызывающий при контаминации ее материалом изменение петрохимических, геохимических и изотопных параметров мантийных магм; это затрудняет выявление первичных их значений.

На рис. 46 показаны величины I^{Sr} основных пород континентальных областей. В архейских породах изменения I^{Sr} сравнительно малы, но с нижнего протерозоя, примерно с 2,1—2,2 млрд. лет, вариации этой величины резко возрастают, что отражает существование кратонов с мощной континентальной корой. Максимальные изменения ее отмечаются в долеритовых и диабазовых дайках, в некоторых толщах траппов, а минимальные — в более крупных интрузиях основного состава, анортозитовых комплексах и других породах. Большинство величин I^{Sr} группируются вблизи линии I_{UR} , разделяясь генетически на три группы — поля, соответствующие зонам мантии, обедненным

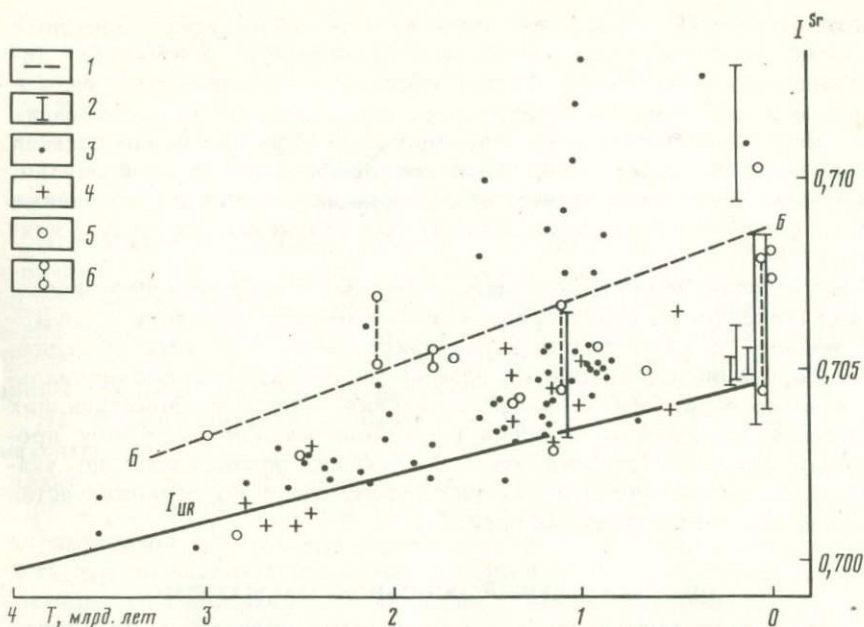


Рис. 46. Вариации величин I^{Sr} в континентальных основных породах [9, 107, 161, 162, 313 и др.]

1 — линия Б—Б, приблизительная верхняя граница величин $^{87}Sr/^{86}Sr$ большинства основных пород (выше линии Б—Б — преимущественно дайки базальт-андезитового и андезитового состава); 2 — траппы; 3 — диабазовые и долеритовые дайки; 4 — анортозитовые комплексы; 5 — габбро; 6 — дифференцированные основные интрузии

литофильными элементами ($I^{Sr} < I_{UR}$), тождественными недифференцированному мантийному резервуару ($I^{Sr} \approx I_{UR}$) и обогащенным литофильными элементами ($I^{Sr} > I_{UR}$). Верхняя граница этих трех полей проходит примерно по линии Б—Б на рис. 46. Выше располагается поле величин I^{Sr} , свойственных коровым породам (IV поле); в него попадают лишь некоторые дайки преимущественно среднего состава.

Траппы — достаточно сложный по генезису и петрохимическим особенностям комплекс пород. Хотя по массе преобладают основные разновидности, среди них постоянно присутствуют и более кислые члены — андезито-базальты, андезиты и дациты, реже встречаются более щелочные разновидности. Траппы имеют ряд геохимических характеристик (соотношение РЗЭ, Rb/Sr и др.), весьма сходных с БАДР-ассоциациями островных дуг и континентальных окраин (рис. 47). В ряде трапповых провинций минимальные величины ϵ_{Sr} тождественны с БАДР-ассоциациями или высокорубидиевыми океаническими толеитами ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7028-0,7030$). Корреляция величин ϵ_{Nd} и ϵ_{Sr} (рис. 48) позволяет сделать заключение: а) в определенном интервале изменение величин ϵ_{Sr} и ϵ_{Nd} (изменение вдоль ПГМК), вероятно, связано с неоднородностью мантии; б) при отклонении значений ϵ_{Sr} от ПГМК отмечается коровая контаминация мантийного материала.

Риолиты и дациты трапповых формаций имеют повышенное от-

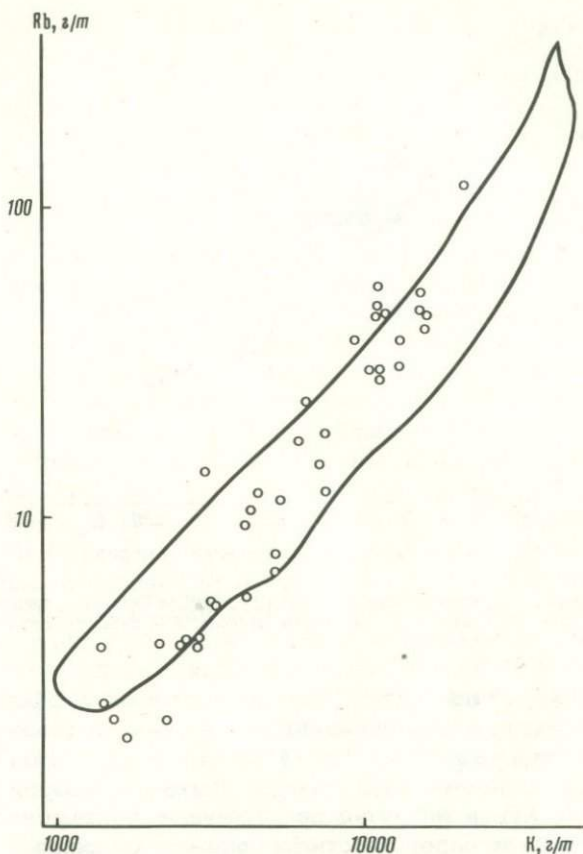


Рис. 47. Распределение Rb и K в породах трапповых формаций по [107 и др.] в сравнении с полем соотношения этих элементов (контур) в БАДР-ассоциациях

ношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, свидетельствующее скорее всего об образовании этих пород за счет плавления коры под влиянием тепла основных интрузий.

Дифференцированные интрузии основного состава в большинстве характеризуются изменчивыми величинами отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, причем даже минимальные значения этого отношения находятся в поле наиболее высоких величин I^{Sr} , известных для континентальных пород мантийного генезиса (см. рис. 46).

Тенденции изменения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в вертикальных разрезах дифференцированных основных интрузий отражают условия их становления. В ряде случаев отмечается увеличение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от нижних меланократовых разностей вверх. Так, в Бушвельдском плутоне отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ последовательно изменяется от 0,70503 до 0,70769, по-видимому, отражая усиление влияния коровой контаминации к кровле. Более определенно о значительной коровой контаминации в габбро из массива Дулут можно судить при сопоставлении величин ϵ_{Sr} и ϵ_{Nd}

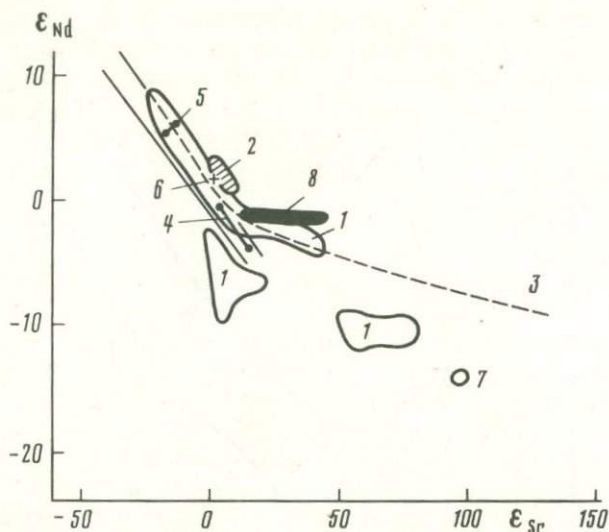


Рис. 48. Диаграмма $\epsilon_{Sr} - \epsilon_{Nd}$ основных континентальных пород [107, 161, 162, 164, 215 и др.]

1 — траппы Карро; 2 — траппы Сибири; 3 — траппы Колумбии-Ривер; 4 — траппы Параны, Бразилия; 5 — базальты Афар, Эфиопия; 6 — базальты Орегона; 7 — базальты Ред Хилл, Тасмания; 8 — габбро Дулут

[164] (см. рис. 48). В последнее время в некоторых дифференцированных основных интрузиях обнаружены более сложные (волнообразные) изменения отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ [190 и др.], свидетельствующие о многоэтапном заполнении камер. Выяснилось, что ранние краевые фации интрузий представлены контаминированными коровым материалом породами с повышенными значениями отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, при этом главная масса подобных пород приурочена к нижним частям интрузий. Вслед за первой порцией магмы в те же камеры поступал неоднократно более чистый расплав с низкими отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$, создавший ряд прослоев. Все прослои магм в ходе охлаждения подвергались кристаллизационной дифференциации. В итоге образовывались изотопно и петрохимически неоднородные слоистые тела.

Анортозитовые комплексы по изотопным характеристикам более сходны с траппами — характерны пониженные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, а повышенные могут указывать на контаминацию корой. Так, для анортозитов Адирондака, имеющих изохронный возраст 1100 млн. лет, недавно найдено [108] $\epsilon_{Nd}(T) = +2,5$, что соответствует мантийному источнику, обедненному литофильными элементами. В тех же анортозитах ранее отмечались повышенные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7043$ и более [106 и др.], что указывает на вторичное обогащение радиогенным стронцием ($\epsilon_{Sr}(T) = +13,5$). Напротив, в архейских анортозитах Канады, имеющих пониженное $f^{Sr} = 0,70079 (< I_{UR})$, отмечается соответствие между величинами ϵ_{Sr} и ϵ_{Nd} , отражающее формирование их за счет мантийного материала, обедненного литофильными элементами.

Диабазовые и долеритовые дайки, силлы и покровы представляют большой интерес из-за распространенности их в различных геолого-

тектонических обстановках, среди метаморфических пород, гранитоидов и т.д. По составу преобладают долериты и диабазы, отвечающие основным породам, но андезитовые разности также довольно распространены. Последние могут рассматриваться как дифференциаты базальтовой магмы, но могут быть и продуктами ее коровой контаминации. Более редки дайки гранофирового и сиенитового составов, во многих случаях они, по-видимому, представляют собой результат повторного плавления корового субстрата. В ряде районов получены прямые доказательства влияния корового материала при изучении изотопов кислорода и стронция. Так, для андезитовых, андезито-базальтовых и базальтовых долеритов Кирпатрик (Антарктида) [224] найдены вариации $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от 0,7102 до 0,7128 при параллельном увеличении $\delta^{18}\text{O}$ с +6,3 до +8,6‰. Экстраполяция к мантийному значению $\delta^{18}\text{O} = +5,5$ ‰ дает для неизмененных базальтовых магм $I^{\text{Sr}} = 0,7093$. Повышенные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ наблюдаются и в других районах развития долеритов и диабазов (Швеция, Вайоминг и др.). В целом диапазон вариаций $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ лежит в интервале значений $\geq I_{UR}$, и лишь часть дайковых пород попадает в область пониженных величин $I^{\text{Sr}} < I_{UR}$.

Изотопные отношения Sr и Nd основных пород континентальных областей изменчивы. Низкие величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < I_{UR}$ и положительные значения ϵ_{Nd} указывают на мантийные источники, обедненные литофильными элементами. Минимальные величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \approx 0,7030-0,7033$ и $\epsilon_{Nd} \approx +7 \div +8$. Они тождественны с наблюдаемыми в примитивных островных дугах или высокорубидиевых океанических толеитах. Поэтому многие исследователи считают, что астеносфера под континентальными областями по изотопным и геохимическим характеристикам близка к астеносфере под океанами. Вместе с тем очевидно, что часть основных пород континентальной зоны имеет первично более высокие $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > I_{UR}$. Это может означать, что произошло изменение состава астеносферы в определенных районах либо локальное дополнительное плавление нижних зон литосферы под влиянием повышенного теплового потока. Иначе говоря, возможны изменения уровня кровли и мощности астеносферы в таких районах.

Роль контаминации коровым материалом существенна почти во всех случаях проявления основного магматизма как в дайках, так и крупных дифференцированных массивах. В свою очередь, мантийный магматизм оказывает влияние на вещество коры, вызывая палингенное ее плавление.

ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОВЫЕ, ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫЕ СЕРИИ И КИМБЕРЛИТЫ

Мантийные породы повышенной щелочности согласно петрологическим данным более глубинные по источникам в мантии, чем толеитовые и известково-щелочные. Следовательно, изотопные и геохимические характеристики щелочных пород отражают особенности состава нижних зон астеносферы и, возможно, подстилающего ее слоя.

Петрохимическое разнообразие этих пород связано не только с ва-

риациями глубин формирования их очагов и мантии, но и с образованием промежуточных и конечных резервуаров, в которых щелочные магмы претерпевают мощную фракционную кристаллизацию, часто осложненную процессами ликвации в условиях повышенной концентрации ряда летучих компонентов. Поэтому во многих случаях приходится иметь дело не с первичными магмами, а с продуктами остаточной кристаллизации. Обогащенность щелочными и летучими элементами обуславливает возможность интенсивного взаимодействия с вмещающими породами и повышает вероятность коровой контаминации в подходящих для этого геолого-тектонических обстановках. Отсюда очевидна неопределенность трактовки изотопной информации в ряде случаев и необходимость учета этого факта.

В океаническом сегменте щелочные базальты и их производные встречаются в основном на островах. В переходной зоне от океана к континенту эти породы располагаются в тыловых частях дуг. В континентальных областях щелочные массивы локализируются в зонах глубинных разломов, обычно окаймляющих древние щиты, в континентальных рифтах (Западная и Восточная Африканская рифтовая система). Отмечаются геолого-тектонические признаки генетической связи континентального кимберлитового магматизма и щелочного магматизма океанов, примером чего является совпадение положения глубинных разломов Юго-Западной Африки с трансформными разломами экваториальной части Срединно-Атлантического хребта [9]. Сходство по петрохимии и геохимии щелочно-базальтовых серий океанических островов, островных дуг и континентов указывает на близость условий их образования в мантии и на целесообразность совместного анализа их изотопных характеристик.

Щелочные базальты, ультраосновные щелочные интрузии, кимберлиты и лампроиты — породы, исходные магмы которых, как правило, образованы на глубинах существования гранатовых минеральных фаций перидотитов. В кимберлитах, например, встречаются ультраосновные ксенолиты от плагиоклазовых и шпинелевых фаций до гранатовых. То же характерно для многих щелочных базальтов (Гавайи, Японии и др.). Но часто щелочные базальты не содержат включений гранатовых перидотитов, что указывает, по-видимому, на меньшие глубины формирования мантийных источников. В целом для щелочных магм характерны значительные изменения P , T -условий генерации. Согласно петрологическим заключениям, наиболее глубинными щелочными магмами являются ультраосновные щелочные, с которыми связаны карбонатиты и кимберлиты.

Щелочно-базальтовые серии по изотопным отношениям и геохимическим параметрам разделяются на две группы — калиевые и натриевые. Как впервые отметили Р. Кэй и П. Гаст [245], для первых свойственны более высокие величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и большая степень обогащения легкими лантаноидами сравнительно с натриевыми породами.

Натриевые базальты и базальтоиды (базаниты, гавайиты и др.) развиты на океанических островах. Изотопные данные по океаническим толеитам и щелочным базальтам океанических островов послу-

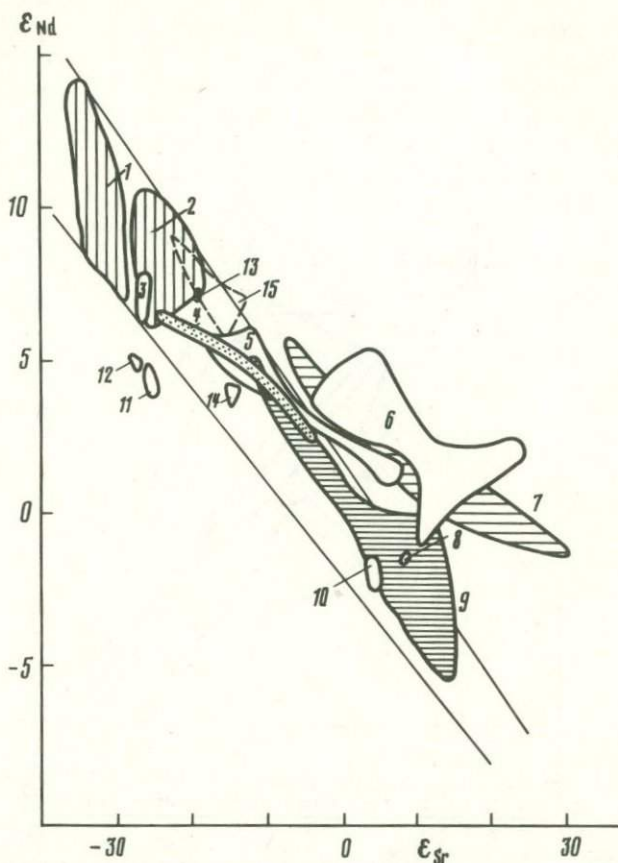


Рис. 49. Диаграмма ϵ_{Sr} — ϵ_{Nd} океанических щелочных базальтов [135, 219, 303, 373, 385, 345 и др.]

1, 2 — соответственно низко- и высокорубидиевые толеиты океанического дна (по рис. 26); 3 — о-в Вознесения; 4 — Нукуива, Маркизские острова; 5 — Азорские острова; 6 — Самоа; 7 — о-ва Общества; 8 — о-в Гоф; 9 — Кергелен; 10 — о-в Тристан-да-Кунья; 11 — о-в Св. Елены; 12 — Тубуаи; 13 — Исландия; 14 — Буве; 15 — Гавайи

жили основой для установления ПГМК. Однако по мере накопления информации по изотопам Sr и Nd выяснилось, что в щелочных базальтах островов существуют значительные отклонения изотопных соотношений от ПГМК (рис. 49). Таким образом, для проведения контура ПГМК необходимо ориентироваться на результаты по изотопам Sr и Nd для толеитов (см. рис. 26). Отклонения вправо, в сторону повышенных величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для Самоа, Азорских островов и др. (см. рис. 49) и влево, в сторону пониженных его значений для островов Св. Елены и Тувуи не имеют однозначной трактовки. В работах [272, 385] допускается контаминация базальтов коровым материалом; не исключается вероятность, что это результат процессов, протекающих внутри мантии [219 и др.].

Щелочные базальты и сопутствующие им породы переходной зоны

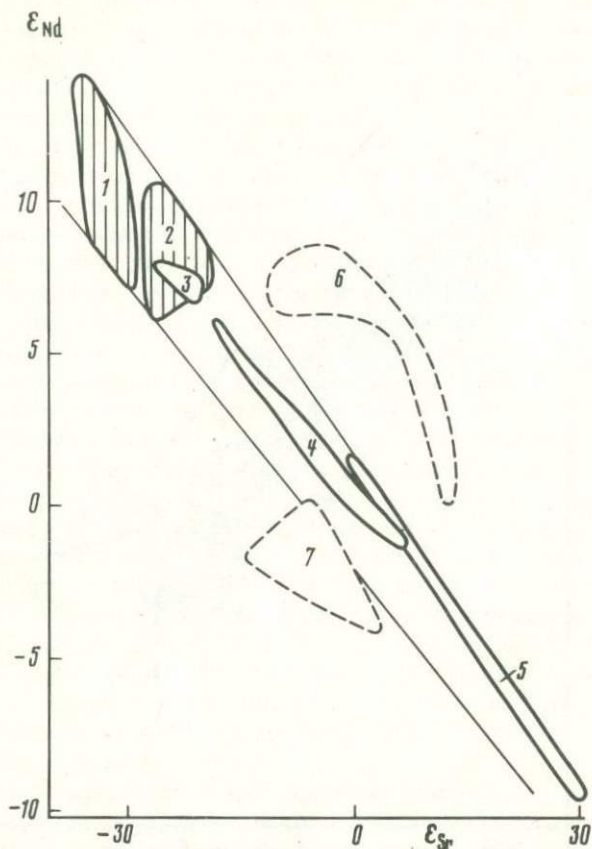


Рис. 50. Диаграмма $\epsilon_{Sr}-\epsilon_{Nd}$ щелочных базальтов активных континентальных окраин
 1, 2 — соответственно низко- и высокорубидиевые толсты океанического дна; 3 — западные штаты США; 4 — Патагония, Чили [217]; 5 — обогащенные калием базальты Сьерра-Невады; 6 — Малые Антильские острова; 7 — Рио-Гранде, Мексика [107]

от океана к континенту имеют изотопные отношения Sr и Nd, в общих чертах сходные с наблюдаемыми в щелочных базальтах океанов. Часть щелочных серий соответствует ПГМК, часть отклоняется от него вправо и влево (рис. 50).

В континентальных щелочных породах существуют лишь две тенденции в распределении изотопных отношений Sr и Nd (рис. 51): ряд серий согласуется ПГМК, но много щелочных ассоциаций отклоняющихся влево. Подразумевается [182 и др.], что это результат мантийного метасоматоза или коровой контаминации.

Следует подчеркнуть, что поскольку для всех трех областей (океанической, переходной и континентальной) отмечаются отклонения от ПГМК, генезис которых еще точно не установлен, то термины "влево" и "вправо" — чисто условный прием для описания явления, но нельзя сказать определенно, связано ли это с изменением изотопных отношений Sr или Nd или обоих вместе.

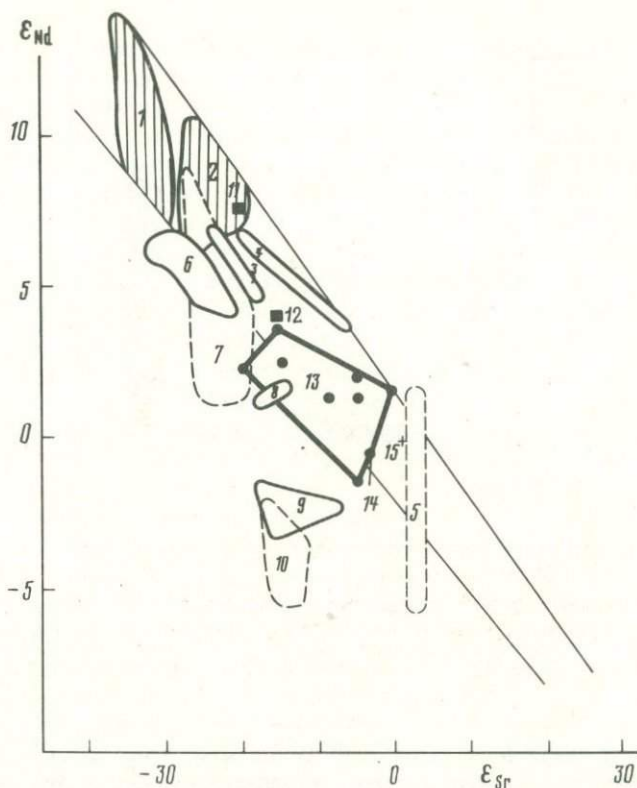


Рис. 51. Диаграмма ϵ_{Sr} — ϵ_{Nd} континентальных натриевых щелочных базальтов, щелочных ультраосновных пород и карбонатитов и кимберлитов [182, 162, 165, 41, 110, 134 и др.]

1, 2 — соответственно низко- и высокорубидиевые толеиты океанического дна; 3 — щелочные базальты и нефелиниты Северо-Западной Африки; 4 — щелочные базальты, гавайиты и др., Центральный Массив, Франция; 5 — щелочные базальты Эйг; 6 — щелочные базальты Антарктики; 7 — базальты Малл; 8 — базальты, рифт Осло; 9 — базальты Атаг, Йемен; 10 — базальты Скай; 11 — карбонатит, Магнет Ков, США; 12 — агпайтовые нефелиновые сиениты Хибинского щелочного массива; 13 — кимберлиты разных районов; 14 — наиболее древний кимберлит, трубка Премьер; 15 — среднее для мантии

Хотя большинство натриевых щелочно-базальтовых серий имеет изотопные отношения Sr и Nd, отвечающие области дефицита литофильных элементов, в целом вариации этих отношений велики, отражают большую изотопную неоднородность в зоне генерации щелочных магм в астеносфере.

Кимберлиты представляют собой наиболее глубинный по источнику материал астеносферы или подстилающего ее слоя. Они различаются по составу: в переменных количествах в них присутствуют летучие компоненты (CO_2 и др), заметно варьирует содержание калия — выделяются бесслюдяные (натриевая серия) и слюдяные (калиевая серия) кимберлиты. Происхождение флогопита первой генерации может быть результатом специфики мантийных зон, где он возникает в результате процессов мантийного метасоматоза, воздействующего на очаги натриевых кимберлитов; возможно существование и самостоя-

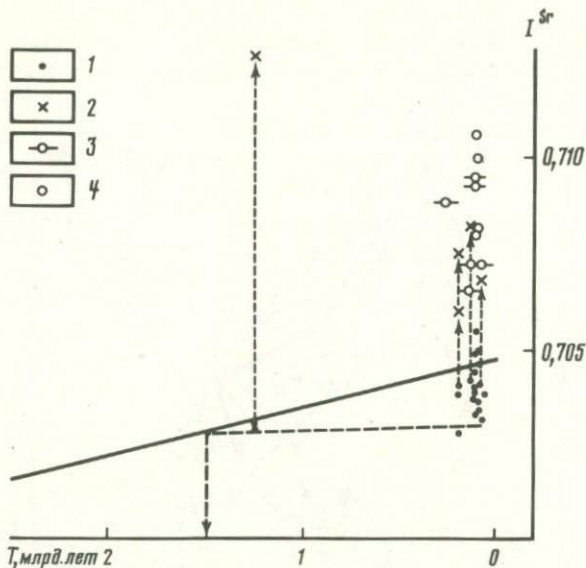


Рис. 52. Величины I^{Sr} кимберлитов разных возрастов по [39, 159, 162 и др.]

1 — свежие образцы; 2 — измененные разности; 3 — кимберлиты, предположительно относимые к измененным; 4 — кимберлиты, природа повышенных I^{Sr} в которых не установлена; стрелками показано изменение отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ от свежих к контаминированным кимберлитам в отдельных трубках

тельных, обогащенных калием участков в мантии. Во всяком случае, обогащение калием (и рубидием) должно влиять на изотопные характеристики кимберлитов. Два других процесса, затрудняющие расшифровку природы изотопных отношений в этих породах, связаны с консолидацией кимберлитовых тел в коре. Избыток летучих компонентов приводит к аутометасоматическим преобразованиям, включая появление новых генераций флогопита, кальцита и других минералов. Взаимодействие с вмещающими породами при гидротермальных процессах и воздействие гипергенных процессов изменяют их изотопные параметры.

На рис. 52 суммированы данные по возрасту и величинам I^{Sr} кимберлитов. Согласно [339 и др.], кимберлиты (~ 110—90 млн. лет) без слюды и слюдяные резко различаются по I^{Sr} : в первых $I^{Sr} = 0,7033—0,7055$, во вторых $I^{Sr} = 0,70791—0,71058$. Таким образом, натриевая и калиевая серии кимберлитов генетически различны. В натриевых величинах I^{Sr} близки к I_{UR} .

Влияние поздних наложенных процессов рассмотрено в ряде работ. В свежих образцах кимберлитов и их минералов отмечаются пониженные значения $I^{Sr} \leq I_{UR}$. В породах, испытавших влияние поверхностных процессов выветривания, в тех же самых районах величины $^{87}Sr/^{86}Sr$ существенно возрастают до значений $\gg I_{UR}$. Поэтому возникают трудности в определении верхних границ величин I^{Sr} . Для высоких значений I^{Sr} , совпадающих с отношением $^{87}Sr/^{86}Sr$ в слюдяных кимберлитах или в выветрелых разностях кимберлитов, при отсут-

ствии детальных описаний образцов и другой дополнительной информации существуют всегда сомнения в отнесении их к первичным мантийным характеристикам пород.

В серпентизированных разностях кимберлитов отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ также существенно увеличивается. Так, для трубки Удачная, имеющей возраст 361 млн. лет [52], в серпентините найдено $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7083$, а для слабо измененного образца — около 0,701 [39]. По данным А.В. Девирца и других [33] серпентинизация в кимберлитах происходит при повышенных температурах под влиянием метеорных вод: величины δD достигают в серпентине значений от -147 до $-197^{\circ}/\text{‰}$. Вариации изотопов кислорода и углерода в связующей массе карбонатного цемента кимберлитов свидетельствуют также о значительном развитии постмагматических изменений в кимберлитовых трубках при их консолидации в коре: изотопные отношения колеблются от значений, близких к мантийным, до типично коровых (от $+7,6$ до $+22,3^{\circ}/\text{‰}$ для $\delta^{18}\text{O}$ и от $-9,5$ до $0^{\circ}/\text{‰}$ для $\delta^{13}\text{C}$) [47 и др.].

Таким образом, процессы выветривания и серпентинизации искажают действительную мантийную природу натриевой серии кимберлитов: низкие величины $I^{\text{Sr}} \leq I_{\text{UR}}$, свойственные свежим породам, отражают действительную мантийную природу натриевых кимберлитов.

Максимальные отклонения от I_{UR} отмечаются для молодых кимберлитов (90—210 млн. лет), в среднем $\epsilon_{\text{Sr}} = -23$. Для наиболее древней трубки Премьер величина ϵ_{Sr} уменьшается до $-4,3 \div -1,4$, что в пределах точности анализа почти тождественно I_{UR} (см. рис. 52).

Выполнены многочисленные определения величин ϵ_{Nd} [108, 110, 162 и др.] в кимберлитах: ϵ_{Nd} изменяется от $-0,5$ до $+4,1$. Отмечается та же тенденция уменьшения величин ϵ_{Nd} с увеличением возраста трубок [110]: для трубки Премьер $\epsilon_{\text{Nd}} = 0,0 \pm 0,6$ ($T = 1300$ млн. лет); для трубок Индии $\epsilon_{\text{Nd}} = 0,6 \div 0,2$ при 940 млн. лет; в кимберлитовых дайках и трубках, имеющих $T = 80-180$ млн. лет наблюдаются максимальные отклонения ($\epsilon_{\text{Nd}} + 1,0 \div +4,1$).

Таким образом, с увеличением возраста разница изотопных отношений Sr и Nd кимберлитов с недифференцированной мантией постепенно исчезает. Это косвенно указывает на то, что образование обедненных зон мантии, из которых сформированы кимберлиты, происходило где-то глубоко в докембрии, не ранее 1,2—1,3 млрд. лет назад. Так как часть натриевой серии кимберлитов молодого возраста (~ 100 млн. лет) имеет величины $\epsilon_{\text{Nd}} = 0,8 \div 1,2$, которые почти тождественны с I_{CHUR} и $I^{\text{Sr}} \approx I_{\text{UR}}$ (см. рис. 52), то астеносферные зоны мантии, генерирующие подобные кимберлиты, представляются наиболее примитивными, почти не затронутыми дифференциацией. Следовательно, несмотря на длительный этап развития оболочек Земли, до сих пор сохраняются зоны однородного мантийного резервуара.

Карбонаты и нефелиновые сиениты генетически связаны с комплексами щелочных ультраосновных пород, могут быть производными базальтовых серий, типичны для агпайтовых щелочных массивов. В большинстве случаев они залегают в пределах щелочных пород, но нередко примеры появления их среди фенитизированной массы вмещающих толщ метаморфических и осадочных пород.

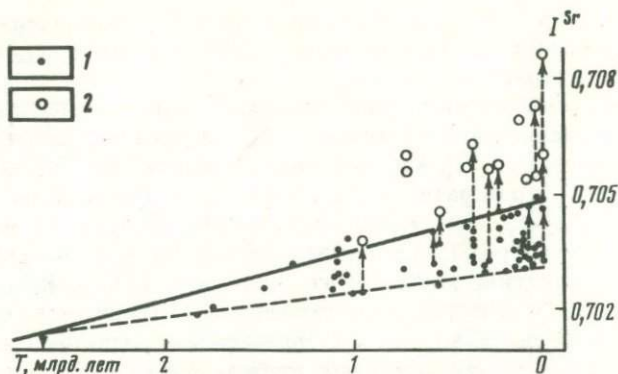


Рис. 53. Величины I^{Sr} в карбонатах, по [108, 162, 297, 328 и др.]

1 — карбонаты с пониженными $I^{Sr} \leq I_{UR}$, тождественными натриевым щелочным базальтам; 2 — разности с более высоким отношением $^{87}Sr/^{86}Sr$; стрелками показано увеличение отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в пределах отдельных массивов, обычно отмечаемое в карбонатах поздних стадий

Для оценки природы источников карбонатов на рис. 53 показаны величины I^{Sr} карбонатитовых комплексов, включая изохронные определения возраста и расчет I^{Sr} нефелиновых сиенитов, ийолитов и других пород массивов, содержащих карбонаты. Как видно, преобладают значения $I^{Sr} \leq I_{UR}$, однако для некоторых массивов отмечаются значительные колебания величин $^{87}Sr/^{86}Sr$. Хотя концентрация Sr в карбонатах очень велика (1500—5800 г/т) и трудно допустить, что возможна заметная контаминация стронцием вмещающих пород, тем не менее были проведены исследования для проверки этого предположения. Было найдено увеличение отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ от ранних к поздним стадиям карбонатов, что позволило связать изменение изотопных характеристик с постмагматическими гидротермальными и метасоматическими преобразованиями карбонатов. Так, по данным [50 и др.] в ранних фазах Ковдорского массива отношение $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7034—0,7035$, а в поздних — $0,7040—0,7060$; в Гулинском массиве переход от ранних к поздним фазам сопровождается более умеренным изменением, от $0,7039—0,7040$ до $0,7047$.

Поздние анкеритовые, доломитовые и кальцитовые карбонаты формируются при температурах гидротермальных систем ($350—100^{\circ}C$) в условиях существенного увеличения роли летучих компонентов, что повышает вероятность гидротермального или метасоматического обмена элементами с вмещающими толщами. Последние могут быть представлены нефелиновыми сиенитами и щелочными ультраосновными породами либо метаморфическими комплексами. Степень поздних изменений отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в карбонатах, вероятно, существенно зависит от размеров тел, конкретной геологической обстановки и состава вмещающих пород. Значительные вариации величин $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ от мантийного до корового уровней (от $+6,7$ до $+14,2^{\text{‰}}$ для $\delta^{18}O$ и от -6 до $-2,5^{\text{‰}}$ для $\delta^{13}C$ [46]), наблюдаемые в карбонатитовых массивах, прямо свидетельствуют об интенсивном постмагматическом обмене изотопов. Количественных связей между интенсивностью обмена изо-

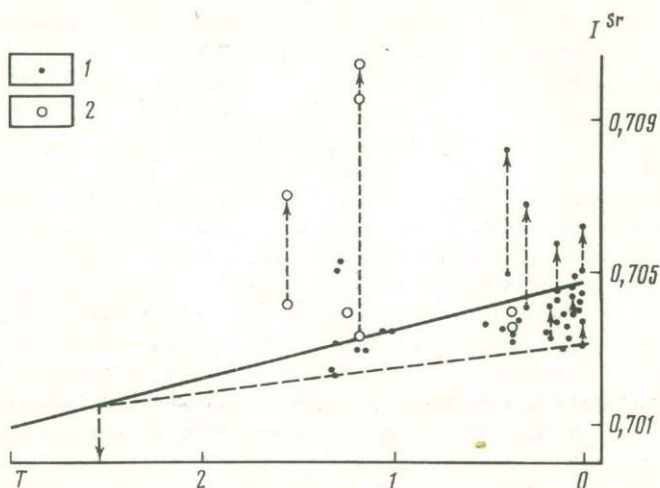


Рис. 54. Величины I^{Sr} в массивах нефелиновых сиенитов, по [41, 44, 113, 117, 205, 297 и др.]
 1 — нефелиновые сиениты; 2 — агапитовые нефелиновые сиениты; стрелками показано изменение отношения изотопов стронция в пределах отдельных массивов

топов О и С с типом фаз карбонатитов не обнаружено, но тенденция повышения роли коровой составляющей в поздних фазах все же прослеживается. Вариации отношений стабильных изотопов в карбонатитовых системах, сходных с наблюдаемыми в кимберлитах, в известной мере объясняют тенденции более интенсивного изменения мантийных отношений изотопов стронция преимущественно в поздних фазах карбонатитов, но и не исключают вероятность искажения поздними процессами этих характеристик и в более ранних фазах. Сами геологические условия формирования карбонатитов чрезвычайно разнообразны, и интенсивность постмагматических процессов существенно варьирует. Этим, очевидно, и объясняется то, что в одних массивах сохраняются неизменными первичные мантийные изотопные отношения, а в других они в разной степени искажаются.

Вариации отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в массивах нефелиновых сиенитов (рис. 54) ничем существенно не отличаются от наблюдаемых в карбонатитах. Для большинства массивов величины $I_{Sr} \leq I_{UR}$. Единственная оценка отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ в апатите Хибинского агапитового щелочного массива [164] указывает на мантийный источник с повышенным отношением Sm/Nd ($\epsilon_{Nd} = +3,7$). Это согласуется с низким $I^{Sr} = 0,70366$ [41] и подтверждает принадлежность источников пород нефелиновых сиенитов к области мантии, частично утратившей некогерентные элементы, подобно мантийным источникам кимберлитов.

Вместе с тем в пределах отдельных массивов нефелиновых сиенитов отмечаются значительные вариации отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ как в породах (см. рис. 54), так и в минералах [117, 205 и др.]. Оценка начальных отношений изотопов стронция по изохронам в массиве Илимсаусак, например, показала, что величина I^{Sr} последовательно возрастает от пород ранних фаз ($I^{Sr} \approx 0,7034$ для авгитовых сиенитов) к поздним

(0,7095 и 0,7104) [117]. Меньшие интенсивности изменения отмечены в других массивах. Проблема расшифровки причин колебаний отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в нефелиновых сиенитах сходна с аналогичной задачей для карбонатитов или кимберлитов. Некоторые типы нефелиновых сиенитов также резко обогащены стронцием, до 0,06—0,2%; в других — содержание существенно ниже, 0,003—0,01%.

Таким образом, концентрация стронция может быть на порядок выше, чем во вмещающих породах или сопоставима, что существенно меняет условия и возможности контаминации для разных массивов.

В свое время А.Б. Блэкслэнд [117], столкнувшись с необходимостью понять причины изменения I^{Sr} от ранних к поздним фазам Илимауссацкого щелочного массива, предположил, что из-за обогащенности летучими компонентами и щелочами агпайтовой магмы, из которой кристаллизовались породы Илимауссацкого массива, процессы формирования пород были растянуты во времени и сопровождалась интенсивной перекристаллизацией с преимущественным накоплением радиогенного стронция в поздних фазах и фациях, что в итоге привело к изменению значения I^{Sr} в них по сравнению с ранней фазой. Для реализации подобного механизма изменения отношения изотопов стронция требуется, чтобы расплав в магматической камере, в которой происходила перекристаллизация пород, сохранялся миллионы лет, что маловероятно для интрузий небольшого размера.

Итак, коровая контаминация карбонатитов и нефелиновых сиенитов сопровождается изменением отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Это означает, что нельзя для одного массива принимать и высокие, и низкие значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ за начальные, тогда из мантии поступает изотопно-гетерогенная магма и не может быть речи о построении изохрон. Но изохронные зависимости существуют для массивов нефелиновых сиенитов, карбонатитов и других пород.

Время образования мантийных зон, из которых позже генерировались ультраосновные щелочные магмы, карбонатиты и нефелиновые сиениты как продукты дифференциации щелочных магм, в одностадийной модели можно оценить по максимальным отклонениям величин I^{Sr} карбонатитов и массивов нефелиновых сиенитов от I_{UR} . На рис. 53 и 54 пунктиром показаны результаты: для карбонатитов ~ 2,7 млрд. лет, для нефелиновых сиенитов ~ 2,5 млрд. лет. Учитывая генетическое родство большинства карбонатитов и нефелиновых сиенитов, можно заключить, что позднеархейский этап развития мантии (2,5—2,7 млрд. лет) характеризовался проявлением дифференциации вещества на больших ее глубинах, что привело к некоторой потере литофильных элементов и во времени к пониженным величинам $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и повышенным $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (см. рис. 51).

Сиениты генетически могут быть связаны с габбро, ультраосновными щелочными массивами, с нефелиновыми сиенитами, диоритами и гранитами. Естественно, что изотопные характеристики сиенитов могут значительно изменяться в зависимости от типа комплекса, в который они входят. На рис. 55 представлены данные по величинам I^{Sr} разных по генезису сиенитов. Среди них породы, входящие в состав мантийных по генезису массивов (габбро, нефелиновые сиениты, ийолиты и др.),

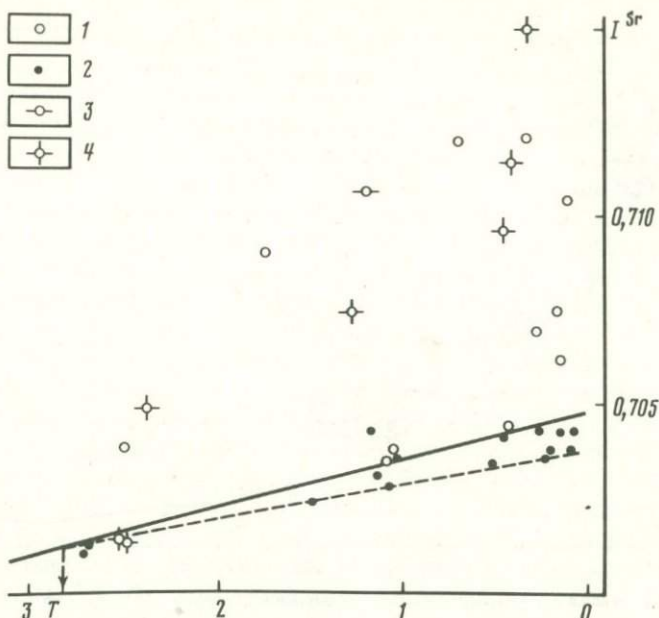


Рис. 55. Величины I^{Sr} в сиенитах [113, 144, 156, 175, 248, 254, 297 и др.]

1 — сиениты неясного генезиса; 2 — сиениты из габбро-сиенитовых, нефелин-сиенитовых и щелочных ультраосновных комплексов; 3 — сиениты из калиевой ультраосновной щелочной интрузии; 4 — сиениты, связанные с щелочными гранитами

отличаются низкими значениями $I_{Sr} \leq I_{UR}$. В гранитоидных сериях, включающих сиениты, I^{Sr} достигают значений 0,712. По самым низким величинам I^{Sr} мантийных по генезису комплексов время формирования зон, обедненных литофильными элементами, по одностадийной модели близко к 2,8 млрд. лет назад (см. рис. 55).

Калиевые щелочные породы — более редкая, но петрографически и петрохимически очень разнообразная группа. Лейцитовые базальты, лейцититы, угандиты и мафуриты, лампрофиры, миннеты и другие представляют эффузивную ветвь калиевых щелочных пород. Встречаются карбонаты, в дифференцированных ультраосновных калиевых интрузиях. Лампроиты — калиевые аналоги кимберлитов.

Изотопные отношения Sr и Nd сильно варьируют, но в целом в большинстве разновидностей калиевых пород смещены в область резко повышенных величин ϵ_{Sr} и пониженных ϵ_{Nd} , если их сопоставлять со средними современными отношениями изотопов Sr и Nd в мантии (рис. 56). Слюдяные кимберлиты Южной Африки также попадают в область калиевых щелочных пород. Отмеченные особенности изотопных характеристик калиевых пород формально похожи на типичные соотношения изотопов Sr и Nd верхней коры континентов (гранитоидов, гнейсов). Естественно возникли соображения о возможной роли контаминации на изотопные отношения радиогенных изотопов. В работе [360 и др.] по лейцитовым сериям Италии отмечалось изменение $\delta^{18}O$ от

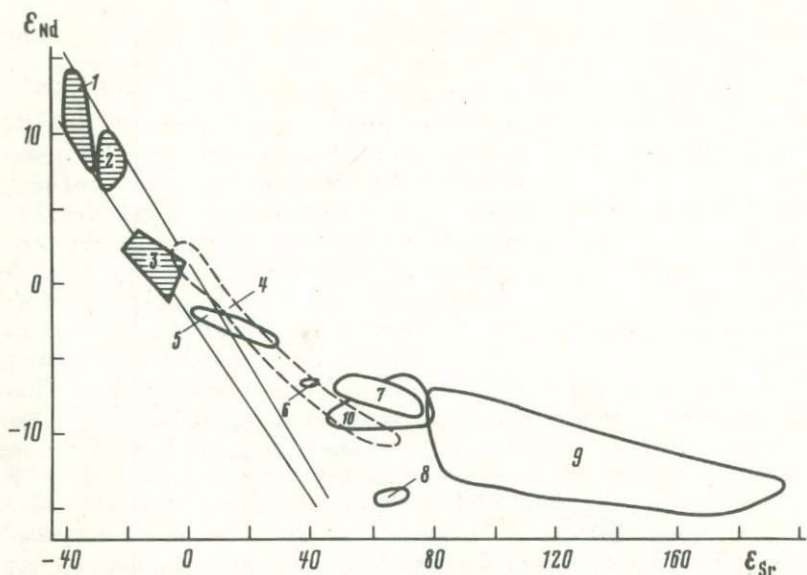


Рис. 56. Диаграмма $\epsilon_{Sr}-\epsilon_{Nd}$ для калиевых щелочных серий [131, 267, 367 и др.]

1, 2 — низко- и высокорубидиевые толеиты океанического дна; 3 — натриевая серия кимберлитов, Южная Африка; 4 — оливиновые и лейцитовые нефелиниты Верунга, Африка; 5 — угандиты и лейцититы, Восточная Африка; 6 — докембрийский карбонатит, Финляндия; 7 — лейцитовая серия Италии; 8 — лейцититы, Антарктика; 9 — кимберлиты и лампрониты, Западная Австралия; 10 — слюдяные кимберлиты, Южная Африка; штрихом обозначены породы натриевых щелочных серий и толеиты

+ 5,6 до + 10,1‰, коррелируемое с увеличением отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$. Таким образом, влияние корового материала было доказано. Однако, выяснилось, что при $\delta^{18}O \approx + 6‰$ начальное отношение изотопов стронция в высококалиевой серии близко к 0,708, что значительно выше I_{UR} .

Итак, существует первичная обогащенность мантийных резервуаров K, Rb и легкими лантаноидами. Высокое содержание летучих компонентов в калиевых кимберлитах и других породах, быть может, отражает процессы активного мантийного метасоматоза, происходившего когда-то в прошлом, поскольку в калиевых щелочных породах накопились радиогенные изотопы.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ АСТЕНОСФЕРЫ

Рассматривая мантийный магматизм на разных уровнях его зарождения в верхней мантии, мы исходили из того, что все области формирования мантийных очагов так или иначе связаны с астеносферой настоящего и прошлого геологического времени. При этом подразумевалось, что если происходило плавление нижних частей литосферы, то любой разогрев твердых частей мантии до начала плавления перидотитовой основы и есть по существу по физическим и термодинамическим характеристикам превращение их в астеносферу. Вместе с тем реальная мощность слоя астеносферы в зонах тектоно-магматической

активности вполне соответствует глубинам очагов зарождения мантийных магм.

Итак, мантийный магматизм на разных уровнях глубин его возникновения в верхней мантии отражает изотопно-геохимические особенности состава астеносферы. Рассмотрим их.

1. Наименее глубинные магмы, отвечающие уровню плагиоклазовых минеральных фаций мантии формировались в докембрии и фанерозое. Важнейшим индикатором подобных магм является избирательное фракционирование европия, отмечаемое в архейских толеитах и андезитах (Абитиб и др. [147]), и низкие величины I^{Sr} (в офиолитах, толеитах срединных океанических хребтов и внутридуговых бассейнов — породах, резко обедненных рубидием). Изотопные и геохимические характеристики самого верхнего слоя астеносферы, судя по данным для низкорубидиевых толеитов и офиолитов, представляются наиболее стабильными, однородными сравнительно с другими частями астеносферы. Минимальные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, Rb/K , Cs/K , Rb/Sr и максимальные — для $^{143}Nd/^{144}Nd$, Sm/Nd и резкий дефицит легких лантаноидов выделяют низкорубидиевые толеиты океанов среди других основных магм и указывают на устойчивую и значительную потерю литофильных элементов исходной мантийной зоной (вероятно, около 2,0—1,7 и 0,9—0,7 млрд. лет назад).

2. Толетовые магмы с больших глубин генерации (шпинелевые фации) астеносферы в океанических, переходных и континентальных областях выплавились из менее обедненных ее частей. Вариации отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$ минимальны для источников пород океанических хребтов и примитивных островных дуг, увеличиваются при переходе к зоне генерации толеитов океанических островов и континентальных зон, по-видимому, в соответствии с расширением диапазона глубин образования очагов в мантии. Время формирования мантийных зон — от 3,0 до 3,8—4,0 млрд. лет назад.

3. Щелочные базальты, генерируемые на более глубоких уровнях астеносферы, обладают в целом еще более изменчивыми изотопными характеристиками, природа которых еще до конца не выяснена. В отличие от толеитов, щелочные магмы в ряде районов имеют нарушенные корреляционные связи между изотопами Sr и Nd , величины ϵ_{Sr} и ϵ_{Nd} отклоняются от ПГМК. Возможно, это указывает на возрастающую роль мантийного метасоматоза, влияние которого начинает ощущаться при понижении степени плавления перидитового мантийного материала в отличие от толеитов, образованных при существенно большем плавлении и, следовательно, при значительном усреднении (гомогенизации) исходных изотопных и геохимических вариаций астеносферы.

4. Наиболее глубинные по генезису кимберлитовые и ультраосновные щелочные магмы (с карбонатитами и нефелиновыми сиенитами как продуктами дифференциации) проявляют отчетливую специализацию. Петрохимические и геохимические параметры вместе с изотопными соотношениями указывают на контрастность зон астеносферы, генерирующих натриевые и калиевые серии пород. При этом в калиевых щелочных породах отмечаются максимальные изменения изотопных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$.

Отклонения величин ϵ_{Sr} и ϵ_{Nd} в обе стороны от ПГМК, наблюдаемые в натриевых и калиевых щелочных породах (см. рис. 49—51, 56) океанической, переходной и континентальной зон, составляют, по видимому, не исключение, а характерную особенность наиболее глубинных по источнику мантийных магм в отличие от толетовых. Природа этих изотопных аномалий окончательно не выяснена. Наиболее универсальное объяснение предложено в работе [267]: предполагается существование в верхней мантии двух контрастных по изотопным характеристикам зон—обедненной и обогащенной литофильными элементами, а вариации в соотношении величин ϵ_{Sr} и ϵ_{Nd} щелочных пород рассматриваются как результат смешения магм или контаминации магм веществом этих источников.

ПРИЗНАКИ ПРИВНОСА ЭЛЕМЕНТОВ В ВЕРХНЮЮ МАНТИЮ ИЗ БОЛЕЕ ГЛУБИННЫХ ЗОН МАНТИИ

Выше указывалось (см. гл. III; рис. 13 и табл. 14—16), что баланс элементов в системе кора—мантия свидетельствует о недостатке некоторых литофильных элементов в верхней мантии, если только ее рассматривать как источник вещества для формирования коры. При условии, что современные модели состава коры близки к действительности, необходим привнос в верхние части Земли Rb, K, Sr и других элементов с большими ионными радиусами из более глубоких горизонтов мантии.

Калиевые щелочные породы мантийного генезиса обогащены именно этой группой литофильных элементов. Величины ϵ_{Sr} и ϵ_{Nd} пород смещены вправо от ПГМК (см. рис. 56), что указывает на длительность существования в глубинных частях верхней мантии зон с повышенными отношениями Rb/Sr и Nd/Sm. По оценкам М. Макколоха с сотрудниками [267], образование таких геохимически аномальных зон происходило не ранее 1 млрд. лет назад. Судя по величинам ϵ_{Sr} и ϵ_{Nd} наиболее древних мантийных щелочных пород — карбонатитов Финляндии (см. рис. 56), имеющих U—Pb возраст (по циркону) около 2600 млн. лет и Nd—Sm возраст около 2100 млн. лет, аналогичные глубинные зоны, обогащенные литофильными элементами, существовали в верхней мантии уже в нижнем протерозое—верхнем архее. Вместе с тем для источников мелилитовых и лейцитовых нефелинитов Восточной Африки по данным для изотопов свинца [374] возраст предполагаемых метасоматических событий в мантии, обусловивших накопление K, U, Th и других литофильных элементов в зоне генерации магм, оценивается в 484 млн. лет. Таким образом, можно заключить, что процессы формирования геохимически аномальных зон в нижних частях верхней мантии растянуты во времени от архея до фанерозоя. Это, очевидно, в определенной степени влияет на степень отклонения величин ϵ_{Sr} и ϵ_{Nd} от ПГМК. Вторая причина существования значительных вариаций величин ϵ_{Nd} и ϵ_{Sr} в калиевых щелочных породах — разная степень изменения отношений Rb/Sr и Nd/Sm в исходных мантийных очагах, обусловленная различием в интенсивности накопления литофильных элементов.

Принципиальное значение для понимания развития мантии и коры имеет вопрос об источнике литофильных элементов зон верхней мантии, обогащенных этими элементами. Можно предположить, что образование избыточных концентраций ряда литофильных элементов связано с привнесом их из более глубоких частей мантии. Карбонаты и слюды — типичные минералы глубинных калиевых щелочных комплексов. Калиевые магмы обогащены и фосфором [245]. Это указывает на важную роль летучих компонентов не только в составе калиевых пород, но и на обогащенность летучими аномальных мантийных зон, генерирующих калиевые расплавы. Так как в переходном слое и нижней мантии условия для плавления отсутствуют, то следует предполагать, что вынос литофильных элементов из нижних частей мантии в верхнюю осуществляется флюидными потоками. Возможность концентрирования литофильных элементов во флюидных карбонатных и водных фазах доказана экспериментально [290].

Если предположение о поступлении литофильных элементов вместе с летучими верно, то должны были существовать в прошлом и, возможно, функционируют сегодня какие-то каналы, соединяющие верхнюю мантию с ее нижними частями. Как уже указывалось, данные о распределении скоростей поверхностных сейсмических волн Лява позволяют оценить связь современных зон тектоно-магматической активности с горизонтами верхней мантии до глубин около 300 км, а волны Релея характеризуют большие глубины. Области замедления скоростей распространения волн Лява и Релея соответствуют повышенному тепловому потоку, пониженной плотности, упругости пород на разных глубинах в мантии. При этом зоны пониженных скоростей сейсмических волн на глубинах 150—300 км приурочены к астеносферным слоям, подстилающим структуры океанических и континентальных рифтов, островных дуг и континентальных активных окраин (рис. 57). Ниже, на глубинах около 400 км почти все подобные сейсмические зоны исчезают. Таким образом, на этом уровне — нижней границе верхней мантии — отсутствуют какие-либо геофизические признаки взаимосвязи источников толентового и натриевого щелочного магматизма с более глубинными частями мантии. Исключение составляют четыре области, в которых замедление сейсмических волн Релея отмечается на глубинах 400 км.: в Индийском океане — в зоне тройного сочленения океанического хребта и о-ва Кергелен (1); в Тасмановом море, включая обрамление, юго-восточную часть Австралии и Новую Зеландию (2); в районе Северо-Восточной Африки, включая континентальные рифтовые системы этой зоны и Красное море (3); и на юго-западе США, в районах Большого Бассейна, плато Колорадо и прилегающих областей (4) (см. рис. 57). При этом плотностная аномалия Индийского океана исчезает глубже 400 км, а три остальные. — прослеживаются до глубин порядка 600 км, т.е. включая верхние зоны переходного слоя мантии.

Представляет принципиальный интерес, что именно к этим трем областям приурочено проявление современных глубинных калиевых щелочных магм. Это калиевые ультраосновные и базальтоидные породы Западного рифта Африки, представленные угандитами, мафуритами, лейцитовыми базальтами и другими породами [162, 374 и др.], лей-

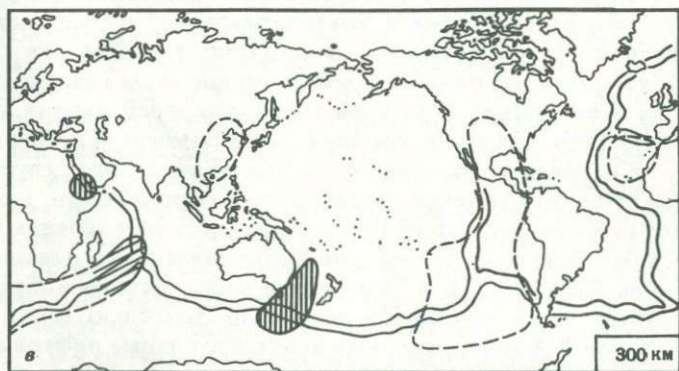
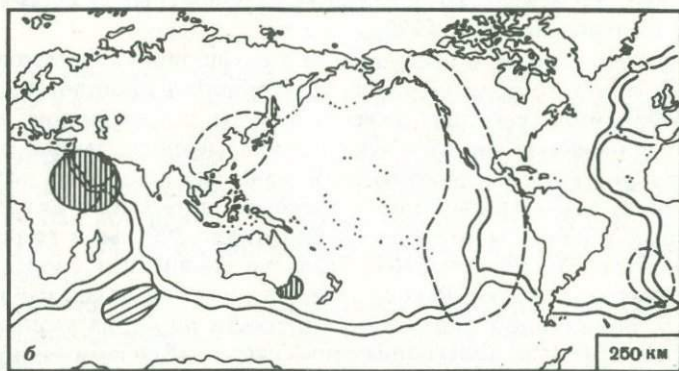
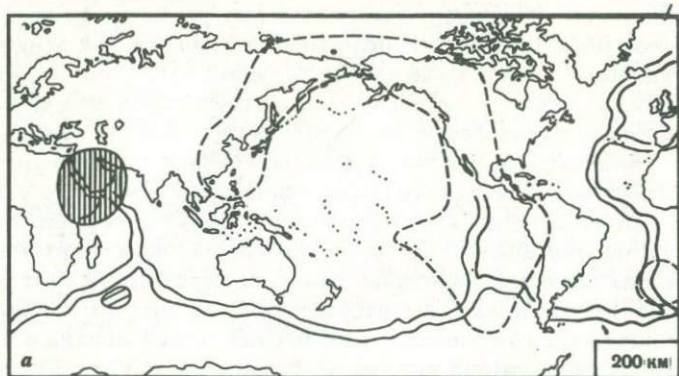
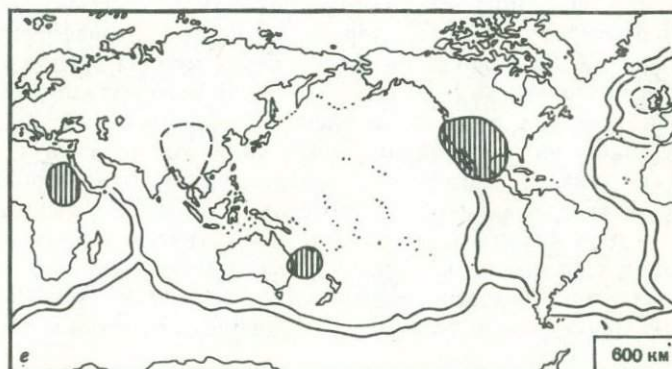
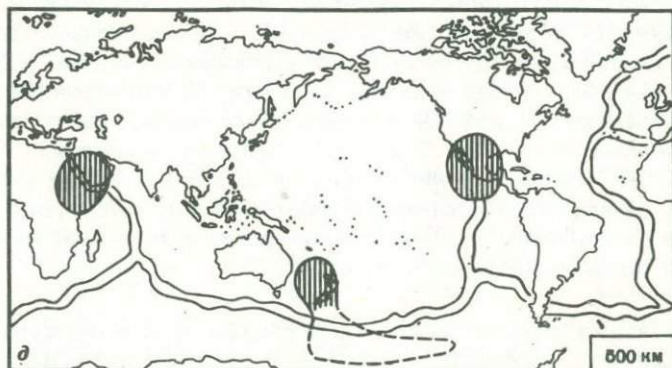
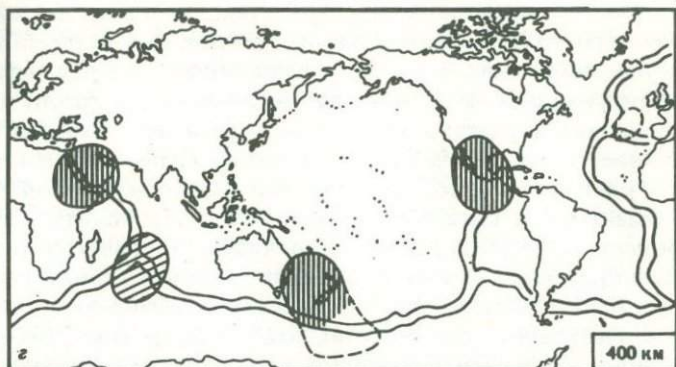


Рис. 57. Области пониженных скоростей поверхностных волн Лява (а-в) и Релея (г-е) по [291]

1 — районы с аномальными скоростями, прослеживаемыми от верхних частей верхней мантии (с глубин ~ 150 км) через всю ее мощность до подстилающих горизонтов переходного слоя (до 600 км); 2 — аномалии скоростей, прослеживаемых только до подошвы верхней мантии; 3 — аномалии скоростей, затухающих в толще верхней мантии; 4 — срединные океанические хребты



цитовые эффузивные породы юго-запада США и обогащенные калием базальты Сьерра-Невады [245 и др.]. И те, и другие имеют стронциевые и неодимовые изотопные параметры, отличающиеся от ПГМК (см. рис. 56): ϵ_{Sr} изменяется от +2 до +26 и ϵ_{Nd} — от -2,3 до -3,9 в породах Африки и ϵ_{Sr} — от +19 до +23 в породах США. На Южном острове Новой Зеландии найдены лампрофировые дайки, изотопные характеристики которых еще не изучены.

Таким образом, намечается пространственная связь современного калиевого магматизма с особенностями строения и свойствами верхней мантии и подстилающих ее зон. Можно полагать, что прослеживаемые геофизическими методами протяженные по вертикали зоны пониженной плотности представляют собой современные "каналы", по которым привносятся литофильные элементы из нижних зон в верхнюю мантию. В отличие от них под Центральной и Северо-Западной Австралией, где обнаружены калиевые породы [248, 267], вплоть до глубин в 600 км фиксируются только высокоплотностные характеристики мантийных пород [291]. Максимальные отклонения изотопных величин ϵ_{Sr} и ϵ_{Nd} от ПГМК в слюдяных кимберлитах и лампроитах — породах из Западной Австралии (см. рис. 56), имеющих возраст 20 млн. лет, свидетельствуют о древнем докембрийском формировании мантийных зон, обогащенных литофильными элементами. Длительная изолированная сохранность подобных зон в верхней мантии согласуется с геофизическими данными об отсутствии современных "каналов" из нижних зон мантии в области под Западной Австралией. Аналогичное рассуждение справедливо и для Центральной Австралии, где в калиевых ультраосновных щелочных породах Мордор, имеющих возраст 1185 млн. лет, отмечается чрезвычайно высокое для пород мантийного генезиса начальное отношение изотопов стронция, 0,7106 [248]. Все это указывает на вероятность привноса вещества в верхнюю мантию из нижних ее частей в глубоком докембрии.

ЭВОЛЮЦИЯ МАНТИЙНОГО МАГМАТИЗМА КАК ОТРАЖЕНИЕ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ВЕЩЕСТВА В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

До сих пор эволюция мантийного магматизма рассматривалась в отрыве от процессов, ее вызывающих, связанных с дифференциацией вещества мантии. Выделение крупных и более мелких этапов развития магматизма базировалось либо на формальной систематизации возрастных и геологических данных по распространенности магматических формаций, либо на корреляции проявлений магматизма с геохронологической шкалой, детально описывающей развитие коровых процессов. Значительные вариации изотопных отношений в отдельных типах пород и их ассоциаций, отражающие генетические связи магматических пород с разными зонами верхней мантии, вместе с данными об основных этапах дифференциации вещества верхней мантии создают качественно иную, новую базу для расшифровки особенностей эволюции мантийного магматизма.

На рис. 58 представлены опубликованные данные о возрасте разных типов и ассоциаций мантийных магматических пород. Обобщены главным образом изохронные оценки возраста пород, полученные Rb—Sr, U—Pb и Sm—Nd методами; учтены также данные K—Ar и $^{40}K/^{39}Ar$ методов. При этом использовались только максимальные величины K—Ar возраста, полученные по амфиболу и биотиту, редко — по породе в целом. В основном K—Ar оценки возраста привлекались для диабазов и долеритов.

Анализ геохронологической информации по мантийным породам позволяет вскрыть закономерности, важные для понимания развития

не только мантийного магматизма, но и самой мантии. Выявляется одновременность формирования тех или иных магм, периодичность магматизма и черты необратимой эволюции, отражающие изменение условий генерации магмы во времени. Наиболее важные заключения сводятся к следующему.

1. Самыми ранними эффузивами нижнего архея являются базальт-коматиитовые ассоциации, редко в сочетании с более кислыми вулканиитами. Примерно на рубеже 3,0—2,8 млрд. лет ультраосновные эффузивные породы постепенно, но быстро вытесняются базальт-андезит-дацит-риолитовыми ассоциациями. Коматииты более молодых архейских зеленокаменных поясов занимают подчиненное положение в разрезе эффузивных комплексов и могут в них отсутствовать. Отмечая эту эволюцию в архейских эффузивных комплексах, А. Гликсон ввел понятие "первичных" и более поздних "вторичных" зеленокаменных серий [26]. Коматииты как реальные представители эффузивных серий исчезают в нижнем протерозое. В более молодых вулканических формациях изредка встречаются высокомагнезиальные типы пород — аналоги коматиитов [169], но они не типичны для БАДР-ассоциаций поздних этапов. Вулканиты коматиитового типа, как известно из литературы по петрологии [195 и др.], являются продуктами высокой степени плавления мантийного вещества. Подобное плавление возможно лишь при повышенном тепловом потоке в мантии. Для архея предполагается в 2—3 раза более высокий геотермический градиент, чем современный [49, 115 и др.]. Массовое развитие коматиитов в раннем архее подтверждает, таким образом, реальность более высокого теплового потока в мантии в это время. Из-за высокого геотермического градиента верхняя граница астеносферы должна была располагаться на меньших глубинах, чем сегодня, а сама мощность астеносферы и области ее распространения были, по-видимому, гораздо большими [9]. По приблизительным расчетам Р. Ламберта [49] для сухой мантии верхняя граница астеносферы в архее не превышала глубины в 75 км; для мантии, содержащей летучие компоненты, положение кровли астеносферы должно быть на значительно меньших глубинах. Исчезновение коматиитов в протерозое означало быстрое уменьшение теплового потока. Подобное изменение в степени разогрева верхней мантии можно понять, если допустить, что основным поставщиком энергии при переходе от архея к протерозою являлся радиоактивный распад. Распад относительно короткоживущих ^{235}U и ^{40}K — главных источников радиоактивной энергии в архее — может рассматриваться как вполне приемлемая гипотеза причин падения геотермического градиента в протерозое. Одним из следствий охлаждения верхней мантии в нижнем протерозое должно быть уменьшение мощности астеносферы и рост литосферы за счет кристаллизации верхних слоев астеносферы.

В раннеархейских зеленокаменных поясах начальные отношения изотопов стронция и неодима либо близки к среднемантийным изотопным характеристикам обоих элементов в это время, либо соответствуют источникам в мантии, обедненным литофильными элементами. Это означает, что магматическая деятельность мантии в нижнем архее осуществлялась за счет впервые затрагиваемых дифференциацией частей

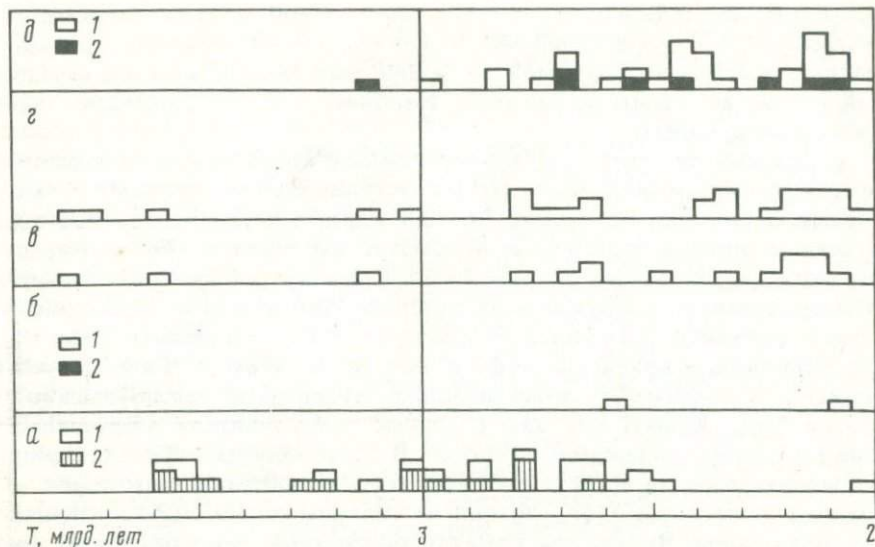


Рис. 58. Геохронология мантийного магматизма [77, 79, 80, 311, 347, 114 и др.]

а. Этапы наращивания коры: 1 — БАДР-ассоциации зеленокаменных поясов, геосинклиналей и островных дуг; 2 — коматииты, б—д. Этапы активизации: б — образование глубинных натриевых и калиевых щелочно-базальтовых и щелочно-ультраосновных серий (1) и кимберитов (2); в — диабазы и долериты; г — то же, но с включением данных К—Аг метода датирования; д — дифференцированные основные интрузии и трапсы (1) и анортозитовые комплексы (2)

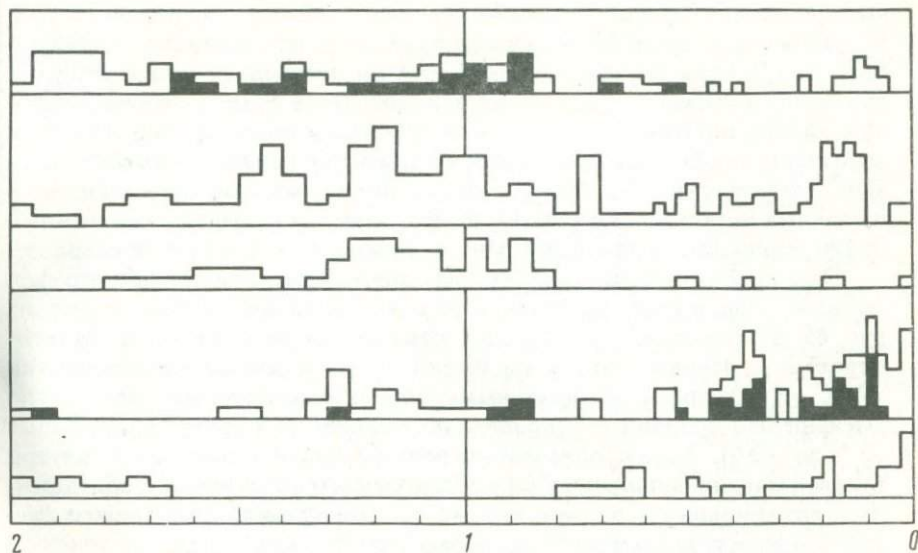
верхней мантии или уже потерявших часть литофильных элементов в катаархее. В БАДР-ассоциациях верхнего архея преобладают величины I^{Sr} и I^{Nd} , указывающие на генерацию пород преимущественно из частично истощенной верхней мантии.

Коматииты и БАДР-ассоциации архейского этапа представляют собой, по-видимому, главную массу мантийного материала, формирующего участки архейской коры. Часть этих пород в ходе процессов метаморфизма и гранитизации, протекавших в архее, превращается в гнейсы и гранитоиды. Эти породы вместе с зеленокаменными поясами и образуют разрозненные первичные мезоконтиненты архея [85].

2. Второй этап мощного наращивания новой коры главным образом за счет БАДР-ассоциаций вулканических пород приурочен к периоду 2,0—1,65 млрд. лет (см. рис. 58). Величины I^{Sr} и I^{Nd} БАДР-ассоциаций нижнего протерозоя в большинстве соответствуют, как и в породах верхнего архея, мантийным источникам, частично истощенным литофильными элементами (см. рис. 44, 45).

3. Третий этап развития БАДР-ассоциаций, формирующих новую кору, объединяет зоны локального эффузивного магматизма верхнего протерозоя и фанерозой (см. рис. 58); его длительность — примерно 900—800 млн. лет. Начальные отношения изотопов стронция и неодима БАДР-ассоциаций этого этапа подобны величинам I^{Sr} и I^{Nd} нижнепротерозойских эффузивных пород того же состава (см. рис. 44, 45).

Итак, этапы формирования новой коры за счет коматиитов и БАДР-ассоциаций зеленокаменных поясов, геосинклинального магматизма и активных континентальных окраин и островных дуг вполне определен-



но характеризуются строгими возрастными интервалами (3,7—2,5; 2,0—1,65 и 0,9—0 млрд. лет) и источниками в верхней мантии (зоны первичной недифференцированной мантии или частично истощенной). Нетрудно видеть, что первые два этапа приурочены к двум крупным периодам дифференциации вещества в верхней мантии. Один из них отражает удаление литофильных элементов из поверхностных зон верхней мантии в нижнем архее (около 4,0—3,4 млрд. лет назад) и соответственное формирование частично истощенных зон, которые впоследствии в среднем и верхнем архее, протерозое и фанерозое при повторном плавлении явились источником для БАДР-ассоциаций, образовавших участки новой коры. Процессы плавления и частичного выноса литофильных элементов в более глубоких зонах верхней мантии были развиты несколько позднее — в верхнем архее (около 2,8—2,5 млрд. лет). Таким образом, в архее процессами дифференциации была охвачена почти вся верхняя мантия, однако степень потери литофильных элементов разными зонами верхней мантии была различна, в целом уменьшалась с глубиной. Нижнепротерозойский и верхнерифейский этапы магматической активности верхней мантии, проявившие себя в формировании БАДР-ассоциаций, совпадают с периодом дифференциации почти в самых верхних зонах верхней мантии, в которых были образованы наиболее истощенные по литофильным элементам области (2,0—1,7 и 0,9—0,7 млрд. лет назад). Эти зоны явились источником для генерации низкорубидиевых толеитов и офиолитовых океанических комплексов в последние 800—900 млн. лет.

Сегодня трудно сказать, происходило ли дальнейшее усиление дифференциации вещества в верхней мантии на заключительном третьем крупном этапе генерации БАДР-ассоциаций. Однако появление так называемых "высокотемпературных" перидотитовых интрузий, в большинстве случаев отличающихся чрезвычайно резкой потерей литофиль-

ных элементов больших ионных радиусов, даже по сравнению с низкорубидиевыми толеитами океанических областей, позволяет предполагать, что локальные зоны верхней мантии претерпели ко времени образования высокотемпературных перидотитов в фанерозе очень сильную дифференциацию. Близость стронциевых и неодимовых изотопных характеристик большинства высокотемпературных перидотитов к таковым океанических базальтов (низкорубидиевых толеитов или реже щелочных базальтов; см. рис. 17) не исключает вероятности дальнейшей дифференциации верхней мантии в фанерозе—верхнем протерозое.

Следует обратить внимание еще на одну особенность мантийного магматизма, впервые проявляющуюся с верхнего архея. Как видно из рис. 45, в интервале 2,8—2,5 млрд. лет впервые отмечаются дифференцированные основные интрузии, имеющие источником в верхней мантии зоны, обогащенные литофильными элементами. Это фиксируется по уменьшению величин I^{Nd} (появлению отрицательных значений ϵ_{Nd} : от $-0,5$ до $-2,0$). Таким образом, перераспределение элементов внутри верхней мантии сопровождалось образованием обедненных и обогащенных литофильными элементами зон. Этот процесс сочетался с частичным выносом элементов непосредственно в кору.

Наконец, сам факт образования дифференцированных комплексов основных пород и анортозитов во второй половине архейского периода свидетельствует о том, что мощность коры достигла 30—40 км [148].

4. Два крупных этапа (2,5—2,0 и 1,6—0,9 млрд. лет) существенно отличаются по характеру мантийного магматизма от вышеописанных этапов развития коматитовых и БАДР-ассоциаций, отражавших приращение новой коры вокруг ранее сформировавшихся континентальных ядер. Прежде всего следует подчеркнуть, что магматическая деятельность перемещается внутрь существовавших к этому времени континентальных глыб, развивается по крупным и более мелким разломам внутри них. Имея в виду повторную активизацию магматизма в континентальных областях, оба этапа можно назвать "этапами активизации".

Нижнепротерозойская активизация характеризуется дальнейшим расширением образования дифференцированных основных и анортозитовых комплексов и довольно мощным развитием дайковых основных и средних по составу эффузивных серий (диабазов и долеритов), а также первым появлением глубинных щелочных пород (габбро-сиенитовых комплексов и карбонатитов). Величины I^{Sr} перечисленных пород варьируют от значений $I^{Sr} < I_{UR}$ до $I^{Sr} > I_{UR}$, преобладают последние (см. рис. 46). Это отражает либо генерацию основных пород и карбонатитов из зон верхней мантии, обогащенных литофильными элементами, либо влияние контаминации коровым материалом.

Нижне-среднерифейская активизация отличается более широким развитием дифференцированных основных и анортозитовых комплексов, мощным проявлением долеритов и диабазов, интенсификацией глубинного щелочного магматизма (карбонатиты и нефелиновые сиениты, см. рис. 53 и 54) и первым появлением трапповых интрузий и покровов, а также кимберлитов. Для основных пород, анортозитов и трапповых формаций характерны значительные изменения стронциевых изотопных отношений, отражающие процессы генерации из разных (по степени

потери—обогащения литофильными элементами) зон мантии, а также влияние вещества коры. В карбонатитах и кимберлитах изотопный состав стронция более однородный, отвечает мантийным источникам, либо не затронутых процессами дифференциации, либо частично потерявших литофильные элементы.

5. Черты континентального мантийного магматизма, свойственные двум рассмотренным этапам активизации, в определенной степени прослеживаются и в последние 800 млн. лет. Однако в отличие от крупной периодичности, охватывающей в этапы наращивания новой коры или активизации сотни миллионов лет (на протяжении от нижнего архея до среднего рифея), последний этап, особенно фанерозой, характеризуется принципиально иной частотой ритмов, отраженной в геохронологической шкале фанерозоя. В определенной степени укороченность временных интервалов фанерозойских циклов наращивания коры и эпох активизации можно уловить по смене максимумов проявления БАДР-ассоциаций максимумами развития континентального щелочного магматизма (см. рис. 58). Принципиально важно то, что при активности мантии в докембрии магматизм последовательно смещался от периферических зон, областей, окружающих континентальные ядра и блоки, внутрь континентов, тогда как в фанерозое из-за сближенности обоих типов магматизма активности мантии под континентами и вокруг них практически совпали. Если к этому добавить, что примерно с 800 млн. лет назад впервые появились породы океанического облика (офиолиты и низкорубидиевые толеиты), характеризующие магматизм самых верхних зон астеносферы, то можно заключить, что по существу главной особенностью магматической деятельности мантии за последние 800 млн. лет является одновременное вовлечение в генерацию магм почти всей мощности верхней мантии, от самых поверхностных зон (океанический магматизм) до самых глубинных (карбонатиты, нефелиновые сиениты, кимберлиты и другие). При этом, однако, надо иметь в виду, что в мезо-кайнозое особенно сильно проявилась магматическая деятельность в океанических областях [61 и др.], а масса эффузивного материала, поступающая и поступающая из наиболее глубинных частей верхней мантии с щелочными магмами, во много раз уступает продукции менее глубоких мантийных очагов.

САМЫЙ РАННИЙ ЭТАП ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ЗЕМЛИ

Еще недавно максимальные оценки возраста древнейших пород Земли, реально определенные и подтвержденные разными геохронологическими методами, не превышали 3,7—3,8 млрд. лет. Суждения о раннем этапе жизни мантии и коры (4,5—3,9 млрд. лет) базировались на сравнении с развитием магматизма Луны в это время. Довольно условно говорилось о некоторых возможных аналогиях с "анортозитовым" этапом дифференциации вещества мантии Луны.

В последние годы опубликованы ориентировочные данные для некоторых пород коры, возраст которых предполагается около 4,0—4,3 млрд. лет. В валунах из конгломератов Мудис (Южная Африка) по цирконам U—Pb методом найдены значения 3750—4000 млн. лет [368]. Для одного из цирконов конгломератов Австралии методом

ионного микроанализа получено в среднем значение возраста около 4150 млн. лет [180]. Для гнейсов и чарнокитов Енисейского кряжа приводится U—Pb оценка возраста 4100 ± 200 млн. лет [24]. Для гранулитов Китая по Rb—Sr методу найдено значение 4270 ± 440 млн. лет [395]. Как видно, все эти оценки либо не подтверждены другими методами, либо выполнены с точностью, не позволяющей говорить определенно о существовании пород, древнее 3,7—3,8 млрд. лет. Если даже подобные оценки близки к действительности, трудно составить представление о развитии мантии и коры в доархейский период, поскольку все оценки древнего возраста относятся к кислым породам.

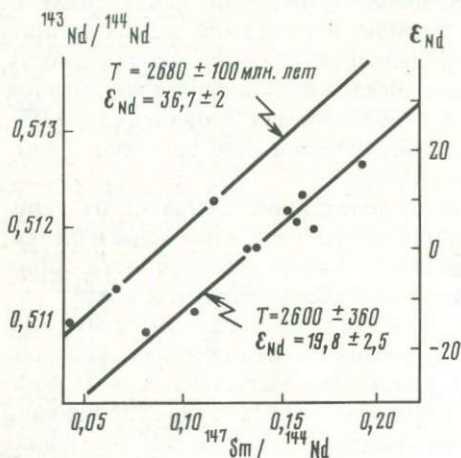


Рис. 59. Изохронная Sm—Nd диаграмма для клинопироксенов из эклогитовых и ультрабазических включений в кимберлитах по [268]

Эклогиты рассматриваются как наиболее древний материал ранней магматической деятельности мантии уже с конца 60-х годов. Петрохимическое сходство глубинных эклогитов с базальтами [36] позволяло предполагать, что эклогиты действительно представляют собой длительно законсервированное метаморфизованное вещество ранней магматической продукции мантии. Клинопироксен — гранатовый парагенезис эклогитов, обуславливающий резкое разделение рубидия и стронция, легких и тяжелых РЗЭ, достаточно перспективен для построения внутренних изохрон. Первые попытки определения изотопных стронциевых и неодимовых характеристик минералов эклогитовых включений из кимберлитовых трубок [94 и др.] оказались неудачными. В основном это, по-видимому, было связано с тем, что материал эклогитов во многих случаях сильно контаминирован кимберлитами. Тем не менее Х. Аллсоп с сотрудниками [94] обнаружил в омфаците из эклогитовых включений трубки Робертс Виктор весьма низкие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7015\text{—}0,7020$, что позволило говорить о достаточно древнем возрасте образования эклогитов (древнее 1,0—1,3 млрд. лет).

В 1982 г. М. Маккалох опубликовал результаты систематизации неодимовых изотопных данных по клинопироксенам из эклогитов и гранатовых лерцолитов [268]. Он нашел, что существующие данные по клинопироксенам Южной Африки и Сибири укладываются на две изохроны (рис. 59) с возрастом 2600 ± 380 и 2680 ± 100 млн. лет и

величинами $\epsilon_{Nd} = +19,8$ и $+36,7$. Столь высокие значения ϵ_{Nd} , по мнению М. Маккалоха, свидетельствуют о необычно резком фракционировании вещества верхней мантии, которое могло быть где-то на самых ранних (4,5—4,4 млрд. лет) этапах жизни Земли. Е. Яготц с сотрудниками [237] изучили изотопные характеристики стронция и неодима в клинопироксенах и гранатах из эклогитовых включений кимберлитов Южной Африки и нашли, что валовые составы пород по изотопам неодима соответствуют изохроне около 2,75 млрд. лет с $\epsilon_{Nd} = +11$. По их расчетам, изотопные соотношения в эклогитах предположительно отвечают дифференциации вещества верхней мантии около 4,2 млрд. лет назад. Минеральные изохроны оказались значительно моложе, соответствовали метаморфизму около 1,7 млрд. лет. Итак, несмотря на предварительный характер опубликованных данных по эклогитам, в целом они достаточно определенно обрисовывают необычный процесс дифференциации вещества мантии. К этому следует добавить, что экстраполяция изотопных данных по неодиму для наиболее древних коматитов с наиболее резкими отклонениями величин ϵ_{Nd} от нуля (см. рис. 45) также приводит к оценкам фракционирования вещества мантии древнее 4,1 млрд. лет (4,15—4,25 млрд. лет). Учитывая, что по данным для изотопного состава благородных газов [342 и др.] предполагается ранняя дегазация Земли, около 4,48—4,47 млрд. лет назад, на сегодня можно говорить о различных изотопных признаках процессов перераспределения вещества планеты в доархейское время. Вопрос, однако, заключается теперь в том, связаны они с этапом аккреции или отражают результат внутреннего разогрева мантии. Необычайно высокие величины ϵ_{Nd} , отсутствующие в разнообразных породах мантийного генезиса от архея до фанерозоя, или точнее, лишь изредка присутствующие только в архейских формациях, скорее свидетельствуют в пользу влияния акта аккреции. Иначе говоря, интенсивное разделение литофильных элементов в первом приближении свойственно было, по-видимому, самым верхним горизонтам мантии, где преобладали плагиоклазовые парагенезисы минералов перидотитов, и дифференциация могла осуществляться по анортозитовому пути [237, 268]. Впрочем, предполагаемая аналогия с лунной дифференциацией — лишь предварительный подход к интерпретации первых данных. Исследование изотопных и геохимических характеристик мантийных ксенолитов — одна из наиболее перспективных и увлекательных задач настоящего времени.

ГЛАВА VI ЭВОЛЮЦИЯ КОРОВОГО МАГМАТИЗМА

МАНТИЙНЫЕ И КОРОВЫЕ ГРАНИТОИДЫ

При анализе эффузивного магматизма островных дуг и континентальных окраин мы уже столкнулись с необходимостью отнесения части андезитовых и дацит-липаритовых формаций с повышенными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $\delta^{18}\text{O}$ к гибридным, контаминированным коровым материалом мантийным магмам или к продуктам плавления коры. Однако для магматизма коры более характерны интрузивные кислые породы — гранитоиды.

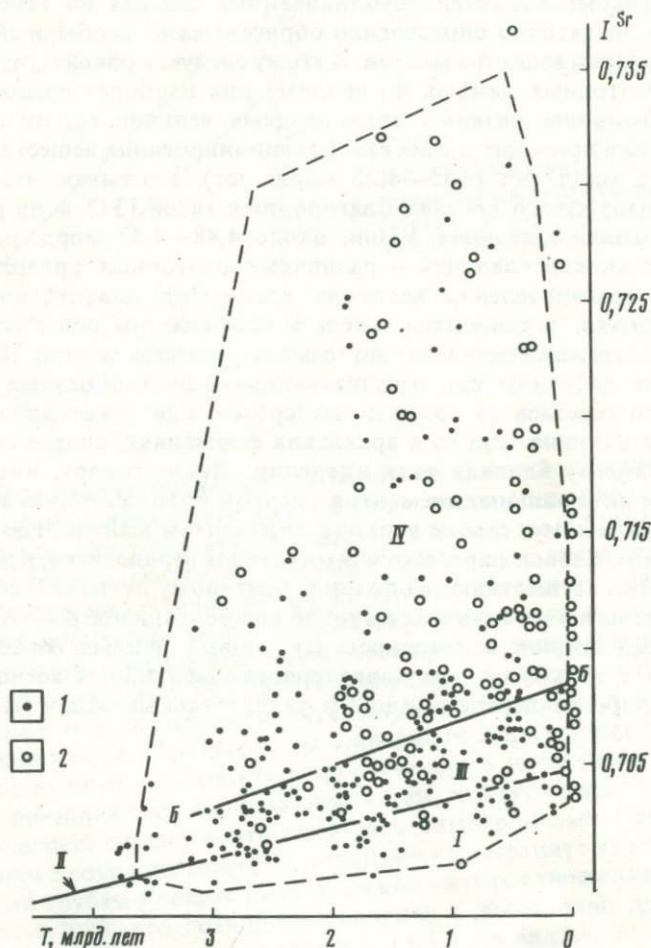


Рис. 60. Совпадение стронциевых изотопных характеристик в гранитоидах (пунктир) и гнейсах (1) и осадочных породах (2).

Поля I—III, ограниченные линиями Б—Б (см. рис. 46), отражают степень максимального влияния вещества мантийного происхождения на состав гранитоидов; поле IV — величины I^{Sr} , определяемые коровым материалом

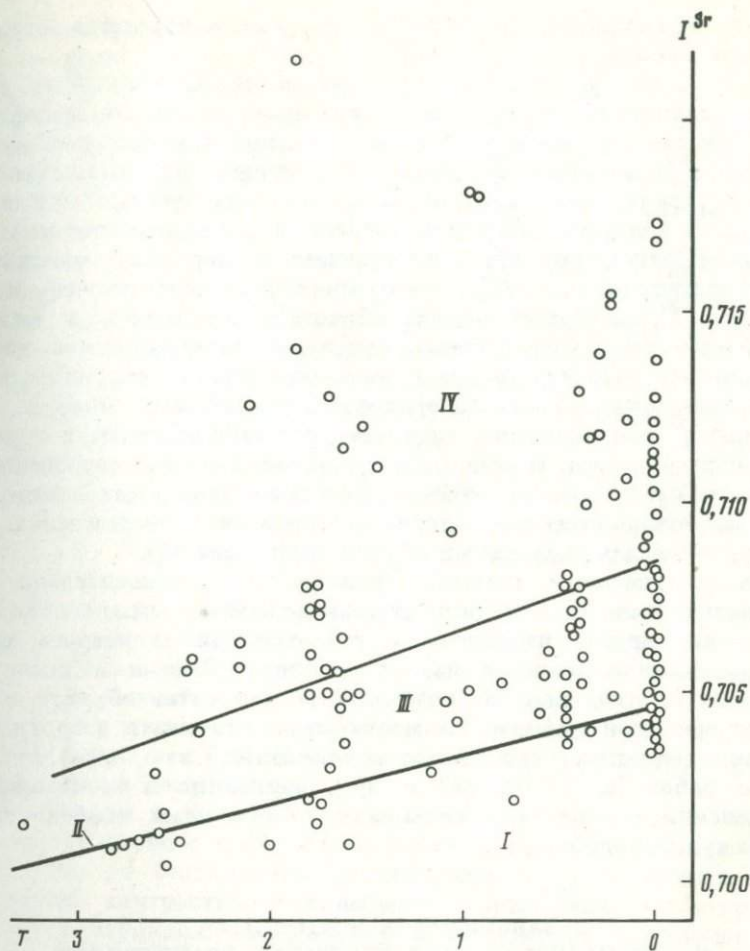


Рис. 61. Вариации величин I^{Sr} в кислых эффузивах (риолитах, игнимбритах, кварцевых латитах) [5 и др.]

I-IV — поля величин $^{87}Sr/^{86}Sr$ (см. рис. 60)

Первоначально отнесение гранитоидов к коровым образованиям базировалось только на геологических и петрологических данных, согласно которым гранитоиды приурочены к областям с мощной корой (складчатые пояса, районы развития фаций метаморфизма высоких температур и давлений в континентальной коре). Высокие величины I^{Sr} , обнаруживаемые в подобных гранитоидах, подтверждают коровый генезис этих пород. Но после публикации книги Г. Фора и Дж. Пауэлла [80], в которой подчеркивалось, что около 50% гранитоидов отличаются пониженными I^{Sr} , тождественными породам, образовавшимся из мантии, многие исследователи восприняли это буквально как указание на формирование гранитоидов непосредственным выплавлением из мантии. Подобная примитивная трактовка, как показало сопоставление изотопных данных по стронцию,

неодиму и кислороду [8, 359 и др.], далеко не всегда отвечает действительности.

На рис. 60 показаны пределы вариаций величин I^{Sr} в гнейсах и осадочных породах, а также поля изменения изотопных характеристик мантийных магматических пород вместе с областью значений I^{Sr} в гранитоидах. Можно заключить, что отношения изотопов Sr гранитоидов в целом отвечают вариациям I^{Sr} в гнейсах и осадках; примерно половина гнейсов и осадочных пород имеет изотопные отношения Sr, тождественные с породами мантийного происхождения (поля I—III, см. рис. 46 и 60), в том числе очень низкие величины I^{Sr} , соответствующие областям источников в мантии, дефицитным по некогерентным элементам. Таким образом, вполне очевидно, что на основе одних данных по изотопам стронция нельзя сделать однозначного вывода о происхождении гранитоидов, если их величины I^{Sr} соответствуют значениям I^{Sr} , наблюдаемым в породах мантийного генезиса. И лишь для гранитоидов с резко повышенными $I^{Sr} \geq I_{UR}$ (в IV поле; см. рис. 60), не встречаемыми в породах мантийного генезиса, можно уверенно говорить о коровом происхождении. Это справедливо и для эффузивных кислых пород (рис. 61).

Для расшифровки генезиса гранитоидов с относительно низкими величинами I^{Sr} (I÷III поля стронциевой диаграммы) необходимо привлечение других изотопных и геохимических критериев, среди которых важное значение имеют изотопы неодима и кислорода и данные по геохимии редкоземельных элементов. Вместе с тем при анализе этой информации необходимо учитывать петрохимические характеристики кислых пород, поскольку, как было показано в ряде работ [6, 8, 10, 242 и др.], изотопные и геохимические соотношения определенно связаны с химическими особенностями состава гранитоидов.

ЗАВИСИМОСТЬ ИЗОТОПНЫХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ГРАНИТОИДОВ ОТ СОСТАВА ИСХОДНЫХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Три группы гранитоидов

Несмотря на обилие опубликованной информации по изотопам стронция в гранитоидах (более пятисот изохрон и несколько тысяч отдельных анализов), удалось обнаружить лишь несколько случаев, по геологическим и изотопным признакам соответствующих наличию генетических связей между гранитоидом и исходным гнейсом. Все они приведены в табл. 21, где также суммированы краткие данные по геохронологии, распределению рубидия и стронция и петрохимии пород.

Под геологическими критериями понимается единство геолого-тектонического положения и пространственная общность гранитоида и гнейса, наиболее очевидная для мигматитов, развивающихся по гнейсам, более проблематичная для гранитоидных массивов. Как видно из таблицы, для сопряженных пар гранитоид—гнейс отмечается удовлет-

ворительное совпадение расчетных величин I^{Sr} гранитоидов, полученных по данным для I^{Sr} , Rb/Sr гнейса и Δt (разнице в возрасте между гнейсом и гранитом), и величин I^{Sr} , найденных по изохронам для гранитоидов. Это и служит доказательством наличия генетических связей между гнейсом и гранитоидом. В табл. 21. включен также пример мигматита, формировавшегося по парагнейсам гранулитовой фации метаморфизма, для которых оценка возраста выполнена U—Pb методом по цирконам.

В целом состав гнейсов, по которым образовались гранитоиды и мигматиты, варьирует от плагиогранитов и тоналитов до гранодиоритов и более кислых разновидей, отражая изменчивость петрохимических характеристик среди ортогнейсов; вместе с тем, часть гранитоидов формировалась и по парагнейсам. Рассматриваемые гнейсы отличаются значительными колебаниями концентрации и отношения рубидия и стронция (Rb/Sr = 0,09—2,33), причем максимальные содержания рубидия и минимальные стронция приурочены к парагнейсам.

Время образования или метаморфизма гнейсов изменяется от глубокого архея до фанерозоя. Значительные колебания отмечаются также для Δt — времени между формированием гнейса и гранитоида, от 25 до 1600 млн. лет.

В отличие от изменчивости временных и геохимических характеристик изотопные параметры рассматриваемых гнейсов — величины I^{Sr} — оказались в большинстве случаев достаточно однородными, близкими к мантийным значениям $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 62, а). Тем самым величины I^{Sr} этих гнейсов определенно указывают на связь их исходного материала с мантийными источниками (исключение — фанерозойские гнейсы Шварцвальда).

Гранитоиды и мигматиты еще более резко варьируют по составу сравнительно с гнейсами, от плагиогранитов, тоналитов и гранодиоритов до биотитовых, двуслюдяных и мусковитовых гранитов. Более контрастны и колебания концентрации, и отношения рубидия и стронция. Геохронологические данные о времени образования гранитоидов охватывают интервал от архея до фанерозоя.

Величины I^{Sr} гранитоидов в большинстве случаев отвечают типично коровым (см. рис. 62, а). Вместе с тем для случаев с минимальными I^{Sr} и одновременно низкими отношениями Rb/Sr в исходных гнейсах отмечаются и более низкие значения I^{Sr} в гранитоидах (в пределах вариаций исходных мантийных величин I^{Sr} для гнейсов).

Итак, можно видеть значительные изменения возрастных, химических и геохимических, в меньшей степени изотопных характеристик как среди исходных гнейсов, так и среди гранитоидов. С одной стороны, все это свидетельствует о возможности формирования в пределах коры разнообразных гранитоидов, что само по себе подчеркивает важность палингенного и анатектического способов образования гранитоидов среди кислых пород коры, его масштабность; с другой стороны, разнообразие гнейсов и гранитоидов, казалось бы, затрудняет поиск специфических особенностей такого гранитообразования. Однако, если исходить из того, что химические и геохимические параметры гранитоидов прежде

Таблица 21. Перераспределение рубидия и стронция при образовании гранитоидов и мигматитов по гнейсам [6]

Исходные гнейсы					
Тип, район	Возраст млн. лет	I^{Sr}	Rb, г/т	Sr, г/т	Rb/Sr
Тоналитовые, Вайоминг	3007	0,7001	50	464	0,11
Парагнейсы, Вайоминг	2810	0,7015	92	326	0,28
Орто-, парагнейсы, Шварцвальд	441	0,7102	109	216	0,50
Тоналитовые и др., Индия	3110	0,703	140	219	0,64
Тоналитовые, Индия	3140	0,7018	55	589	0,09
Парагнейсы, Италия	1890-по U—Pb методу	—	61	211	0,29
Парагнейсы, Вайоминг	2960	0,7021	141	140	1,0
Гнейсы, Массачусетс	558	0,7058	177	76	2,33
Гранодиоритовые, Норвегия	1550	0,7022	86	140	0,61
Парагнейсы, Греция	45—30	—	182	219	0,84
Тоналитовые, Гренландия	3610	0,7001	64	364	0,18
Гранодиоритовые, Канада	2660	0,7005	94	370	0,28
Тоналитовые, Канада	2940	0,7025	—	—	0,18

всего задаются исходными гнейсами, можно попытаться выявить некоторые характерные черты. Так, например, достаточно очевидно, что концентрация рубидия и стронция и их отношения должны регулироваться соотношением этих элементов в исходных гнейсах.

На рис. 63 показана зависимость отношения Rb/Sr гранитоидов от величин Rb/Sr гнейсов. Там же для сравнения представлены данные об изменении отношения Rb/Sr при процессах регионального повторного метаморфизма. Возрастная и изотопная информация для этих гнейсов суммирована на рис. 62, б. Можно отметить, что изменение величин I^{Sr} в гнейсах при метаморфизме напоминает картину, наблюдаемую для гранитоидов: I^{Sr} в исходных гнейсах отвечают мантийным $^{87}Sr/^{86}Sr$, а гнейсы поздних этапов метаморфизма приобретают типично коровые величины I^{Sr} .

Из рис. 63 видно, что отношение Rb/Sr в поздних гранитоидах и гнейсах возрастает относительно исходных гнейсов, но в разной степени. По интенсивности изменения отношения Rb/Sr можно выделить три группы:

1) минимальное, примерно 1,1—1,6-кратное увеличение Rb/Sr характерно для гранитоидов, образовавшихся по гнейсам с низкими первичными Rb/Sr (<0,65). Такие гнейсы в основном представлены породами, отвечающими по составу плагиогранитам, тоналитам и гранодиоритам. Гранитоиды варьируют от тоналитов и плагиогранитов до биотитовых гранитов и кварцевых монзонитов, причем Rb/Sr в гранитоидах возрастает в том же направлении. С первой

Гранитоиды и мигматиты

Тип	Возраст, млн. лет	f^{Sr} измеренное	f^{Sr} рас- считан- ное	Rb, г/т	Sr, г/т	Rb/ Sr
Тоналиты, плагиограниты	2801	0,7015 ± 2	0,7011	73	414	0,18
Кварцевые монцитониты, диориты	2760	0,7019 ± 9	0,7021	86	286	0,30
Гранодиориты	319	0,7131 ± 15	0,7134	118	194	0,61
Гранит биотитовый	2890	0,711 ± 9	0,715	151	157	0,96
Тоналиты и гранодиориты	2860	0,7023 ± 25	0,7028	62	475	0,13
Мигматит	296	0,7184	—	104	258	0,40
Двуслюдяные граниты	2720	0,7144	0,7122	177	60	2,95
Двуслюдяные граниты	504	0,7128 ± 67	0,7110	263	24	10,9
Мигматиты	1450—1500	0,7022	—	116	45	2,58
Двуслюдяные граниты	30	0,7140	—	250	136	1,84
Гранит биотитовый	2530	0,7081 ± 8	0,7079	197	205	0,96
Мигматит	1770	0,7135 ± 20	0,7107	133	80	1,74
Гранит	1710	0,7048 ± 17	0,7077	—	—	1,65

группой гранитоидов сходно перераспределение рубидия и стронция, наблюдаемое в гнейсах при повторных этапах метаморфизма: Rb/Sr возрастает не более, чем в два раза или остается без изменения (рис. 63, б);

2) гораздо более интенсивное увеличение Rb/Sr отмечается при формировании двуслюдяных гранитов по обогащенным рубидием парагнейсам. Аналогичная картина наблюдается и в мусковитовых мигматитах;

3) самостоятельную группу представляют собой граниты и мигматиты, приобретающие высокие Rb/Sr, несмотря на то, что они формировались по гнейсам с низкими Rb/Sr.

Сравнивая тенденции изменения отношения Rb/Sr в трех группах, можно видеть, что по существу для двух первых с увеличением отношения Rb/Sr в гнейсах существует единый тренд изменения отношения Rb/Sr в соответствующих гранитоидах. Третья группа гранитоидов имеет самостоятельный тренд.

Если рассматривать степень изменения концентрации рубидия и стронция в гранитоидах относительно исходных гнейсов как показатель степени плавления или переработки исходного субстрата, то можно ожидать: при максимально полном переплавлении в закрытой системе содержание элемента не должно изменяться, а при частичном плавлении будет возрастать или падать в зависимости от фаз, участвующих в плавлении, и коэффициентов распределения в них для рубидия или стронция. Таким образом, случаи перераспреде-

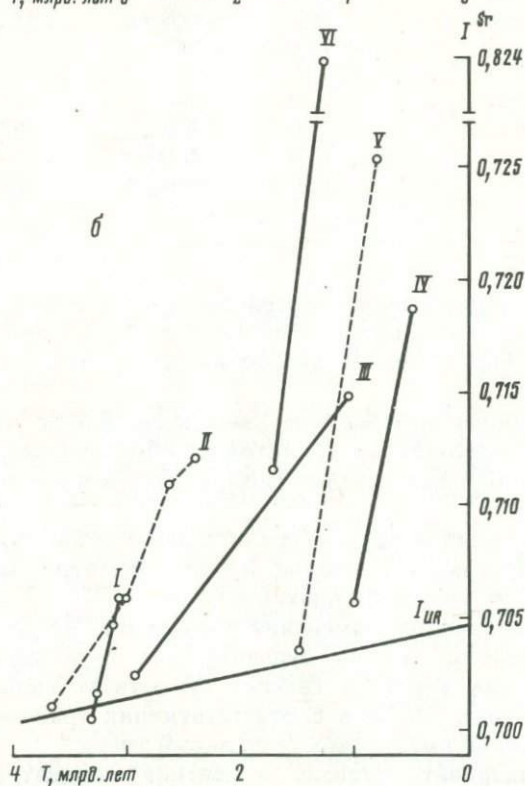
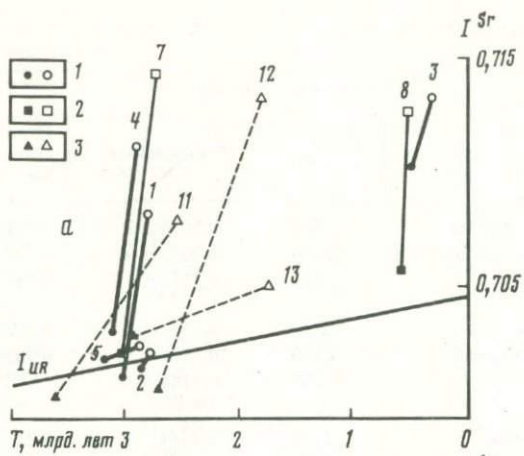


Рис. 62. Изменение значений I^{Sr} в генетически связанных парах гранитоид—гнейс и гнейс—гнейс при образовании гранитоидов (а) и повторных этапах метаморфизма (б) [6]

1-3 - группы гранитоидов (темные значки - гнейсы, светлые - гранитоиды); 1-5 - натриевые гранитоиды и гранодиориты; 7-8 - калиевые граниты; 11-13 - граниты с резко повышенными Rb/Sr относительно исходных гнейсов; I-VI см [6]

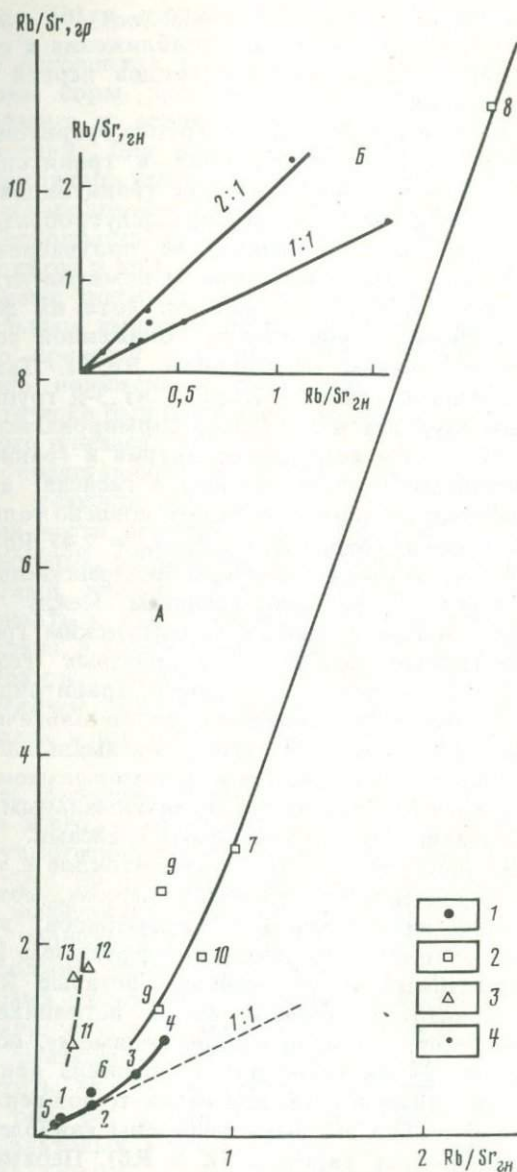


Рис. 63. Зависимость отношения Rb/Sr гранитоидов (А) и гнейсов (Б) от исходных отношений Rb/Sr в ранних гнейсах

1—3 — три группы гранитоидов согласно табл. 21; 4 — гнейсы

ления обоих элементов, когда соотношение концентраций в гранитоиде и исходном гнейсе близко или тождественно 1:1, должны отвечать палингенному генезису; при резких отклонениях в содержании рубидия или стронция или обоих элементов от 1:1 образование гранитоида следует связывать с анатексисом. В такой трактовке данные

по рубидию и стронцию, как указывалось в [6], следует расценивать как показатель максимального приближения к палингенному способу образования только для гранитоидов первой группы; две другие — анатектические.

Представляет особый интерес третья группа гранитоидов. Особенности соотношений рубидия и стронция в гранитоидах и гнейсах позволяют предполагать формирование гранитоидов в открытой системе (в отношении щелочных элементов). Следует обратить внимание на ряд особенностей их образования, не противоречащих такой трактовке. Во-первых, биотитовые граниты и мигматиты 3-й группы резко обогащены рубидием и калием, хотя их формирование происходило по гнейсам с существенно пониженной концентрацией рубидия и наиболее низким отношением Rb/Sr . Так, например, гренландские биотитовые граниты Коркут из 3-й группы, согласно последним данным Мурбата и др. [285], формировались по гнейсам Амитсог и Нук. При этом содержание натрия в гранитах осталось практически одинаковым с наблюдаемым в гнейсах, а изменения в соотношении щелочных элементов было обусловлено только возрастанием концентрации калия и рубидия ($K_2O_{гр}/K_2O_{гн} = 2,47$; $Rb_2O_{гр}/Rb_2O_{гн} = 2,89$). Во-вторых, гранитоиды 3-й группы пространственно приурочены к тектоническим и стратиграфическим границам между разновозрастными гнейсовыми толщами, либо к геофизическим границам, что указывает на существование особых благоприятных геолого-тектонических условий для формирования подобных гранитоидов. Наконец, следует обратить внимание на специфику геохронологического характера: гранитоиды 3-й группы отличаются максимальной разницей во времени между образованием гранита и метаморфизмом гнейса. При этом граниты 3-й группы отличаются и максимальным увеличением отношения Rb/Sr сравнительно с исходными гнейсами.

Итак, оценивая природу трех групп гранитоидов с учетом состава и изотопных характеристик исходных гнейсов, можно подчеркнуть, что образование низкорубидиевых гранитоидов, вероятно произошло по материалу мантийного генезиса (эффузивные и интрузивные породы, метаморфизованные до гнейсов); богатые Rb и K двуслюдяные и мусковитовые граниты имели источником вещество, в котором существенную роль играл, по-видимому, осадочный материал; наконец 3-я группа гранитоидов возникла при воздействии глубинного вещества (нижней коры или каких-то зон верхней мантии), из которого главным образом были вынесены наиболее подвижные элементы больших ионных радиусов (K и Rb). Первые две группы гранитоидов, по существу, соответствуют I и S типам гранитоидов по классификации, предложенной в [132]. Очевидно, что происхождение гранитоидов не может быть описано в рамках простой модели распределения их на породы, образовавшиеся по мантийному и коровому материалу.

Одним из источников корового магматизма являются наиболее глубинные зоны коры, представленные породами гранулитовой фации метаморфизма и, вероятно, эклогитами фации высоких температур и давлений. Для архея и нижнего протерозоя это могут быть преимущественно высокотемпературные разности. Преобладают пироксенов над водными минералами (биотитами и амфиболами) определяет "безводность" гранулитов и гранитоидов, формирующихся по ним (чарнокитов и др.).

Если удаление воды при образовании гранулитов сопровождалось региональным выносом щелочных и других элементов, то это должно было привести к понижению отношения Rb/Sr и позже к образованию пониженных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$, если первичный субстрат генетически был близок или полностью определялся материалом мантийного генезиса.

Эклогиты представляют вещество самых нижних частей коры. Обычно их разности приурочены к еще большим глубинам — к литосферной части верхней мантии. Одной из характерных особенностей эклогитов, согласно [36], является обедненность их щелочными элементами, особенно K и Rb . Поэтому эти породы также могут рассматриваться как продукты перекристаллизации материала основного состава, в ходе которой они теряют щелочи.

Таким образом, гранулиты и эклогиты — два потенциальных источника щелочей, которые могли поступать на разные уровни коры, включаясь в процессы формирования гранитоидов открытых систем.

Гранулиты. Вариации величин I^{Sr} в гранулитах (рис. 64) связаны, прежде всего, с различием их состава. В фельзитовых разностях преимущественно преобладают повышенные I^{Sr} , в мафических — пониженные. Это обусловлено разницей в отношении Rb/Sr , более низком для мафических гранулитов (табл. 22). Поэтому можно ожидать, что территории, в которых преобладают подобные типы гранулитов, должны отличаться низкими Rb/Sr и I^{Sr} . Действительно, для фельзитовых гранулитов Бразилии найдено $I^{Sr}=0,720$ при возрасте 2520 млн. лет, а в мафических гранулитах отмечается $I^{Sr}=0,703$ при близком возрасте (2290—2270 млн. лет). В этой связи следует отметить, что более низким значениям I^{Sr} гранулитов (ниже линии B на рис. 64) в области, отвечающей изотопным характеристикам базальтовых магм (см. рис. 46), соответствует в среднем отношение $Rb/Sr=0,4$, а для остальных гранулитов с высокими I^{Sr} оно равно 1,8. Вторая причина появления повышенных значений I^{Sr} в некоторых гранулитах — влияние этапов повторного метаморфизма. Именно этим, очевидно, можно объяснить чрезвычайно высокие I^{Sr} , найденные по минеральным изохронам в отдельных блоках гранулитов [284]: при возрасте 2022 млн. лет $I^{Sr}=0,7404$ и 0,734. Сочетание обоих факторов является, по-видимому, причиной появления высоких I^{Sr} в средне- и позднепротерозойских гнейсах гранулитовой фации [191]: при возрасте 1230 млн. лет $I^{Sr}=0,727$ и при

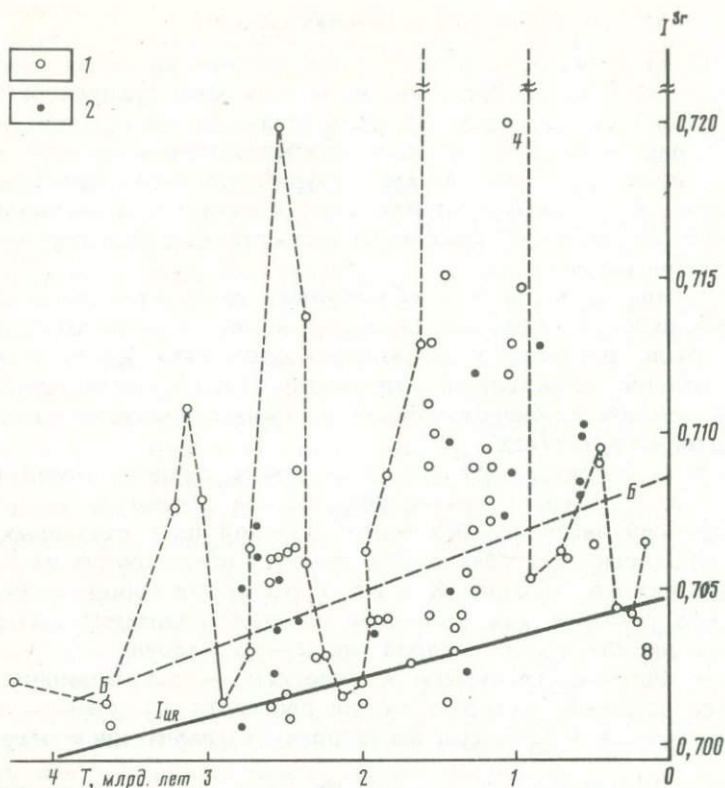


Рис. 64. Вариации величин I^{Sr} в гранулитах (1) и чарнокитах (2) [14, 71, 150, 191, 198, 284, 340, 347, 395 и др.]. Пунктиром показаны периоды появления повышенных значений I^{Sr}

$T=992$ млн. лет $I^{Sr}=0,745$ и др. Следует подчеркнуть, что роль повторных этапов метаморфизма особенно существенна для фельзитовых разностей, имеющих отношение $Rb/Sr=0,14-12$. В мафических гранулитах отношение Rb/Sr во многих случаях $\leq 0,03$ (см. табл. 22), что не должно сколько-нибудь существенно сказываться на возрастании I^{Sr} при наложенном метаморфизме более поздних эпох. Из рис. 64 видно также, что существует определенная периодичность в появлении гранулитов с повышенными значениями I^{Sr} , которая, очевидно, отражает связь эпох метаморфизма с другими процессами, протекающими в коре и мантии. Эпохи появления чарнокитов и чарнокитовых гнейсов, тяготеющих пространственно к гранулитам, в целом совпадают с максимумом гранулитового метаморфизма.

Значительные изменения отношения Rb/Sr и величин I^{Sr} в гранулитах заставляют отвергнуть идею о повсеместном выносе щелочных элементов из пород гранулитовой фации метаморфизма. Вместе с тем существование мафических фаций гранулитов с очень низкими отношениями Rb/Sr (0,03—0,003), не свойственными эффузивным породам мантийного генезиса (исключая толеиты океанических хреб-

Таблица 22. Различие концентраций и отношения Rb и Sr в фельзитовых и мафических гранулитов, г/т [150, 340 и др.]

Фельзитовые гранулиты			Мафические гранулиты		
Rb	Sr	Rb/Sr	Rb	Sr	Rb/Sr
Уганда					
163	74	2,20	19	68	0,28
135	31	4,35	19	730	0,026
303	62	4,89	19	642	0,030
Бразилия					
135	281	0,48	1	339	0,0029
358	93	3,85	6,3	205	0,030
253	21	12,0	73	483	0,15
358	93	3,85	231	1540	0,15
Итальянские Альпы					
32,9	228,4	0,14	4,45	248	0,018
Южная Австралия					
169	115	1,47	4,2	137	0,031

тов), может рассматриваться как признак частичного выноса щелочных элементов из подобных пород, если эти отношения не обусловлены кумулятивной природой магматических предшественников. Удаление щелочных элементов из гранулитов однозначно фиксируется, если обнаруживаются низкие отношения Rb/Sr (0,006—0,01) в сочетании с повышенными изотопными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7067—0,7077), что было установлено Мак Каллохом и др. (1982 г.) в гранулитовых ксенолитах из кимберлитовых трубок, для которых были найдены условия образования, отвечающие 800—900° С при давлении 8—12 кбар (что соответствует глубинам 25—40 км; граница М в этом районе Австралии находится на глубине около 35 км). По существу это единственный доказанный случай выноса щелочных элементов из пород нижней зоны коры, и потому он имеет принципиально важное значение.

Суммируя изотопные и геохимические данные по гранулитам, можно заключить: среди гранулитов существуют различия с первичными концентрациями и соотношениями щелочных элементов и породы, из которых произошел вынос этих элементов. Поскольку гранулиты формируются в определенном интервале температур и давлений, следует ожидать, что удаление щелочных элементов связано с какими-то экстремальными условиями образования или существования гранулитов. Видимо, они отвечают наибольшим глубинам и температурам, если судить по данным для австралийских ксенолитов. Более строгая оценка условий выноса щелочных и других элементов из гранулитов — одна из актуальных задач, имеющих важнейшее значение для решения проблемы гранитообразования и оценки состава нижней коры.

Эклогиты метаморфических областей и нодулей из кимберлитов различаются по составу. Эклогиты нодулей более магнезиальны. Они

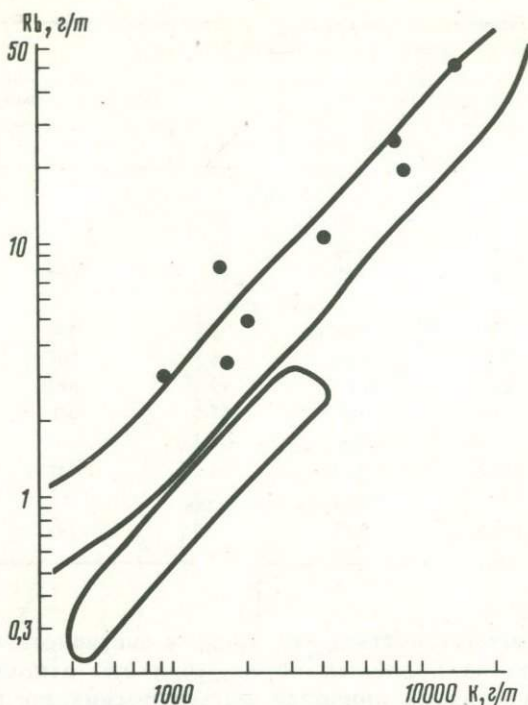


Рис. 65. Распространенность Rb и K в эклогитах [103] в сравнении с полями соотношений этих элементов в океанических толитах

характеризуются значительными колебаниями $\delta^{18}\text{O}$ (от +2,8 до +8,2 ‰) и $\delta^{13}\text{C}$ (от +2,7 до -34,4‰) [69]. Последнее рассматривается как признак воздействия летучих или как результат контаминации коровым материалом. Петрохимически эклогиты нодулей сходны с базальтами и поэтому могут считаться реликтами древней коры, в чем одна из причин повышенного интереса к эклогитам. Предполагается также, что эклогиты в отличие от базальтов содержат меньше щелочных элементов [36]. Это может расцениваться как источник для выноса их в кору, подобно тому, что наблюдалось в гранулитовых ксенолитах. Вместе с тем при сопоставлении конкретных анализов эклогитовых нодулей с концентрацией K и Rb в базальтах (рис. 65) не отмечается каких-либо различий: содержание обоих элементов в эклогитах сопоставимо с наблюдаемым в высокорубидиевых толитах океанического дна или толитах континентальных областей, хотя выше, чем в низкорубидиевых толитах океанов. Таким образом, по данным для валовых проб эклогитов нельзя однозначно ответить на вопрос о существовании эффекта выноса щелочных элементов. Однако к этому следует относиться с осторожностью, поскольку нодули эклогитов в большинстве несут признаки сильной контаминации материалом вмещающих кимберлитов. Расчет по минералам, выполненный в ряде работ [94 и др.], не дает баланса с содержанием щелочных элементов

в валовых пробах: суммарная концентрация щелочных элементов, найденная по содержанию их в клинопироксенах и гранатах, значительно ниже, чем в валовых пробах. При этом вынос щелочных элементов, по-видимому, осуществлялся только избирательно или преимущественно из клинопироксенов эклогитов. Так, в омфацитах эклогитовых нодулей (из кимберлитов Южной Африки) отмечается очень низкое отношение Rb/Sr (от 0,0006 до 0,005). В гранатах из тех же нодулей отношение Rb/Sr намного выше (от 0,076 до 1,0). Поэтому во многих случаях распределение Rb и Sr между пироксеном и гранатом не соответствует величинам коэффициентов распределения этих элементов, отражающим равновесные соотношения в закрытой системе между обоими минералами. Это служит дополнительным доказательством предпочтительного извлечения щелочных элементов из пироксенов эклогитов и, вероятно, является основным фактором, обуславливающим расхождение возрастных оценок формирования эклогитов, полученных по $Rb-Sr$ и $Sm-Nd$ методам. Модельные оценки возраста, выполненные по расчетам для клинопироксенов и гранатов, не совпадают. В настоящее время трудно сказать, чему отдать предпочтение: в ряде случаев определение возраста, выполненное по $Sm-Nd$ системе, оказывается значительно более древним, чем по $Rb-Sr$ методу; отмечаются и обратные соотношения возрастных оценок. Представляет интерес, что по данным для $Sm-Nd$ метода возраст наиболее древних эклогитов соответствует 4,1—4,4 млрд. лет.

Вместе с тем если рассматривать процесс эклогитизации в качестве источника щелочных элементов, поступающих в кору и участвующих в гранитообразовании, то это касается прежде всего клинопироксенов эклогитов.

КОРРЕЛЯЦИЯ ИЗОТОПНЫХ И ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ГРАНИТОИДОВ

Х. Кагами и др. [242 и др.] впервые обратили внимание на вероятность существования связи между составом гранитоидов и I^{Sr} . Они предполагали, что гранитоиды с низкими I^{Sr} , по-видимому, образовались при переработке мантийных эффузивных комплексов.

На рис. 66 суммированы опубликованные данные по величинам ϵ_{Nd} и ϵ_{Sr} в гранитоидах [5, 160, 162 и др.] с учетом их петрохимических характеристик. Примерно половина этих данных приходится на гранитоиды, которые по своим изотопным соотношениям соответствуют области вариаций ϵ_{Nd} и ϵ_{Sr} в эффузивных породах островных дуг, лежащих в ПГМК или вблизи него. При этом гранитоиды образуют, подобно эффузивным породам, четкое поле обратной корреляции между ϵ_{Nd} и ϵ_{Sr} , прослеживаемой примерно до $\epsilon_{Nd} = -6$ и $\epsilon_{Sr} = +40$. Эти гранитоиды представлены преимущественно более основными разностями — кварцевыми диоритами и гранодиоритами и натриевыми гранитами — тоналитами и плагиогранитами, в то время как граниты в большинстве находятся в области повышенных положительных значений ϵ_{Sr} и отрицательных ϵ_{Nd} , удаленных от ПГМК.

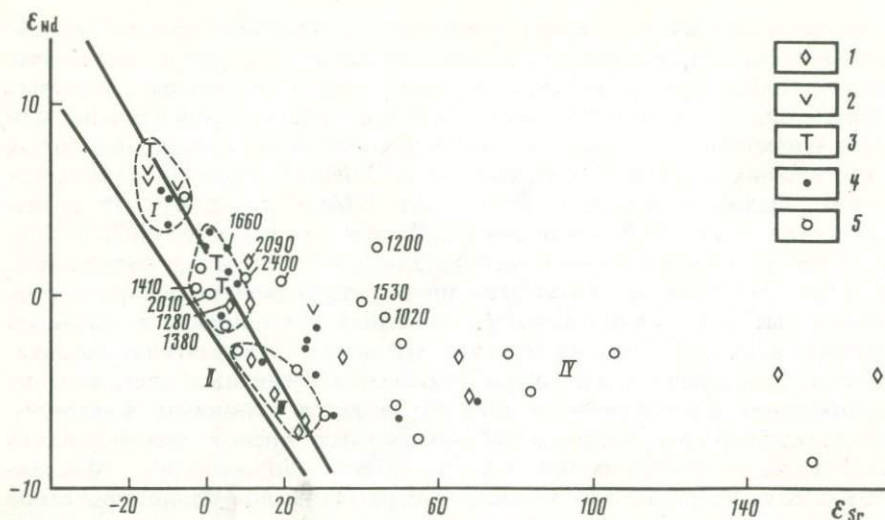


Рис. 66. Корреляция стронциевых и неодимовых изотопных данных в гранитоидах по [8]

I—III — поля мантийных соотношений ϵ_{Nd} и ϵ_{Sr} ; IV — поле коровых значений этих параметров. 1 — гранитоиды без петрохимических характеристик; 2 — кварцевые диориты; 3 — тоналиты и плагриграниты; 4 — гранодиориты; 5 — граниты; числа — возраст докембрийских гранитоидов (млн. лет)

Можно утверждать поэтому, что гранодиоритовые, тоналитовые и близкие к ним типы гранитоидов формировались в основном за счет материала, так или иначе генетически связанного с мантией. Это относится как к фанерозойским, так и к докембрийским гранитоидным массивам. Данных по ϵ_{Sr} и ϵ_{Nd} недостаточно, чтобы судить о механизме образования подобных гранитоидов. Напротив, для гранитов и гранодиоритов, имеющих повышенные ϵ_{Sr} и пониженные ϵ_{Nd} (IV поле, см. рис. 66), очевидно происхождение их из корового материала либо анатектическим, либо палингенным плавлением.

Изменение изотопных отношений Sr и Nd при переходе от мантийных к коровым источникам гранитоидов имеет сходный характер, но разные масштабы вариаций величин ϵ_{Sr} и ϵ_{Nd} в конкретных районах (рис. 67), что отражает не только разные пропорции мантийного и корового материков, но и возрастные изотопные особенности фундамента, захватываемого в процесс гранитообразования. Роль геологических условий проявляется и другим путем.

Различие в изотопных характеристиках при конвергентности петрохимических признаков в гранитоидах того или иного типа (в биотитовых гранитах, гранодиоритах и др.) позволяет предполагать и разницу геолого-тектонических условий образования пород. Так, гранодиориты входят в состав габбро-диорит-гранодиоритовых формаций, становление которых приурочено к островодужной стадии развития складчатых областей. Вместе с тем гранодиориты появляются в гранодиорит-гранитных и габбро-монзонит-сиенитовых и других формациях орогенного этапа. Породы складчатых областей так или иначе простран-

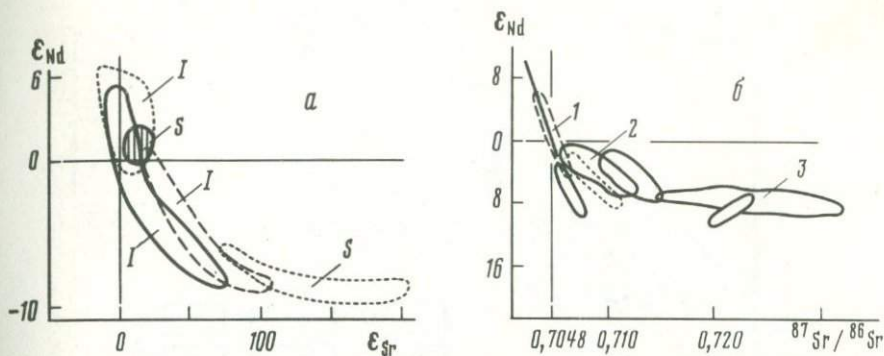


Рис. 67. Изменение значений ϵ_{Nd} , ϵ_{Sr} и $^{87}Sr/^{86}Sr$ в гранитоидных батолитах Восточной Австралии (а) и полуострова Малайзии и других районов (б), по [255, 269]; I и S — типы согласно классификации [132]; батолиты: 1 — в Калифорнии; 2, 3 — в Восточной и Западной Береговой Провинции Малайзии

ственно и генетически связаны с вулканитами базальт-андезитовой и андезитовой формаций. Подобная связь прослеживается и по изотопным признакам. На орогенном этапе, судя по изотопным данным, возрастает роль осадочного или древнего метаморфогенного материала в источниках гранитоидов, в том числе и для гранодиоритов.

Для более строгой оценки природы исходного вещества, из которого формировались обе группы гранитоидов, обратимся к сопоставлению изотопных характеристик стронция и кислорода гранитоидов.

Поскольку в природных водах $\delta^{18}O$ значительно ниже мантийного уровня, а в осадочных породах, как правило, выше, то смещение в величинах $\delta^{18}O$ гранитоидов в обе стороны от мантийного уровня ($+5 \div +6\%$) свидетельствует либо о гидротермальном воздействии на гранитоиды, либо о той или иной мере участия осадочного материала в источнике образования гранитоида. В общем случае коровый источник включает переменное соотношение метаморфизованного осадочного и эффузивного материала с варьирующими значениями величин I^{Sr} и $\delta^{18}O$. При исследовании отдельных регионов или массивов была найдена прямая корреляция величин I^{Sr} и $\delta^{18}O$, показанная в форме $\epsilon_{Sr} - \delta^{18}O$ (рис. 68). Из этой корреляции следует, что:

1) среди гранитоидов массивы с уровнем $\delta^{18}O$, отвечающим базальтам и перидотитам мантии, а также продуктам гидротермальной переработки (с более низкими, чем в мантии $\delta^{18}O$) встречаются редко;

2) подавляющая масса гранитоидов представлена породами с повышенными величинами $\delta^{18}O$, как правило, более $+7,5 \div +8,0\%$;

3) смещение от IV к I полю диаграммы, сопровождающееся уменьшением $\delta^{18}O$ и I^{Sr} означает лишь уменьшение пропорции осадочного компонента относительно магматических в исходных метаморфических комплексах, по которым формировались гранитоиды. При этом очевидно, что тоналиты, плагиограниты, кварцевые диориты и гранитоиды имеют в среднем более низкие значения $\delta^{18}O$ сравнительно с гранитами, хотя строгой корреляции с петрохимичес-

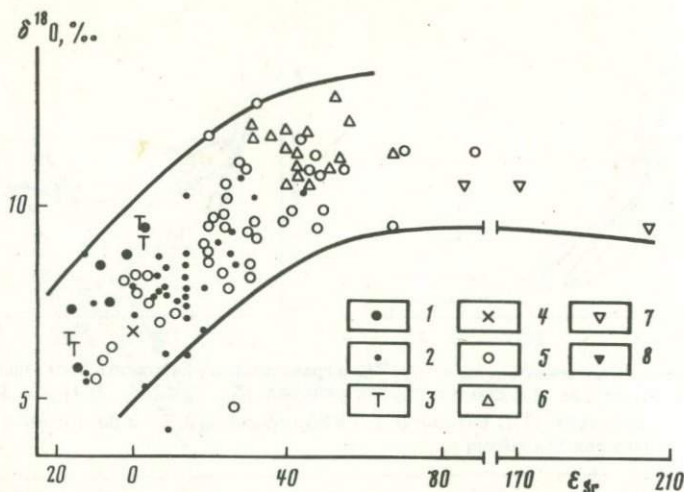


Рис. 68. Корреляция величин $\delta^{18}\text{O}$ и I^{Sr} в гранитоидах [8, 225, 262, 359 и др.]

1 — кварцевые диориты; 2 — гранодиориты; 3 — тоналиты; 4 — плагнограниты; 5 — граниты; 6 — кордиеритсодержащие граниты; 7 — двуслюдяные и мусковитовые граниты; 8 — кислые лавы с кордиеритом, Индонезия

кими характеристиками, по-видимому, не отмечается. Однако, если рассматривать величины $\delta^{18}\text{O}$ вместе с данными по изотопам стронция (и неодима), различие проступает более четко. Присутствие осадочного компонента в более основных и в натриевых гранитоидах позволяет понять причину отклонения величин ϵ_{Sr} вправо от ПГМК, наблюдаемого для некоторых гранитоидов групп I–II на диаграмме $\epsilon_{\text{Sr}} - \epsilon_{\text{Nd}}$ (см. рис. 66 и 67).

Итак, почти все типы гранитоидов несут признаки осадочного (корового) и магматогенного (мантийного) компонентов, если судить по изотопным данным. Вариации изотопных соотношений отражают изменение пропорций обеих составляющих в эффузивно-осадочной метаморфической основе, из которой формировались гранитоиды. Поэтому для выяснения природы источников гранитоидов перспективно применение иных изотопных корреляций. Так, например, недавно В.А. Гриненко и М.И. Попов успешно использовали для этой цели сопоставление изотопных отношений серы, кислорода и углерода [28], показав, что в источнике Пиринских гранитоидов присутствовали в разных пропорциях осадочный и мантийный компоненты. Этот вывод подтверждает результаты анализа корреляции изотопных отношений стронция и кислорода в гранитоидах.

Реальное отклонение от этого правила представляют мусковитовые и двуслюдяные граниты с повышенными I^{Sr} и $\delta^{18}\text{O}$ (см. рис. 68.), которые образовались по метаморфизованному осадочному субстрату, а также редкие типы гранитоидов — продуктов кристаллизационной дифференциации базальтовых магм (кварцевые диориты в офиолитовых комплексах, некоторые гранофиры в трапповых формациях и т.д.). Но последние часто несут признаки влияния наложенной контаминации коровым материалом, проявляющиеся, в частности, в увеличе-

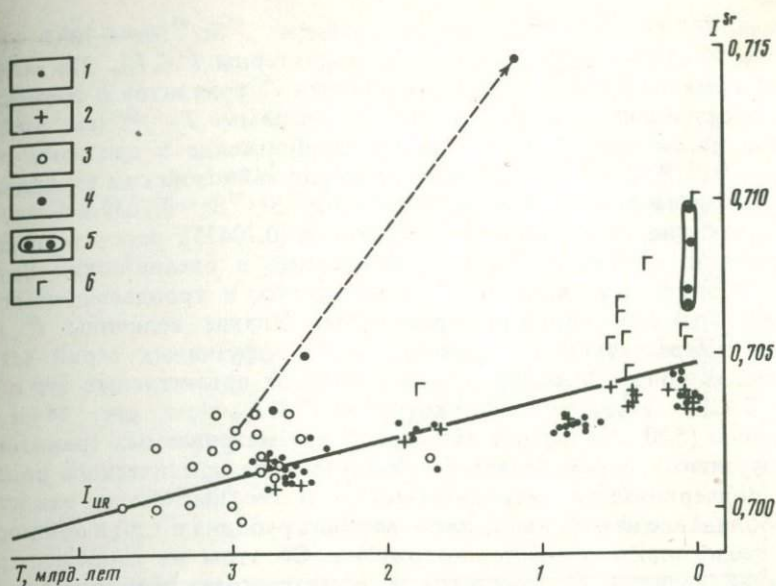


Рис. 69. Вариации I^{Sr} в тоналитовых и плаггиогранитных интрузиях и гнейсах [5, 6, 8, 98, 102, 173, 216, 238, 316, 323, 330, 336, 383, 366 и др.]

1 — тоналиты; 2 — плаггиограниты (грондъемиты); 3 — тоналитовые и плаггиогранитные гнейсы докембрия; 4 — то же для этапов повторного метаморфизма; 5 — тоналитовые фазы и фации массива Адамелло с признаками наложенной контаминации коровым материалом; 6 — тоналиты в составе гранодиорит-гранитных интрузий; пунктир — тоналитовые гнейсы Гренвилльской провинции

нии отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в кислых породах по сравнению с исходными основными магмами или в сильном понижении $\delta^{18}O$ (за счет примеси корового материала и гидротермальной проработки соответственно).

При обсуждении соотношения осадочного и вулканогенного материала в источниках гранитоидов следует иметь в виду закономерность, найденную японскими исследователями [266], отражающую взаимосвязь величин $\delta^{18}O$ с составом аксессуарных минералов: для гранитоидов с $\delta^{18}O > 8\text{‰}$ характерно отсутствие магнетита. Это трактуется как признак вовлечения осадочного материала с восстановительными свойствами в источник гранитоидов (S-тип). Гранитоиды с более низким $\delta^{18}O$, которые отождествляются с I типом, имеют сходство по уровню $\delta^{18}O$ с известково-щелочной эффузивной серией Японии.

Рассмотрим подробнее изотопные и геохимические характеристики гранитоидов.

Тоналиты и плаггиограниты. На рис. 69 приведены вариации величин I^{Sr} в тоналитах, грондъемитах (плаггиогранитах) и их метаморфизованных аналогах. Можно видеть, что наименьшим разбросом I^{Sr} и при этом минимальными значениями этой величины обладают тоналитовые и плаггиогранитные интрузии на всем протяжении развития этого типа магматизма от архея до фанерозоя. Только в кайнозойских тоналитах массива Адамелло отмечается аномально повышенное значение $I^{Sr} > 0,7050$ за счет коровой кон-

таминации (в исходных габбро найдено $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7035$ [158]). Для остальных пород этой группы характерны $I^{Sr} \leq I_{UR}$. По мнению З. Питерманна [316], постоянство величин I^{Sr} тоналитов и трондьемитов, образующих линейный тренд на диаграмме $T - I^{Sr}$ (см. рис. 69), можно рассматривать как хорошее приближение к среднему отношению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в мантии. З. Питерманн по кайнозойским тоналитам и трондьемитам получил среднее отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7039 \pm 4$. Это значение заметно ниже среднего для мантии (0,70475), рассчитанного по корреляции изотопов стронция и неодима в океанических базальтах. Поэтому для величин I^{Sr} тоналитовых и трондьемитовых интрузий возможна иная интерпретация. Низкие величины I^{Sr} этих пород тождественны со значениями I^{Sr} эффузивных серий зеленокаменных поясов докембрия, фанерозойских примитивных дуг и других БАДР-ассоциаций, в которых $I^{Sr} \leq I_{UR}$ (см. рис. 44 и 45). Согласно [5,8], совпадение величин I^{Sr} рассматриваемых гранитоидов и эффузивных пород является показателем их генетического родства, что подчеркивается петрохимическим и геохимическим сходством (преобладание натрия над калием, дефицит рубидия и т.д.) и общностью их геолого-тектонического положения. Об этом же свидетельствует отличие величин I^{Sr} тоналитовых и плагиогранитных интрузий от значений I^{Sr} гранодиорит-гранитных массивов, содержащих тоналиты как подчиненную фаціальную разность или фазу. В подобных массивах величины I^{Sr} больше I_{UR} (см. рис. 69).

Метаморфические аналоги тоналитов и трондьемитов, развитые преимущественно в архейских толщах, отличаются от интрузивных пород большими вариациями значений I^{Sr} , что отражает влияние метаморфических процессов. Наиболее яркий пример сильного изменения I^{Sr} при метаморфическом преобразовании тоналитовых гнейсов показан на рис. 69 (Гренвильская провинция, Канада). Реже встречаются случаи, когда не только значения I^{Sr} , но и I^{Nd} отражают эффект последовательных этапов метаморфизма, наложенных на магматический предшественник. Так, в тоналитах Финляндии по данным Sm—Nd и U—Pb методов получен одинаковый возраст — соответственно 3099 и 3110 млн. лет. При этом, однако, величина $\epsilon_{Nd}(T) = -4,45 \pm 1,90$ [238], что свидетельствует о вторичной природе тоналитовых магм — образовании их из длительно существовавшего (предположительно около 500 млн. лет)* метаморфизованного предшественника. Изохронный возраст, полученный по Rb—Sr методу, для тех же гнейсов соответствует 2729 млн. лет при $I^{Sr} = 0,703$, что рассматривается как подтверждение влияния второго этапа метаморфизма.

В архейских тоналитовых и трондьемитовых гнейсах $\delta^{18}\text{O}$ изменяется незначительно, от +5,2 до +8,5‰, в протерозойских — существенно, от +5,8 до +12,5‰. Повышенные величины $\delta^{18}\text{O}$ отражают степень участия осадочного компонента в источнике.

Гранодиориты — вторая группа пород с относительно низкими I^{Sr} (рис. 70). Разброс величин I^{Sr} почти строго соответствует трем уровням (полям) I^{Sr} мантийных эффузивных пород (см. рис. 46), и только в фанерозойских гранодиоритах наблюдаются более

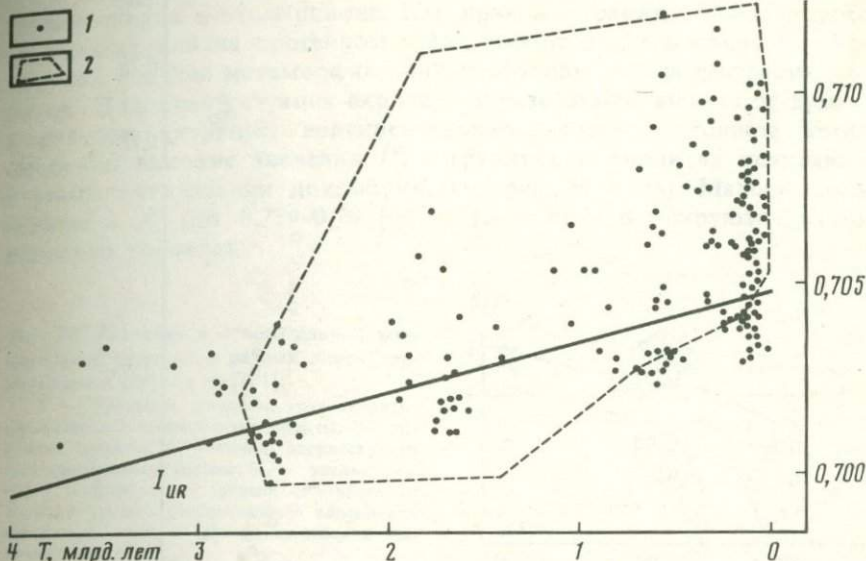


Рис. 70. Вариации величин I^{Sr} в гранодиоритах и кварцевых монцонитах [5 и др.]
 1 — гранодиориты; 2 — поле величин I^{Sr} кварцевых монцонитов

высокие I^{Sr} из гранодиорит-гранитных массивов с повышенным отношением Rb/Sr. Очевидно, эти массивы относятся к формациям орогенного этапа, возникающим после батолитового гранодиоритового магматизма. По мере возрастания величин I^{Sr} от I к IV полю (рис. 70) в гранодиоритах в среднем отношение Rb/Sr последовательно увеличивается: при $I^{Sr} \leq I_{UR}$ Rb/Sr=0,17; при $I^{Sr} > I_{UR}$ (для значений I^{Sr} в пределах III поля) Rb/Sr=0,31; при $I^{Sr} \gg I_{UR}$ (IV поле) Rb/Sr=0,67.

Величины I^{Sr} в I и II полях ($I^{Sr} \leq I_{UR}$), по существу, никак не отличаются от I^{Sr} БАДР-ассоциаций. Увеличение I^{Sr} в гранодиоритовых батолитах (I^{Sr} в пределах II и III полей) параллелизуется с ростом $\delta^{18}O$, что указывает на увеличение доли осадочного компонента в источнике. Поэтому близость величин I^{Sr} гранодиоритов к эффузивным или эффузивно-осадочным породам континентов и переходных зон (островным дугам и др.) при значительных изменениях $\delta^{18}O$ (см. рис. 68) следует рассматривать как показатель того, что гранодиориты в своей массе образованы по эффузивно-осадочным метаморфизованным комплексам, подобно тоналитам и плагиогранитам. Изотопные характеристики гранодиоритовых массивов $I^{Sr} \leq I_{UR}$ тождественны с I^{Sr} тоналитов и плагиогранитов.

Кварцевые монцониты по I^{Sr} близки к гранодиоритам с тем лишь различием, что среди массивов кварцевых монцонитов больше пород с повышенными I^{Sr} (см. рис. 70).

Биотитовые граниты характеризуются максимальными изменения-

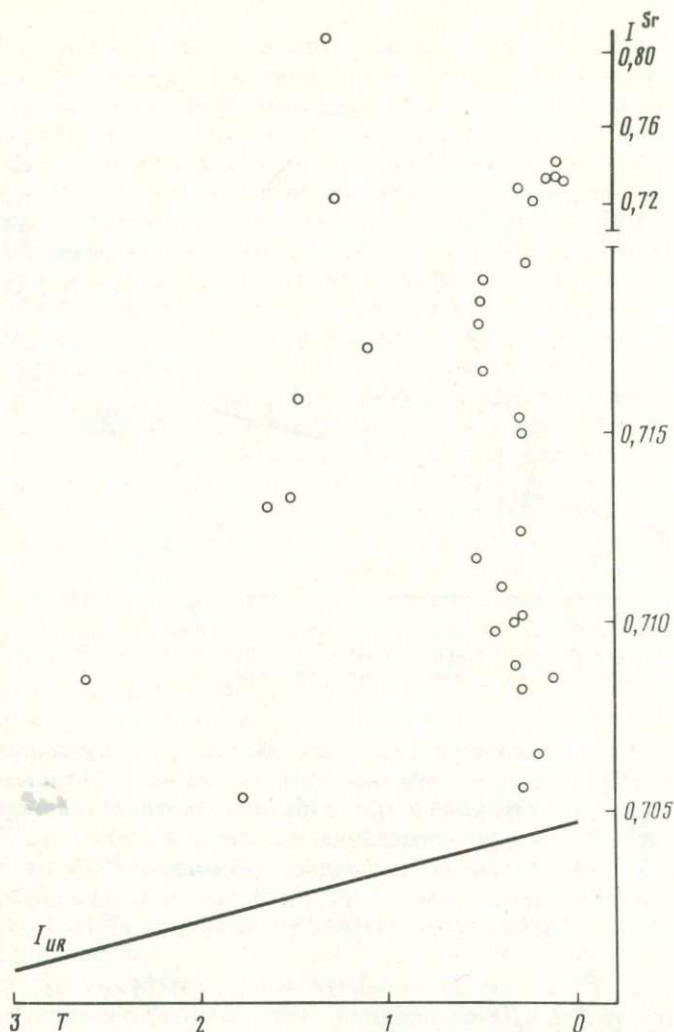


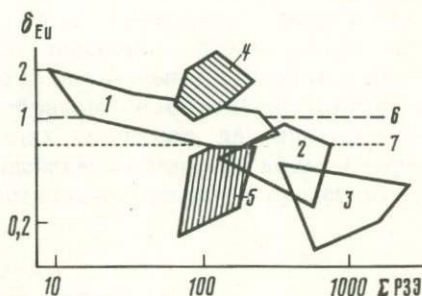
Рис. 71. Повышенные значения I^{Sr} двуслюдяных и мусковитовых гранитов ($I^{Sr} > I_{UR}$) [57, 207, 347 и др.]

ми I^{Sr} , от $I^{Sr} < I_{UR}$ до $I^{Sr} \gg I_{UR}$. Не вызывает сомнений гетерогенность природы источников этих гранитов. Часть биотитовых гранитов встречается в ассоциации с гранодиоритами. В этих случаях I^{Sr} совпадает с I^{Sr} гранодиоритов. Но встречаются многофазные интрузии, в которых от ранних к поздним I^{Sr} увеличивается. Не менее распространены малые и средних размеров гранитные интрузии, располагающиеся в единой тектонической зоне с гранодиоритами и имеющие с ними близкие значения I^{Sr} . Так, П. Фуллегар с сотрудниками изучил [181 и др.] в юго-восточных Аппалачах, в зоне Пидмонта два пояса гранитных и гранодиоритовых интрузий с пониженными

I^{Sr} и близкими возрастами образования, отвечающими развитию геосинклинали в этом районе. Как правило, граниты, появляющиеся на флангах или на орогенном этапе, имеют более высокие I^{Sr} , отражающие влияние метаморфизованного фундамента на генерацию гранитов. Подобная ситуация сходна с образованием кислых эффузивов в районах активных континентальных окраин с мощной корой. Особенно высокие значения I^{Sr} в гранитах и риолитах появляются в этапы активизации докембрия (см. рис. 61 и 66). Максимальные величины I^{Sr} (до 0,73—0,79 [157, 226 и др.]) фиксируются в оловоносных гранитах.

Рис. 72. Различие в относительной концентрации европия в разных типах гранитоидов и гнейсов по [101].

1 — тоналиты, диориты, гранодиориты, адамеллиты; 2 — биотитовые граниты; 3 — щелочные граниты; 4 — гнейсы диоритового и гранодиоритового состава; 5 — кислые разновидности гнейсов; 6 — средний мантийный и коровый уровень относительного содержания европия; 7 — то же для фанерозойских осадочных пород



Двуслюдяные и мусковитовые граниты. Обогащение калием и рубидием в двуслюдяных и мусковитовых гранитах прежде всего связано с формированием их по парагнейсам, обогащенным этими элементами (см. рис. 63). Именно поэтому в двуслюдяных и мусковитовых гранитах не бывает пониженных величин I^{Sr} — все значения $I^{Sr} > I_{UR}$ (рис. 71). По изотопным характеристикам стронция эти граниты, как типичные коровые образования, в исходном составе которых ведущую роль играет осадочный метаморфизованный материал, следует противопоставить тоналитам и плагиогранитам, формирующимся преимущественно по эффузивному материалу; в составе тоналитов и плагиогранитов в большинстве случаев доля осадочного материала ничтожна.

Щелочные граниты редко представлены самостоятельными интрузиями, в большинстве своем они входят в состав многофазных комплексов, представляя в них заключительные фазы и фации. Наиболее часто ранними фазами являются щелочные и субщелочные сиениты, реже распространена ассоциация щелочных гранитов с кварцевыми монцонитами, адамеллитами и нефелиновыми сиенитами [117, 156, 338]. Ксенолиты щелочных гранитов, связанные с эффузивной ассоциацией щелочных базальтов и комендитов — эффузивных аналогов щелочных гранитов, известны для о-ва Вознесения в Центральной Атлантике. Одна из крупнейших формаций щелочных сиенитов и гранитов, представленная десятками массивов, недавно изучена Б. Литвиновским [51]. Это — пермо-триасовая щелочно-гранитная ассоциация Забайкалья и МНР. Рассматривая эволюцию содержаний и соотношений петрогенных и редких элементов от раннепалеозойских гранитоидов к позднепалеозойским щелочным гранитам и сиенитам, Б. Литвиновский

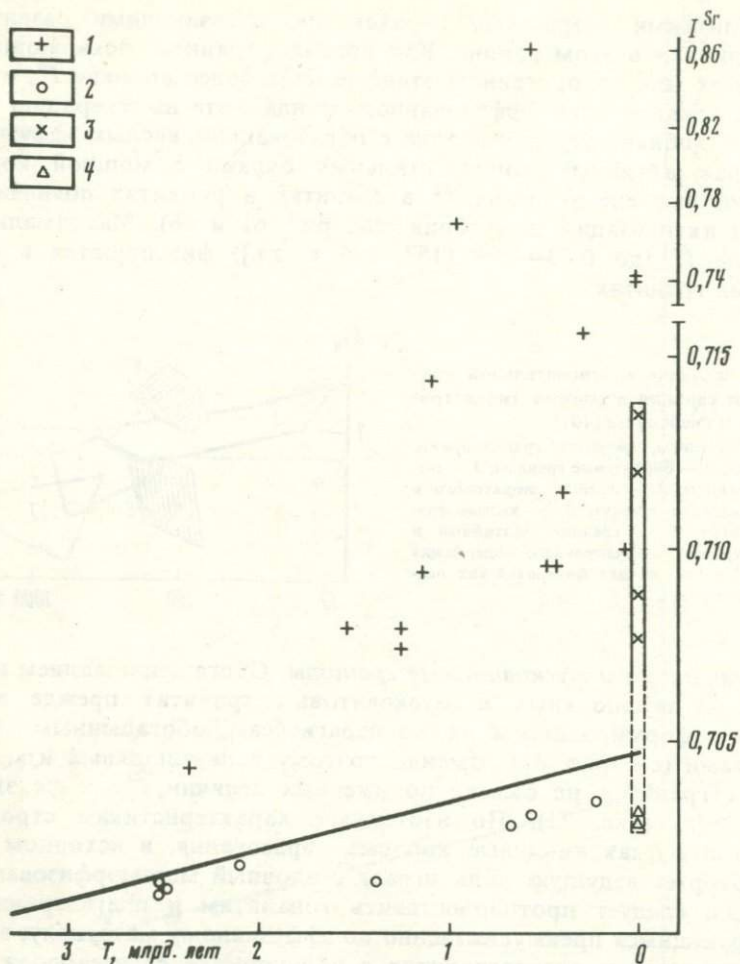


Рис. 73. Два типа значений I^{Sr} в щелочных гранитах [117, 126, 152, 156, 175, 206, 254, 338, 382 и др.]

1 — щелочные граниты с высокими $I^{Sr} > I_{UR}$; 2 — щелочные граниты с I^{Sr} , тождественными I^{Sr} щелочных базальтов; 3 — комендиты и щелочные граниты о-ва Вознесения; 4 — щелочные базальты того же острова

пришел к заключению о существенном влиянии мантийного флюидного режима на формирование щелочно-гранитоидной формации; не исключалась также вероятность непосредственной связи этих пород с щелочным базальтовым магматизмом.

В геохимическом и петрологическом плане щелочные граниты следует рассматривать как продукты крайне глубокой дифференциации: эти породы часто обогащены суммой РЗЭ, в них наблюдается минимальное из известных для гранитоидов относительное содержание европия (рис. 72). Существование природных эффузивных серий щелочной базальт—комендит или интрузивных — агпайтовые нефе-

линовые сиениты—щелочной гранит—определенно свидетельствует о генетических связях этих гранитов с щелочными мантийными магмами. Изотопные данные (рис. 73), опубликованные для щелочных гранитов, указывают, однако, на существование двух типов этих пород. Часть щелочных гранитов имеет величины I^{Sr} , тождественные с щелочными базальтами ($I^{Sr} < I_{UR}$), в других отмечаются резко повышенные I^{Sr} , свойственные коровым породам. В щелочных породах о-ва Вознесения оба типа изотопных соотношений стронция объединены (рис. 73). Очевидно, на этом примере надо искать разгадку причин вариаций величин I^{Sr} в щелочных гранитах. Доказано, что изотопный состав неодима и свинца одинаков в щелочных гранитах, щелочных базальтах и комендитах острова [206, 382 и др.], а отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ щелочных базальтов (и части щелочных гранитов) тождественно с щелочными гранитами других районов (см. рис. 73). Таким образом, повышенные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ связаны с влиянием поздних процессов, для кислых пород о-ва Вознесения, в частности с воздействием морской воды. Природу повышенных величин I^{Sr} других щелочных гранитов предстоит еще выяснить.

РАДИОГЕННЫЕ ИЗОТОПЫ В ПРОБЛЕМЕ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Проблема рудоносности гранитоидов с петролого-геохимических позиций подробно рассмотрена Л.В. Таусоном [73].

Существование изотопных различий между мантийными и коровыми типами магм, а также контрастность изотопных характеристик гранитоидов определяют возможность использования изотопных отношений стронция, неодима и других элементов магматических пород для выявления корреляции их с типами оруденения.

Сферы применения изотопов свинца в рудогенезе описаны в многочисленных публикациях [77, 79, 392 и др.]. Кратко рассмотрим возможности использования изотопов стронция и неодима.

Одними из первых Р. Кистлер и З. Питерманн при исследовании стронциевых изотопных отношений эффузивных ассоциаций и гранитоидов Калифорнии отметили приуроченность медных, ртутных и золоторудных месторождений к областям развития пород с пониженными отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr < 0,7060$. Свинцово-цинковые руды того же штата наоборот, были связаны с гранитоидами, имеющими высокие значения этого отношения. Позже в работах других авторов корреляция величин I^{Sr} и I^{Nd} с типами оруденения была рассмотрена подробнее [38, 55, 63, 157, 226 и др.]. Так, например, месторождения меди и молибдена выявлены в порфиритах и гранодиоритах с низким отношением $^{87}Sr/^{86}Sr$. Напротив, касситеритсодержащие граниты и олово-вольфрамовые руды ассоциируют с гранитами, имеющими резко повышенные величины I^{Sr} : в Таиланде — $I^{Sr} = 0,725$ при $T = 232—236$ млн. лет; в Луанде — $0,7782—0,7845$ при $T = 976$ млн. лет. В работе И. Загрузиной и других [38] указывалось, что среди оловоносных гранитоидов выделяется два типа с высокими и низ-

кими I^{Sr} , связанные с обогащенными водой гранитами и гранитоидами, развитыми в вулканогенных комплексах.

Обобщая данные по связи рудопроявлений с гранитоидами, Л. Овчинников и Г. Кондрашкова [56] пришли к выводу, что медно-молибденовые месторождения связаны с гранитоидами, имеющими низкие I^{Sr} , вольфрам-молибденовые руды — с гранитоидами с промежуточными величинами I^{Sr} , а олово-вольфрамовые руды — с гранитоидами с высокими I^{Sr} .

Так как время и области проявления БАДР — ассоциаций и связанных с ними гранодиоритов, тоналитов и плагиогранитов характеризуют вклад и переработку вещества мантии, а граниты, особенно двуслюдяные и мусковитые, подчеркивают роль коры и осадочного компонента в ней, то вполне закономерны наблюдаемые различия в изотопных отношениях Sr и типах рудных месторождений между этими контрастными по генезису формациями. Таким образом, данные по радиогенным изотопам с учетом петрохимического состава пород и условий их проявления могут служить достаточно надежным индикатором при систематическом использовании изотопной информации, особенно полезной для расчленения гранитоидов с конвергентными петрохимическими характеристиками.

ЭВОЛЮЦИЯ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА

Изотопные критерии

Из приведенного обзора изотопных характеристик гранитоидов очевидно, что все они по величинам I^{Sr} и I^{Nd} разделяются на две большие группы.

1. Тоналиты, плагиограниты и гранодиориты отличаются ограниченными изменениями величин I^{Sr} . Устойчиво минимальными колебаниями и при этом низкими значениями I^{Sr} и высокими I^{Nd} характеризуются тоналиты и плагиограниты, в гранодиоритах изменения изотопных отношений больше, но величины I^{Sr} и I^{Nd} остаются в пределах значений, характерных для мантийных магматических производных.

2. Все остальные граниты имеют большие колебания величин I^{Sr} и I^{Nd} , отражающие гетерогенность природы их источников. При этом только для двуслюдяных и мусковитовых гранитов всегда $I^{Sr} > I_{UR}$.

Тоналиты, плагиограниты и гранодиориты (если учитывать их метаморфические аналоги) — самые ранние в истории коры кислые породы, наследующие низкие значения I^{Sr} от материала верхней мантии и сохраняющие эту специфику изотопного состава на всем протяжении от архея до фанерозоя (см. рис. 69, 70). Граниты второй группы появляются лишь с середины архея и с этого времени в большинстве случаев характеризуются повышенными I^{Sr} . Это "запаздывание" объективно связано с малой мощностью коры в глубоком архее и, следовательно, отсутствием условий для широкого проявления палингенеза и анатексиса. Около 3,0—2,8 млрд. лет назад мощность коры континентальных ядер увеличивается на столь-

ко, что процессы выплавления гранитоидов приобретают важное значение в формировании верхней части коры [148]. При этом, если судить по изотопным данным, переработка мантийного эффузивного материала и вовлечение древних метаморфических ядер в процесс гранитообразования осуществляются во многих случаях параллельно.

Важнейшей особенностью тоналитового, плагиогранитного и гранодиоритового магматизма является также то, что эпохи их появления в коре совпадают между собой и тождественны со временем образования БАДР-ассоциаций докембрия и фанерозоя (см. рис. 69, 70 и 44).

Специфично и геологическое положение I группы гранитоидов. Согласно работам [160, 255, 319 и др.], среди гранитоидных массивов запада США часть, которая близка к ПГМК, представлена породами геосинклинальных областей, а гранитоиды с "коровыми" характеристиками стронция и неодима приурочены к миогеосинклинальным зонам.

В ранних типах гранитоидов Японии, развитых по эффузивно-осадочным комплексам, найдены пониженные I^{Sr} и $\delta^{18}O$, а более поздние граниты с повышенными I^{Sr} и $\delta^{18}O$ развиты по более древним метаморфическим комплексам [225].

Таким образом, обобщенные данные по возрасту и величинам изотопных отношений Sr в натриевых гранитах, гранодиоритах и БАДР-ассоциациях, а также сходные с ними изотопные характеристики гранитоидов современных островных дуг и континентальных окраин, представленные преимущественно теми же типами пород, позволяют уверенно говорить [6] о формировании гранодиоритов и натриевых гранитов за счет эффузивно-осадочного материала вулканогенных областей докембрия и фанерозоя. На каждом геологическом этапе время возникновения, частичного разрушения, погружения, метаморфизма и последующего палингенеза или анатексиса с появлением гранодиоритов или натриевых гранитов настолько сближено, что представляет, по-видимому, единый цикл, отражающий появление новой порции мантийного материала и его частичной переработки в коре. К этому, очевидно, и сводится в основном смысл последовательных этапов приращенния новой коры, ее рост в каждую геологическую эпоху. Часть биотитовых гранитов, имеющая изотопные характеристики, сходные с гранодиоритами, может быть, представляет продукты фракционной кристаллизации гранодиоритовых магм. Напротив, все другие типы гранитов с повышенными I^{Sr} и пониженными I^{Sr} генетически оторваны от тоналитов и гранодиоритов и по существу отражают процессы активизации магматизма в более древнем фундаменте или метаморфической раме вокруг молодых вновь образованных зон коры, скорее всего, под влиянием повышенного теплового потока последних [10].

Геохимические критерии

РЗЭ являются одним из эффективных геохимических индикаторов для оценки генезиса гранитоидов [11, 5, 8 и др.].

Индикаторное использование РЗЭ подразумевает рассмотрение трех параметров — состава РЗЭ, их суммарной концентрации и относительного содержания европия ($\delta Eu = [Eu]/[Eu]^*$, где $[Eu]$ — измеренная концентрация европия, а $[Eu]^*$ — нормированное по хондритам; рассчитываемое по концентрации самария и гадолиния, содержание европия в образце).

При низких концентрациях РЗЭ в гранитоидах главная масса этих элементов рассеивается в породообразующих минералах, причем легкие РЗЭ и европий преимущественно входят в состав полевых шпатов, а средние и тяжелые РЗЭ — в темноцветные минералы. В процессах метаморфизма уже на амфиболитовой стадии наблюдается расслоение исходной толщи на лейкократовые и меланократовые прослои и обособления — лейкосомы и меланосомы. Наибольшей интенсивности этот процесс достигает при мигматизации. Как правило, именно лейкосомы являются источником анатектических гранитоидных расплавов. И в тех, и в других должны накапливаться те РЗЭ, которые присутствуют в полевых шпатах — европий и легкие лантаноиды. Действительно, лейкосомы в архейских гнейсах Амитсок максимально обогащены этими элементами ($\delta Eu = 1,94—2,1$ и $Ce/Yb = 112—2000$ и более) [302] по сравнению с окружающими их гнейсами ($\delta Eu = 0,63—1,35$ и $Ce/Yb = 11—83$). Лейкосомы мигматитов других районов также обладают повышенной концентрацией европия ($\delta Eu = 3,1—5,4$) относительно меланосом ($\delta Eu = 0,38—0,62$). Тоналитовые и плагiogранитные жилы и массивы в большинстве случаев обогащены европием и легкими РЗЭ (рис. 74). Обычно содержание РЗЭ в лейкократовых выплавках понижено относительно матриц, поскольку темноцветные минералы реститовых фаз являются концентраторами РЗЭ вместе с аксессуарным сфеном и апатитом и другими минералами, преимущественно кристаллизующимися в этих фазах.

В отличие от натриевых гранитоидов лейкосомы калиевых мигматитов и анатектических гранитоидов далеко не всегда обогащаются европием; в некоторых из них наблюдается отчетливый дефицит европия (рис. 74). Таким образом, среди калиевой ветви гранитоидов существуют две генетические группы. Возможно, что соответствует закрытым и открытым системам гранитообразования, отмеченным выше.

Рассматриваемые тенденции в перераспределении РЗЭ при анатектическом плавлении усиливаются или ослабевают в зависимости от особенностей состава метаморфической основы и глубины фракционной кристаллизации самих магм. Поскольку в эффузивных породах мантийного генезиса относительное содержание европия в большинстве случаев тождественно наблюдаемому в хондритах, то выплавление гранитоидов из подобного субстрата должно приводить к повышению δEu до величин больше единицы (где за $\delta Eu = 1$ принято мантийное содержание европия). Подобная ситуация наблюдается во многих тоналитах и плагiogранитах, реже в гранодиоритах. Напротив, в

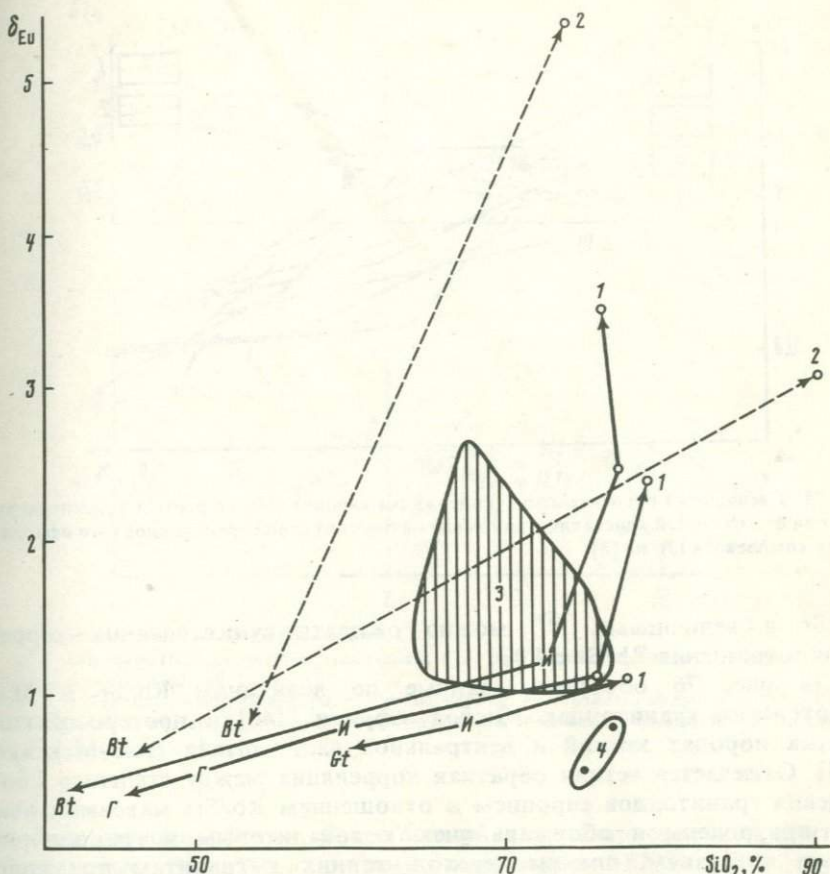


Рис. 74. Вариации относительного содержания европия (δ_{Eu}) в палингено-метасоматических гранитоидных сериях и мигматитах по [8]

1 — гранитоиды и их реститовые фазы (*Bt* — биотитовые шпильры, *Г* — амфиболовое габбро, *Gt* — гранат-кордиерит-силлиманитовые гнейсы, *И* — исходные гнейсы и сланцы); 2 — мигматиты (*Bt* — шпильры реститовых фаз); 3 — поле жильных и батолитовых тоналитов и плагиогранитов докембрия; 4 — лейкосомы, обогащенные калием

фанерозойских осадочных породах $\delta_{Eu} = 0,61—0,72$. Обогащенность калием способствует понижению этой величины при выплавлении калиевых гранитоидов. Однако наиболее сильное воздействие на относительное распределение европия оказывает фракционная кристаллизация кислых магм, приводящая к существенному понижению δ_{Eu} в наиболее поздних продуктах кристаллизации (рис. 75).

В итоге между тоналитами, гранодиоритами и плагиогранитами, с одной стороны, и биотитовыми, мусковитовыми и щелочными гранитами, с другой, отмечается различие в содержании и относительном распределении суммы РЗЭ и европия (см. рис. 72). Учитывая, что первая группа гранитоидов по изотопным отношениям преимущественно генетически связана с продуктами переработки мантийного эффузивного материала с пониженными отношениями

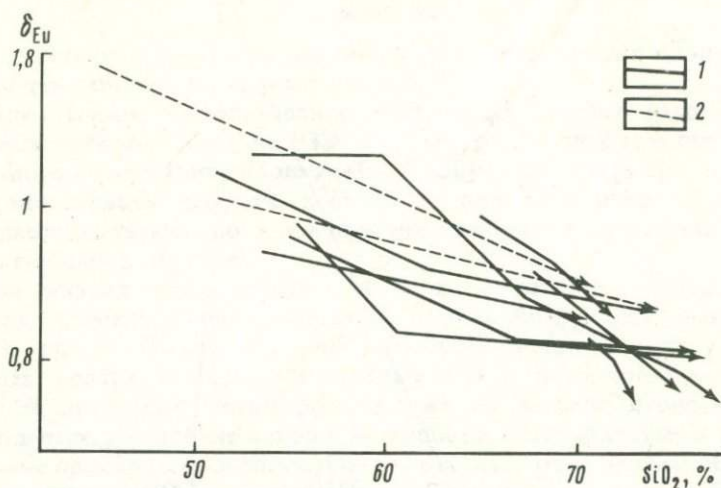


Рис. 75. Уменьшение относительного содержания европия (δEu) с ростом концентрации SiO_2 при фракционной кристаллизации комагматических серий гранитоидов (1) и офиолитовых комплексов (2), по [8]

Rb/Sr и величинами I^{Sr} , можно ожидать существования корреляции отношения Rb/Sr с ПЗЭ.

На рис. 76 обобщены данные по величинам Rb/Sr и δEu в архейских гранитоидах Южной Африки [146] и протерозойских кислых породах южной и центральной части штата Нью-Мексико [145]. Отмечается четкая обратная корреляция между степенью обогащения гранитоидов европием и отношением Rb/Sr: максимальные δEu приурочены в обоих районах к тоналитовым и гранодиоритовым интрузиям, причем переход от них к гранитам примерно отвечает отношению Rb/Sr ≈ 1 .

Обобщение опубликованной информации по ПЗЭ и Rb/Sr в гранитоидах различных возрастных интервалов (рис. 77) показало, что отмеченные закономерности в изменении δEu и отношения Rb/Sr прослеживаются для гранитоидов от архея до фанерозоя с тем лишь различием, что в более молодых породах степень вариаций δEu и особенно Rb/Sr существенно возрастает. Последнее, видимо, обусловлено появлением новых типов гранитоидов — щелочных гранитов с очень низкими δEu , а также усилением процессов дифференциации гранитоидных расплавов.

Разделяя гранитоиды на две группы с разным отношением Rb/Sr, можно использовать этот геохимический параметр для оценки эволюции гранитоидов во времени. На рис. 78 нанесены средние значения отношения Rb/Sr для 507 гранитоидных массивов (с учетом возраста образования пород), разделенных на две группы с отношением Rb/Sr больше и меньше 1. В первую группу входят преимущественно граниты с высоким I^{Sr} , что соответствует процессам анатексиса и палингенеза по древним метаморфическим комплексам. Вторая группа главным образом представлена тоналитами, плагиограни-

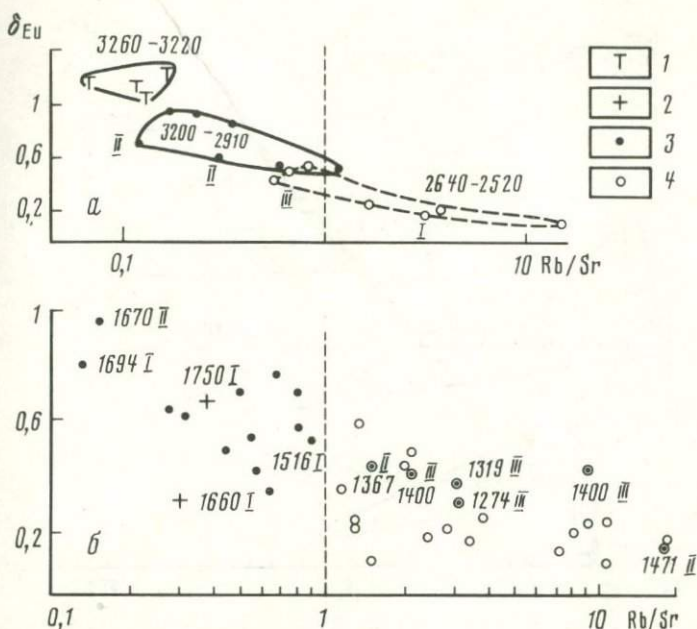


Рис. 76. Корреляция величин δ_{Eu} и Rb/Sr

a — архейские (Южная Африка) гранитоиды; *b* — протерозойские Колорадо—Нью-Мексико, США) гранитоиды [102, 145, 146 и др.]

1 — тоналиты; 2 — плагιοграниты; 3 — гранодиориты; 4 — граниты; цифры — возраст пород, млн. лет; I—III — изотопные отношения стронция, отвечающие соответствующим полям диаграммы рис. 60: I < I_{UR} , II = I_{UR} , III > I_{UR}

тами и гранодиоритами. В нее вошли также кварцевые монцониты и биотитовые граниты с низким отношением Rb/Sr . Эта группа гранитоидов в основном отражает процессы наращивания новой коры за счет переработки мантийного эффузивного материала в гранитоиды. Исходные данные по гранитоидам для построения рис. 78 приведены в табл. 23.

Можно видеть черты сходства и различия в характере изменения отношения Rb/Sr во времени между двумя группами гранитоидов. Для тех и других существует отчетливая периодичность в появлении повышенных и пониженных величин Rb/Sr , время проявления которых в принципе совпадает для обеих групп: низкие отношения Rb/Sr отмечаются для гранитоидов архея, нижнего протерозоя в интервале 2—1,8 млрд. лет, верхнего протерозоя — в интервале 0,9—0,6 млрд. лет и для мезо-кайнозойских пород. Эти периоды разделены между собой эпохами появления гранитоидов с существенно повышенными Rb/Sr . Вместе с тем очевидно, что для гранодиорит-тоналитовой группы отношение Rb/Sr сохраняется практически постоянным от архея до фанерозоя ($Rb/Sr = 0,21 \pm 0,03$ в среднем) в эпохи появления пород с низким отношением Rb/Sr . Напротив, для гранитной группы уровни пониженных и повышенных значений Rb/Sr последовательно возрастают от архея к фанерозою.

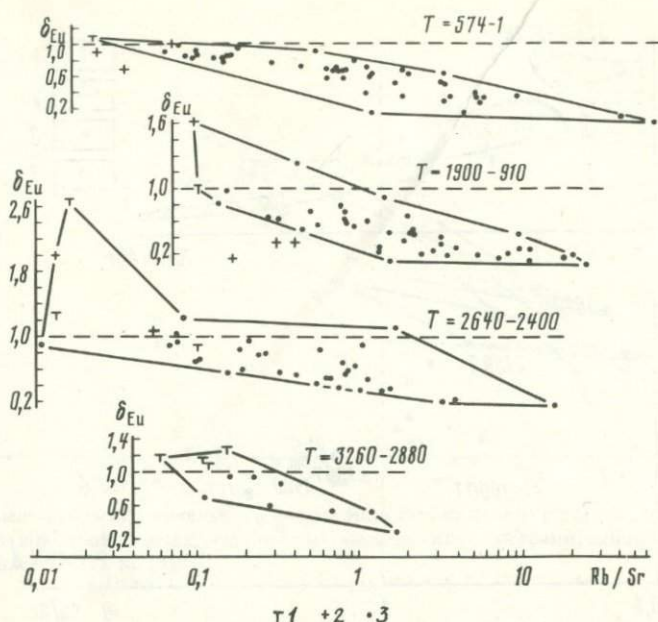


Рис. 77. Корреляция величин δEu и Rb/Sr в гранитоидах различных возрастных групп [11, 98, 102, 145, 146, 226, и др.]

1 — тоналиты; 2 — плагииграниты; 3 — все остальные типы гранитоидов

Таблица 23. Периодическое изменение отношения Rb/Sr в гранитоидах

Возрастной интервал, млн. лет	Rb, г/т	Sr, г/т	Rb/Sr	Число массивов	Rb, г/т	Sr, г/т	Rb/Sr	Число массивов
3 — 99	102	571	0,18	46	264	106	2,49	14
102 — 165	84	442	0,19	20	248	123	2,02	6
175 — 246	96	576	0,17	9	391	87	4,49	9
262 — 360	146	291	0,50	25	260	79	3,30	51
374 — 400	104	322	0,34	12	194	52	3,73	13
451 — 490	104	283	0,36	15	194	90	2,16	15
374 — 490	104	300	0,35	27	195	73	2,67	28
502 — 568	107	314	0,32	21	224	71	2,70	19
578 — 790	86	424	0,2	13	248	96	2,56	7
818 — 910	94	436	0,21	12	233	112	2,10	2
910 — 1100	137	220	0,62	4	216	90	2,40	10
1180 — 1410	117	190	0,61	4	249	77	3,22	18
1420 — 1600	127	257	0,49	14	225	85	2,65	14
1610 — 1791	109	310	0,35	18	206	83	2,47	24
1813 — 2110	109	476	0,23	12	172	118	1,46	6
2200 — 2450	115	252	0,46	7	193	88	2,19	6
2480 — 2730	106	449	0,24	31	204	102	2,0	5
2745 — 3075	94	384	0,24	15	196	161	1,2	1
3110 — 3450	88	489	0,18	10	—	—	—	—

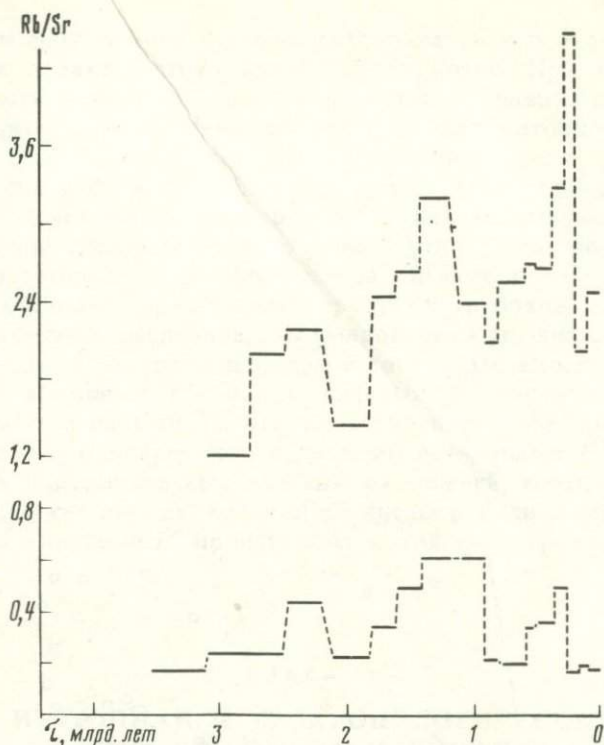


Рис. 78. Сходство и различие в эволюции отношения Rb/Sr в низко- и высокорубидиевых гранитоидах

Эта контрастность между обеими группами гранитоидов определенно указывает на различие в характере источников. Постоянство низких отношений Rb/Sr гранодиорит-тоналитовой группы отражает устойчивость геохимических параметров источников, что по существу соответствует первичной и быстрой переработке эффузивного мантийного материала с подобными геохимическими характеристиками. Совпадение эпох проявления гранитоидов с низкими Rb/Sr и БАДР-ассоциаций не оставляет сомнения о типе мантийных пород, являющихся источником для образования гранодиоритов, тоналитов и сопутствующих гранитоидов, что, очевидно, было для фанерозоя и ранее. Однако увеличение отношения Rb/Sr в группе гранитов с отношением $Rb/Sr \geq 1$ от архея к фанерозою соответствует усилению фракционирования и других элементов в этих породах (см. рис. 76, 77), отражая усиление процессов дифференциации вещества коры, проявляющихся разнообразно (в формировании новых типов гранитов, обогащенных редкими элементами; в расширении дифференцированных многофазных гранитоидных интрузий; в усилении роли осадочного материала в источниках гранитоидов и т.д.).

Таким образом, обе группы гранитоидов позволяют выявить две главные черты развития коры — последовательное наращивание ее

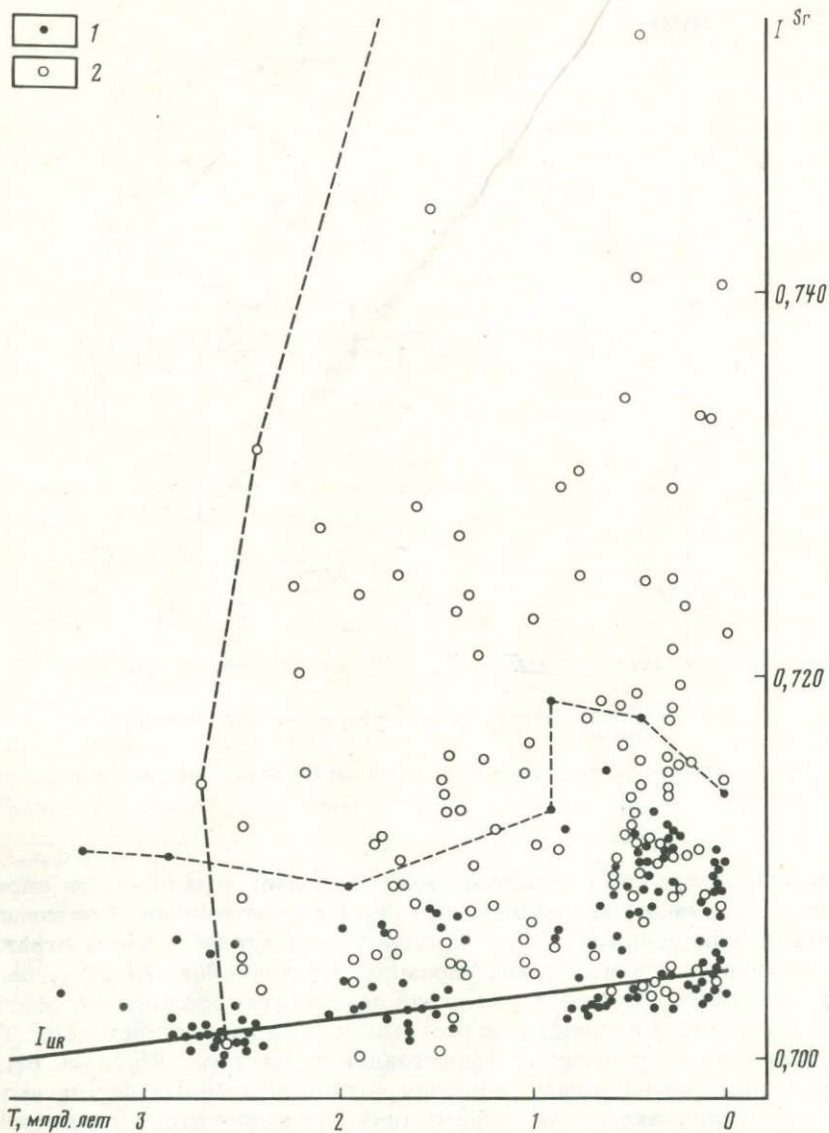


Рис. 79. Различие изотопных стронциевых характеристик в низко- (1) и высокорубидиевых (2) гранитоидах по [12]

за счет поступления и переработки мантийного вещества и необратимую ее эволюции за счет процессов дифференциации вещества коры под влиянием магматических и осадочных процессов.

Если сопоставить теперь время наиболее раннего появления гранитоидов обоих типов, их изотопные характеристики, то можно видеть (рис. 78, 79), что группа гранитоидов (гранодиоритов, тоналитов и других) с низкими отношениями Rb/Sr и I^{Sr} начала свое существование значительно раньше, в нижнем архее, и на

протяжении длительного времени сохраняла свои изотопные и геохимические характеристики вплоть до кайнозоя. При этом низкие I^{Sr} , соответствующие величины I^{Sr} мантийных эффузивных пород, наследовались преимущественно именно этой группой гранитоидов. Граниты с высоким Rb/Sr появились лишь в конце архея — начале нижнего протерозоя и сразу же среди этих гранитов обнаружались значительные вариации I^{Sr} , свидетельствующие о создании условий для палингенного и анатектического преобразования древних метаморфических комплексов. Вместе с тем часть этих гранитов, очевидно, представляет продукты глубокой дифференциации гранитоидных расплавов, сформированных по вновь образовавшейся коре, подобно гранодиоритам и тоналитам, вместе с которыми граниты с высокими Rb/Sr, но низкими I^{Sr} часто ассоциируют. Наконец, можно напомнить, что часть гранитов с высокими отношениями Rb/Sr и одновременно с низкими величинами I^{Sr} может относиться к продуктам выплавления из нижней коры, мафические метаморфические породы которой обеднены рубидием (см. табл. 22). Чарнокиты с низкими I^{Sr} принадлежат к этой части гранитоидов.

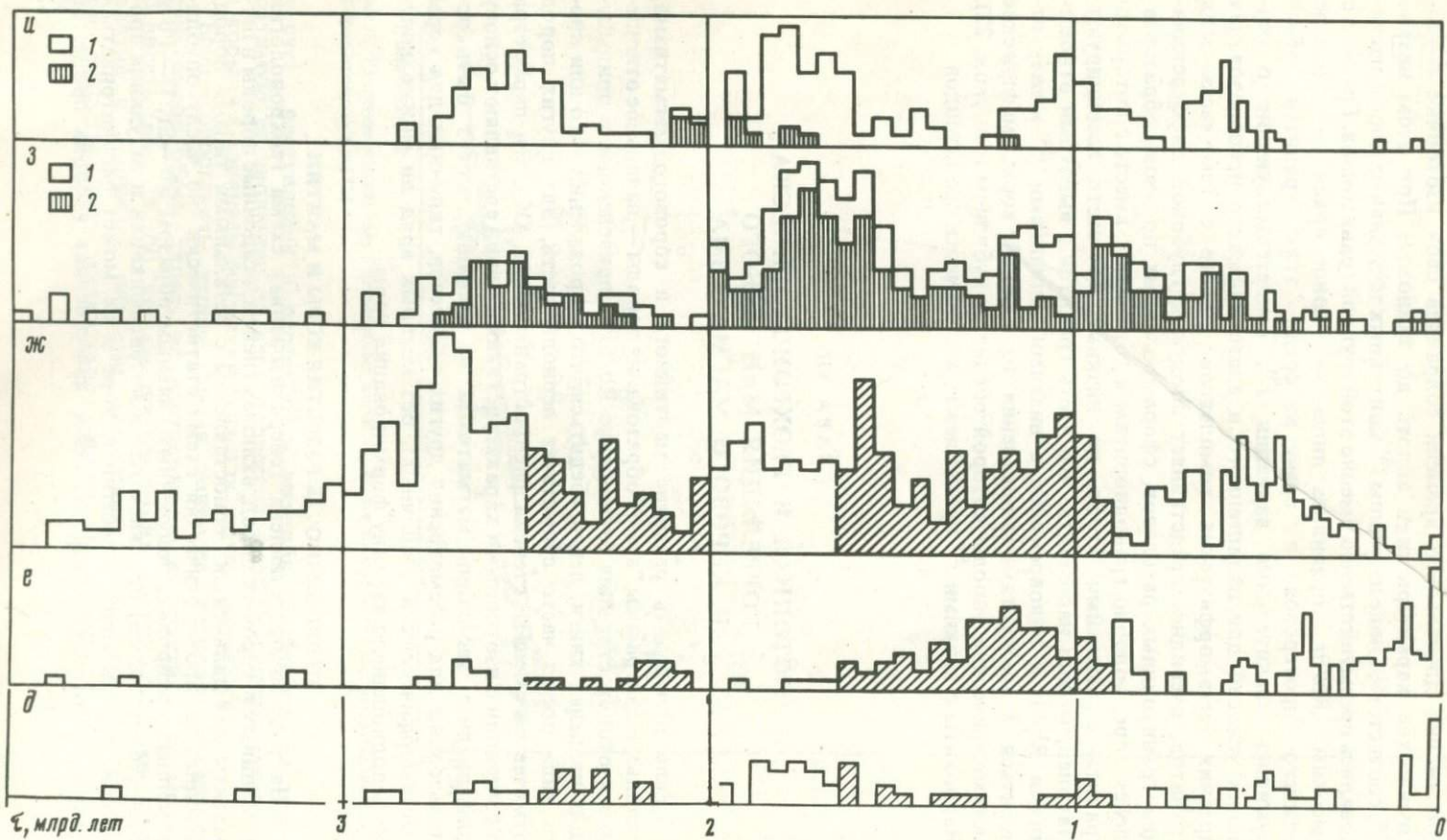
ГЛАВА VII

ИЗОТОПНАЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ МАНТИЙНОГО И КОРОВОГО МАГМАТИЗМА

Если проследить развитие мантийного и корового магматизма, используя диаграммы "время образования породы — начальное отношение изотопов стронция (отношение Rb/Sr)", приведенные в предыдущих разделах книги, легко убедиться, что в проявлении того или иного типа пород часто существует периодичность, для других пород отмечается смена в степени распространенности. Оба эти параметра в сочетании с изотопными характеристиками пород составляют основу для анализа эволюции магматизма и, очевидно, могут быть использованы для рассмотрения других процессов, типичных для коры (метаморфических и осадочных), без которых вряд ли можно получить полноценную картину формирования коры.

ПЕРИОДИЧНОСТЬ РАЗВИТИЯ КОРЫ И МАНТИИ

На рис. 80 представлена генерализованная схема геохронологии мантийных и коровых пород, включая гнейсы, осадочные породы и пегматиты для дальнейших сопоставлений с остальными типами пород. Сводная геохронологическая схема статистически (по числу опубликованных датировок, полученных главным образом Rb—Sr, U—Pb и Sm—Nd методами) отражает этапы интенсификации и затухания процессов, протекавших в мантии и коре и не может рассматриваться как количественная. Тем не менее качественная сторона процессов



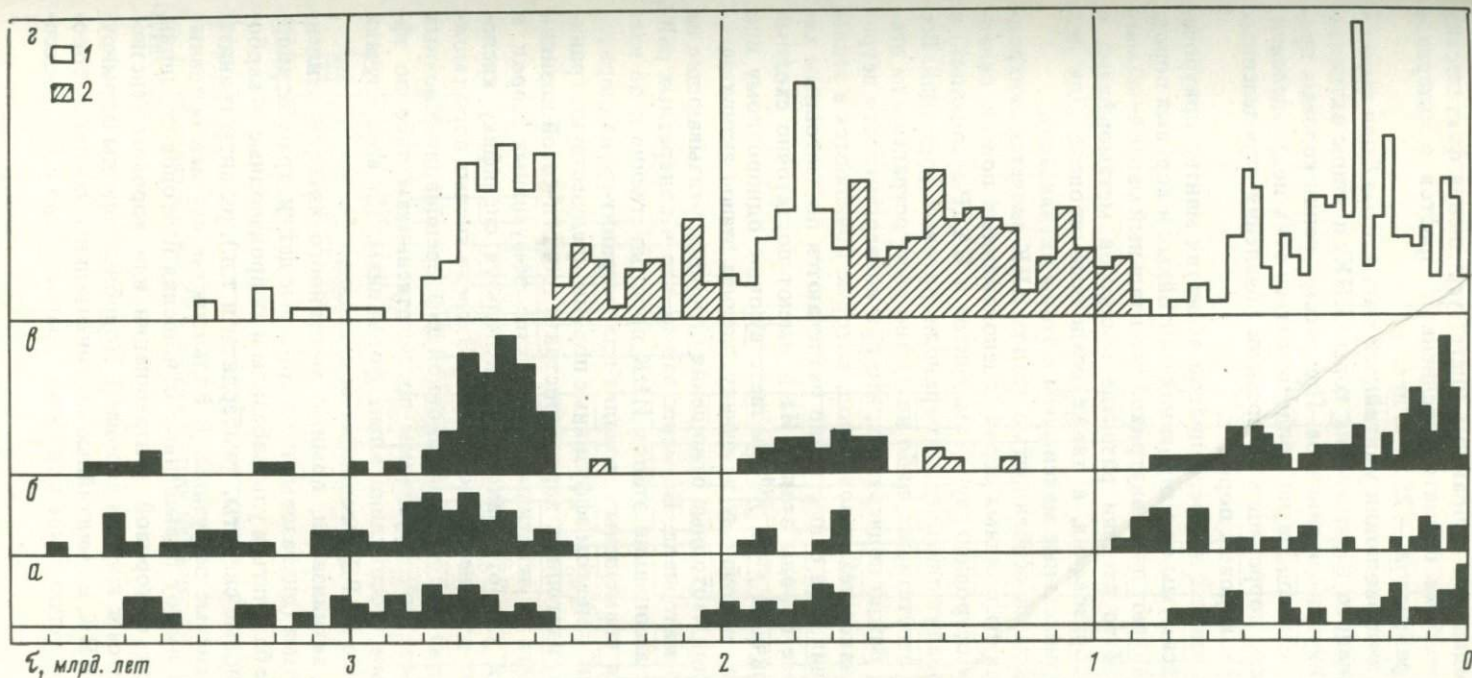


Рис. 80. Сводная геохронологическая диаграмма распространности пород мантийного и корового генезиса
а — коматииты и БАДР-ассоциации; *б* — тоналитовые и плагигранитные интрузии и гнейсы; *в* — гранодиоритовые интрузии и гнейсы (закрашено — этапы наращивания новой коры, штриховка — этапы активизации); *г* — граниты всех типов (здесь и далее — *д, е, ж*: 1 — этапы наращивания коры, ИНК, 2 — этапы активизации магматизма и метаморфизма); *д* — кислые эффузивные породы; *е* — континентальный мантийный магматизм — дайки долеритов и диабазов, дифференцированные основные и анортозитовые комплексы, траппы, щелочной базальтовый и ультраосновной магматизм; *ж* — гнейсы и гранулиты; *з* — осадочные породы и парагнейсы (1 — данные Rb—Sr, U—Pb, Sm—Nd методов, 2 — данные K—Ar метода); *и* — пегматиты (данные 1 — Rb—Sr, U—Pb и Sm—Nd методов, 2 — данные K—Ar метода)

достаточно очевидна при выбранном "шаге" усреднения фактических данных: для докембрия принято усреднение возрастов в интервале 50 млн. лет, для фанерозоя — 25 млн. лет.

Ранее при анализе эволюции мантийного магматизма были выделены этапы интенсивного наращивания коры (ИНК) и этапы активизации магматизма внутри континентов. При рассмотрении коровых процессов, очевидно, целесообразно придерживаться этих подразделений. Существуют четкие корреляции во времени появления определенных типов мантийных и коровых пород.

1. К главным этапам дифференциации вещества мантии приурочены и главные максимумы формирования мантийных и коровых пород. Исключение составляют лишь внутриконтинентальный мантийный магматизм и в какой-то степени развитие процессов метаморфизма и кислого гранитообразования, а также осадочный процесс. Для них характерны дополнительные максимумы в этапы активизации.

2. Наиболее важной особенностью этапов ИНК является синхронность образования эффузивных серий зеленокаменных поясов, складчатых областей и островных дуг (коматиитов и БАДР-ассоциаций) и формирования тоналит-плагиогранит-гранодиоритовых формаций. Все эти породы либо отсутствуют, либо ничтожно распространены на этапах активизации. Важно подчеркнуть, что при конвергентности петрохимических признаков тех типов пород, которые появляются в этапы ИНК и активизации, они существенно различаются по изотопным характеристикам: все породы этапов ИНК имеют достаточно сходные между собой величины f^{Sr} и f^{Nd} соответствующие однородному или слабо истощенному мантийному источнику, породы этапов активизации, как правило, имеют изотопные отношения стронция, указывающие на влияние корового материала. Не менее важно, что в конкретных районах эффузивные ассоциации этапов ИНК пространственно и по времени образования совмещены с тоналит-плагиогранит-гранодиоритовыми формациями, при этом эффузивные породы предшествуют гранитоидам. Сходство изотопных характеристик и геологической позиции позволяет говорить о генетическом родстве эффузивных пород и гранитоидов. Как уже отмечалось [8], используя специфику кислородных изотопных отношений и состава РЗЭ, среди кислых пород можно выделить продукты кристаллизационной дифференциации основных магм и палингенеза по эффузивным предшественникам либо по эффузивно-осадочным геосинклинальным формациям. Во всех случаях связь гранитоидов с БАДР-ассоциациями очевидна.

3. На этапах активизации, помимо мантийного внутриконтинентального магматизма (диабазовые и долеритовые дайки, траппы, анортозиты, щелочные базальты и ультрабазиты и их производные — карбонатиты и нефелиновые сиениты, кимберлиты и т.д.), развиты граниты разных типов и кислые эффузивы. В большинстве случаев основные и кислые породы имеют повышенные отношения изотопов стронция, свидетельствующие о коровой контаминации или коровом генезисе (последнее относится к кислым породам). Подобные породы формируются и на этапах ИНК, но мантийные континентальные основные породы занимают там подчиненное положение сравнительно с БАДР-ассо-

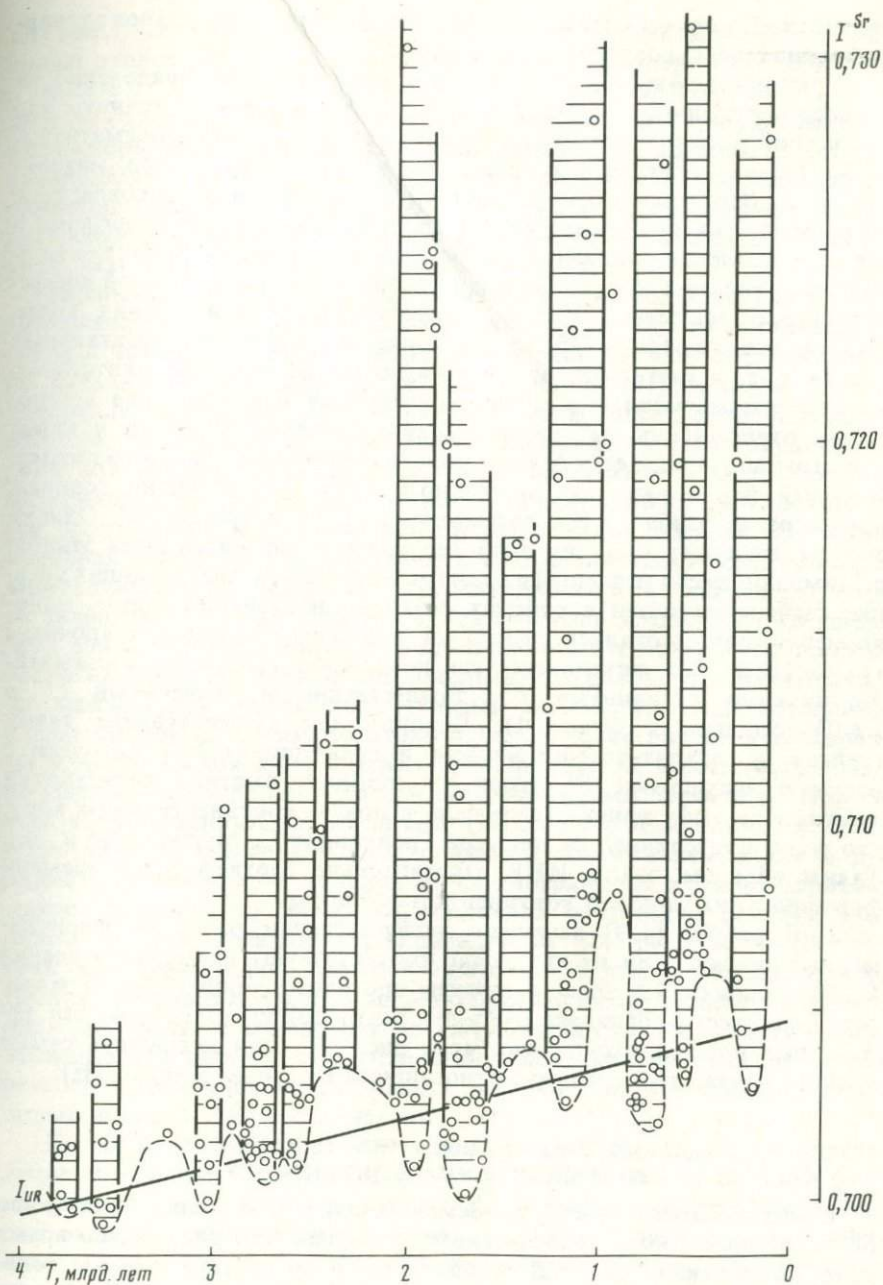


Рис. 81. Вариации величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в гнейсах в эпохи максимального развития метаморфических пород

циациями. Процессы метаморфизма и осадконакопления этапов активизации проявлены достаточно интенсивно.

Отмеченные закономерности геохронологической упорядоченности в распространенности пород разных типов позволяют уточнить ряд положений, касающихся эволюции мантийного и корового магматизма.

1. Тесная генетическая связь мантийного эффузивного материала и гранитоидов тоналит-гранодиоритового ряда и совпадение по времени с ними максимумов гранитообразования, метаморфизма и осадконакопления указывают на мощное параллельное развитие мантийных и коровых процессов, инициируемых внутримантийной дифференциацией вещества на этапах интенсивного наращивания коры. Как предполагается в [45], для подвижных внутриконтинентальных поясов, где, в частности, отмечается подобное развитие мантийного и корового магматизма, процессы разогрева и воздымания астеносферы ответственны за магматическую активность мантии и коры; при этом подчеркивается важная роль мантийного флюидного потока. В общей форме важность мантийного тепла для развития коровых процессов на этапах ИНК рассмотрена также в работе [10]. Однако следует выделить один из наиболее важных моментов этих этапов: помимо процессов метаморфизма и гранитизации, затрагивающих древние гнейсовые толщи в районах развития эффузивных пород, одновременно формировались гнейсы по молодым эффузивно-осадочным комплексам, что фиксируется по появлению гнейсов с чрезвычайно низкими величинами I^{Sr} , тождественными значениями I^{Sr} в БАДР-ассоциациях (рис. 81). Параллельное существование таких гнейсов и тоналит-плагогранитных и гранодиоритовых интрузий с низкими значениями I^{Sr} отражает процессы быстрой переработки мантийного эффузивного материала в новую континентальную кору, что ранее подчеркивал на примере Гренландии С. Мурбат [286 и др.]. Таким образом, этапы ИНК действительно соответствуют времени формирования молодой континентальной коры.

2. В работе [189] выделено четыре стадии развития зеленокаменных поясов. Три из них точно соответствуют времени появления БАДР-ассоциаций в архее и нижнем протерозое, одна (2,6—1,8 млрд. лет) фактически совпадает с этапом активизации, в котором эти эффузивные породы отсутствуют (см. рис. 80), если исключить самые крайние возрастные границы, относящиеся к разным этапам ИНК.

ОБ ИЗМЕНЕНИИ ИНТЕНСИВНОСТИ ВУЛКАНИЗМА И ТЕМПАХ РОСТА КОНТИНЕНТОВ

Существование в истории Земли длительных этапов, отчетливо обрисованных геохронологическими данными (см. рис. 80), во время которых развивались БАДР-ассоциации и сопутствующие им тоналит-гранодиоритовые формации, позволяет сделать определенные заключения о темпах наращивания коры [3]. Если пренебречь небольшими перерывами в эффузивной активности мантии внутри каждого из трех этапов (отражающими существование периодичности второго порядка), то длительность архейского этапа наращивания коры ($\geq 1,5$ —

1,3 млрд. лет) несколько превышает длительность двух более молодых этапов ($Prz_1 \sim 0,35$ и верхний рифей + фанерозой $\sim 0,8-0,9$, а вместе $\sim 1,1-1,2$ млрд. лет). По данным [78, 271, 273 и др.], к концу архейского этапа было сформировано от 27 до 85% массы коры. Если принять, что в архее создано 50—60% коры, то можно предполагать, что в среднем на два остальных этапа приходится примерно такая же масса вновь образованной коры, как и в архее. Тогда интенсивность роста коры в более молодые этапы в среднем была не ниже, чем в архее, и, возможно, даже выше.

Важным аргументом для оценки темпов развития коры может рассматриваться изменение массы эффузивного мантийного материала от архея к фанерозою. В ряде работ обращалось внимание прежде всего на базальтовый вулканизм. Так, А.Б. Ронов [61] приводит схему изменения площадей распространения важнейших групп пород во времени, на которой от докембрия к фанерозою резко сокращается доля лав (преимущественно основного состава) в областях эрозии материков. Однако в формировании новой коры, как указывалось выше при рассмотрении мантийного магматизма, главным образом участвовал материал БАДР-ассоциаций (вместе с коматиитами и базальтами в архее) зеленокаменных поясов, геосинклиналей и островных дуг, если не затрагивать самый ранний период в жизни Земли (4,5—4,0 млрд. лет), для которого надежная информация пока отсутствует. При ориентации на БАДР-ассоциации необходимо учитывать, что значительная их масса сразу же перерабатывалась в тоналиты, плагиограниты и гранодиориты. Таким образом, оценка темпов развития вулканизма и наращивания коры должна базироваться на комплексе данных по эффузивным породам и указанным гранитоидным формациям. Подобный количественный расчет никем не делался. Приближенное представление о роли гранитоидов с низким содержанием калия и рубидия (в основном — тоналитов, плагиогранитов и гранодиоритов) можно получить из диаграмм изменения отношения Rb/Sr и эволюции в них величин I^{Sr} , приведенных на рис. 78 и 79. Из этих рисунков видно, что при постоянстве геохимических и изотопных параметров частота встречаемости низкорубидиевых гранитоидов от архея к фанерозою не уменьшилась, а даже увеличилась. Можно заключить поэтому, что каких-либо существенных признаков резкого уменьшения интенсивности наращивания коры на более молодых этапах ИНК не отмечается.

Другой путь учета роли вулканизма в развитии коры — определение его влияния на осадкообразование. Этот вопрос в общей форме недавно рассмотрен в работе П. Тимофеева и др. [75], которые выделили четыре этапа. На раннем этапе, завершающемся верхним археем, по их мнению, существовали только вулканогенные мантийные источники. Для второго этапа (2,6—1,9 млрд. лет) подчеркивается важность материала гранитизации. Два более молодых этапа, описываемые в работе [75], включают периоды 1,9—0,57 млрд. лет и фанерозой. Для первого из них особо выделяется важность влияния основного магматизма и терригенных формаций. В фанерозое, по [61, 75], уменьшается роль ювенильного материа-

ла на фоне переотложения осадков и роста океанических бассейнов.

Итак, общий итог, базирующийся на данных по литологии и геохимии осадочных пород, сводится к тому, что роль вулканизма была определяющей только в архее и резко сократилась к фанерозою.

На первый взгляд подобный результат противоречит геохронологической систематике, приведенной на рис. 80. В действительности, при анализе источников осадочного материала в те или иные этапы, выделенные при литологических и геохимических исследованиях осадочных пород, не учитывался фактор переработки эффузивного материала в гранитоиды. Низкорубидиевые гранитоиды вместе с гранитами, образовавшимися по древним метаморфическим комплексам, суммировались. В этом, по-видимому, главная причина расхождения в выводах.

Можно подойти, однако, к оценке роли вулканизма в осадкообразовании и в формировании коры с иных позиций, используя другие аргументы. Обратимся к изотопному составу отдельных элементов океанической воды. В океанах на любых этапах развития коры суммируется и усредняется общий эффект от денудации континентов. Так как изотопный состав стронция и неодима БАДР-ассоциаций, тоналитов, плагиогранитов и гранодиоритов близок, а в среднем резко отличается от продуктов метаморфизма и гранитизации древних щитов и платформ (в первых изотопные отношения Sr и Nd близки или тождественны мантийным, во вторых — типично коровые), то продукты выветривания молодых эффузивных ассоциаций и им сопутствующих низкорубидиевых гранитоидов на том или ином этапе развития коры будут контрастны по изотопным параметрам материалу денудации метаморфических пород и гранитам, образованным по ним, а также древним осадочным породам. Таким образом, изменения изотопного состава элементов океанической воды во времени объективно отражает реально существовавшие соотношения между молодым вулканизмом мантии и древним континентальным материалом, продукты выветривания которых поступали в океан, были вскрыты в ту или иную эпоху. Следует подчеркнуть, говоря о вулканизме, что речь идет о континентальном или островодужном типах, вулканические аппараты которых возвышались над уровнем океана и могли подвергаться выветриванию. При гальмиролизе подводных базальтов существенного выноса стронция не происходит; напротив, часть стронция морской воды захватывается измененными породами [170].

Уже в первых работах, посвященных изучению изотопного состава стронция океанической воды фанерозоя [318], был обнаружен минимум отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатах юры и мела. В последние годы изотопный состав Sr и Nd изучен подробно [124, 322, 369, 370 и др.]. Отмечаются существенные различия для изотопного состава стронция и неодима, обусловленные разницей в геохимии обоих элементов в океане. Неодим, как и другие РЗЭ, обладает ничтожной растворимостью в морской воде, а стронций относится к группе элементов с максимальной растворимостью [11, 22]. Соответственно гомогенизация элементного (и изотопного состава Nd) РЗЭ в раз-

ных типах вод океана не достигается, изотопный состав неодинак различен в разных океанах; напротив, концентрация и изотопный состав стронция в океанической воде отличаются стабильностью ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7090-0,7091$). Таким образом, именно изотопный состав стронция удобен для реконструкции соотношений вулканогенного и древнего континентального материалов, существовавших в различные периоды роста коры и отражаемых в обобщенном виде изотопными характеристиками океанической воды.

Подобное использование величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ океанической воды наиболее эффективно, если увеличение содержания ^{87}Sr за счет распада ^{87}Rb воды существенно не влияло на отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и последнее преимущественно определялось терригенным сносом. В современной океанической воде среднее содержание $\text{Rb} = 0,2$ г/т и $\text{Sr} = 6$ г/т [22], что соответствует $\text{Rb}/\text{Sr} = 0,025$. Эта величина близка к средней мантийной ($0,03-0,031$). При существующем отношении Rb/Sr линия роста для $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ океанической воды почти не отличается от линии I_{UR} , что наиболее благоприятно для использования отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ воды как геохимического индикатора процессов денудации терригенного материала. Если отношение Rb/Sr в докембрийских океанах было близко к современному, то радиогенной добавкой ^{87}Sr вод можно пренебречь. В этой связи можно отметить, что в архейских океанах, источники терригенного сноса которых определялись преимущественно мантийным материалом, влияние радиогенного стронция воды не отмечается [370].

На рис. 82 показана кривая изменения изотопного состава океанической воды от архея до фанерозоя, построенная по данным [124, 369, 370], в сравнении с этапами и изотопными характеристиками БАДР-ассоциаций и сопутствующих им гранитоидов (и коматиитов — для архея). Как видно, для архейских вод свойственны отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, близкие к I_{UR} , а с этапа первой активизации, когда исчезают эффузивы с низкими I^{Sr} , изотопный состав океанических вод резко возрастает под влиянием материала континентального сноса. Однако при повторном появлении БАДР-ассоциаций возрастание изотопного отношения стронция в воде резко замедляется или исчезает. Аналогичная ситуация повторяется на последнем этапе ИНК с той лишь разницей, что здесь наблюдается двукратное резкое изменение изотопного состава стронция океанической воды (на рис. 82 показано стрелками). Итак, крупные изменения величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в водах океанов от архея до фанерозоя коррелируются с максимумами поступления материала БАДР-ассоциаций из мантии и развития по ним определенных типов гранитоидов. Изменения в изотопном составе вод столь значительные, что не оставляют сомнений о существенном вкладе вулканогенного вещества в состав коры на этапах ИНК. Судя по интенсивности изменения отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, в фанерозое роль вулканизма не уменьшилась, а напротив, увеличилась.

Изотопный состав серы океанической воды, подобно изотопам стронция, может быть индикатором интенсивности и времени поступления мантийного вулканического материала в океаны, хотя интерпретация данных по сере более сложна (из-за влияния бактериальной ре-

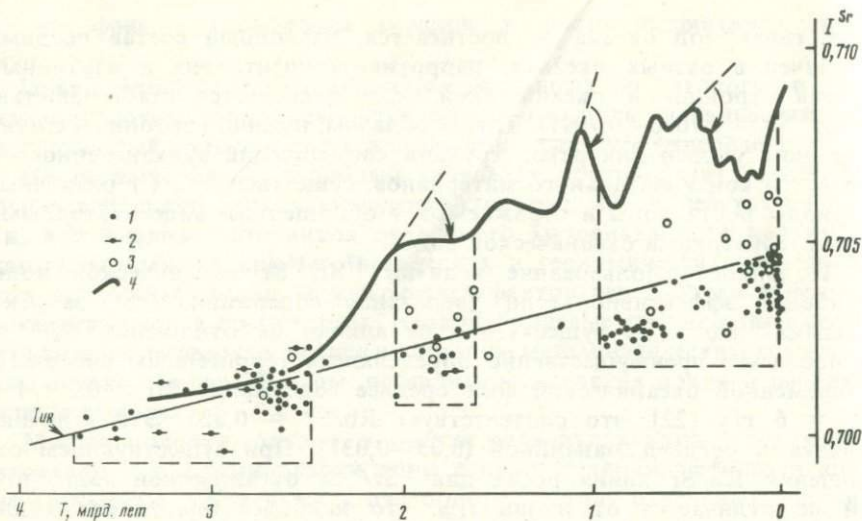


Рис. 82. Корреляция стронциевых изотопных характеристик океанической воды и БАДР-ассоциаций

1 — БАДР-ассоциации, тоналиты и плагиограниты, ассоциирующие с ними; 2 — гнейсы тоналитового состава; 3 — андезиты и более кислые эффузивные породы; 4 — линия изменения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океанической воде; стрелками показаны периоды резкого понижения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океанической воде

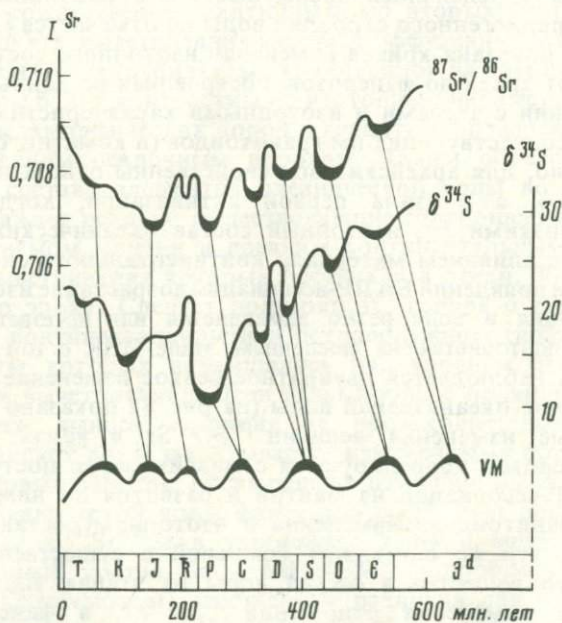


Рис. 83. Корреляция изотопного состава стронция и серы океанической воды с интенсивностью вулканизма в фанерозое VM — эпохи развития эффузивных БАДР-ассоциаций и сопутствующих им гранитоидов (тоналитов и гранодиоритов)

дукции и ряда других факторов). Как показывает корреляция изотопного состава стронция и серы (карбонатов и эвапоритов [139 и др.]) с эпохами формирования БАДР-ассоциаций и сопутствующих гранитоидов в фанерозое (рис. 83, по [27]), в пределах отдельных крупных этапов отмечается более тонкая периодичность, соответствующая геолого-тектоническим циклам: 1) существует симбатное изменение изотопных характеристик стронция и серы, подчеркивающее преобладающее значение вулканогенного фактора и для изотопов серы океанической воды; 2) при этом минимумы величин отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $\delta^{34}\text{S}$, отражающие максимальное влияние мантийного компонента, смещены в воде относительно эпох оптимального развития БАДР-ассоциаций и тоналит-гранодиоритовых комплексов на разные интервалы времени (от 0 до 20—50 млн. лет), что, по-видимому, определяется вариациями в соотношении интенсивностей поступления и последующей денудации продуктов мантийного вулканизма в различные эпохи.

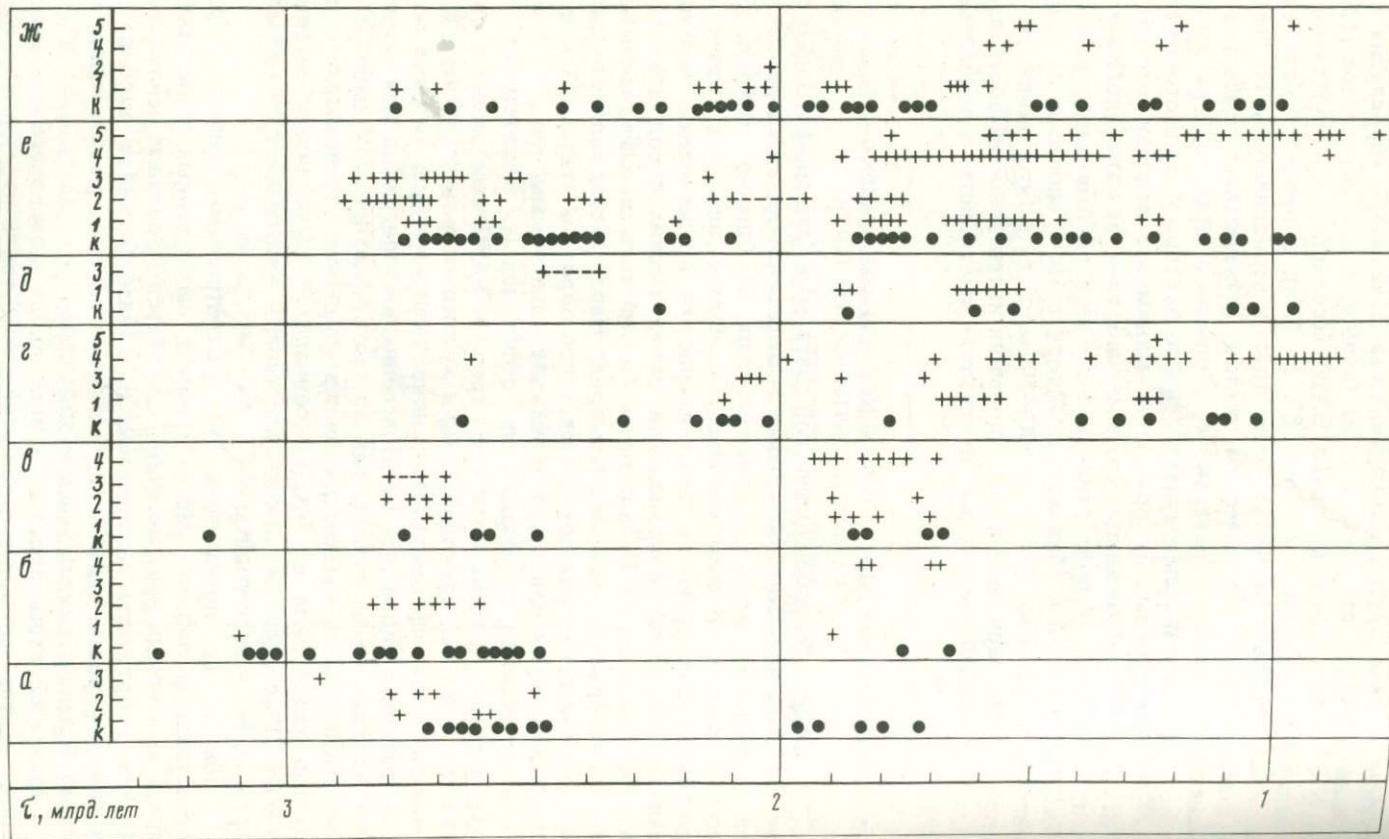
ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ ДОКЕМБРИЯ КАНАДЫ И БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Из сводной геохронологической диаграммы (см. рис. 80) нельзя сделать заключения, насколько выявленные закономерности периодичности в развитии коры, полученные при обобщении геохронологических данных по всем континентам, справедливы для конкретных регионов. Для проверки этого на рис. 84 представлены опубликованные данные по геохронологии магматических пород мантийного и корового генезиса Канадского и Балтийского щитов (для сопоставимых интервалов времени докембрия). Наблюдается полная аналогия во времени появления почти всех типов пород на этапах ИНК и активизации, характерных для обобщенной диаграммы:

— в архейских ассоциациях на обоих щитах присутствуют примерно в одни и те же интервалы времени БАДР-ассоциации и комайтиты, тоналиты, гранодиориты. В нижнепротерозойский этап ИНК на обоих щитах сформированы тоналитовые и гранодиоритовые интрузии; различие видно для БАДР-ассоциаций, описанных для протерозоя Канады, но не отмеченных по геохронологическим данным для Балтийского щита. Распространенность тоналитов и гранодиоритов (продуктов палингенеза по БАДР-ассоциациям) не оставляет сомнения, что БАДР-ассоциации должны существовать в интервале 2,0—1,65 млрд. лет и на Балтийском щите;

— оба этапа активизации на рассматриваемых щитах хорошо представлены полным набором пород, свойственных этим этапам: среди мантийных производных — дифференцированные основные интрузии, анортозиты, долеритовые и диабазовые дайки, карбонатиты и лампрофировые дайки и другие; среди пород корового генезиса — разнообразные граниты, кислые эффузивы.

Таким образом, в развитии мантийного и корового магматизма обоих щитов наблюдается большое сходство в эволюции петрохимических типов пород и возрастных интервалах их появления.



ДЕТАЛИЗАЦИЯ В ПРЕДЕЛАХ ОТДЕЛЬНЫХ ЭТАПОВ

Переход от этапов ИНК к этапам активизации отражает крупные изменения в тектоническом режиме и характере мантийного и корового магматизма. При значительной длительности отдельных этапов (сотни миллионов лет) естественно ожидать, что внутри каждого из них существовали более короткие тектоно-магматические циклы со сходными чертами развития тектоники и магматизма. Это в какой-то степени находит отражение в появлении нескольких максимумов для большинства пород на обобщенной геохронологической диаграмме (см. рис. 80). Еще более четко это видно при использовании геохронологической информации в сочетании с изотопными характеристиками пород (например, для гранитов, — см. [10], для гнейсов — см. рис. 81).

Хотя работы по уточнению некоторых рубежей геохронологической шкалы продолжаются, в целом для протерозоя и фанерозоя существует согласие между различными школами геохронологов. Этого нельзя сказать в отношении архейского этапа. Так, в раннем архее выделяется от одного до трех тектоно-магматических циклов, в позднем — тоже два—три [68, 79, 347 и др.], что свидетельствует либо о региональности такого подразделения, либо о неопределенности критериев. Нет обоснования также для границы перехода от раннего к позднему архею, хотя большинство исследователей предположительно относит ее к интервалу 2,9—3,0 млрд. лет.

Необходимость выделения двух крупных подразделений в архее диктуется не только геологическими соображениями, но и существованием двух мощных периодов дифференциации вещества верхней мантии, отражающих образование мантийных источников для БАДР-ассоциаций и высокорубидиевых толситов океанических областей, с одной стороны, и для щелочных магм — с другой (см. гл V). Чтобы получить более ясное представление о границе между нижним и верхним археем, рассмотрим подробнее мантийный магматизм архея.

Ввиду отрывочности геохронологической информации по эффузивному и интрузивному магматизму архея необходимо использовать данные по метаморфическим породам и гранитоидам. Опираясь на возраст и величины Rb/Sr этих пород, можно восстановить время формирования их магматических предшественников, если построить линии развития от значений I^{Sr} рассматриваемых пород до пересечения с линией I_{UR} , как это показано на рис. 85. Обоснование подобного подхода к оценке модельных возрастов магматических предшественников базируется на следующем:

Рис. 84. Корреляция этапов развития магматических пород мантийного и корового генезиса в пределах Канадского и Балтийского щитов по [19, 54, 59, 86, 77, 390, 347, 366, 383 и др.]

a — зеленокаменные пояса (коматииты и БАДР-ассоциации); *b* — тоналитовые и плагиогранитные интрузии и гнейсы; *e* — гранодиориты; *z* — диабазовые и долеритовые дайки; *d* — кислые эффузивные породы; *e* — граниты (биотитовые, двуслюдяные, щелочные, а также кварцевые монзониты, чарнокиты и рапакиви); *ж* — основные и щелочные породы мантийного генезиса (габбро, дифференцированные основные и анортозитовые комплексы, нориты, лампрофировые дайки, карбонатиты, нефелиновые сиениты). К — Канадский щит; 1—5 — отдельные регионы Балтийского щита: 1 — Финляндия, 2 — Кольский полуостров, 3 — Карелия, 4 — Швеция, 5 — Норвегия

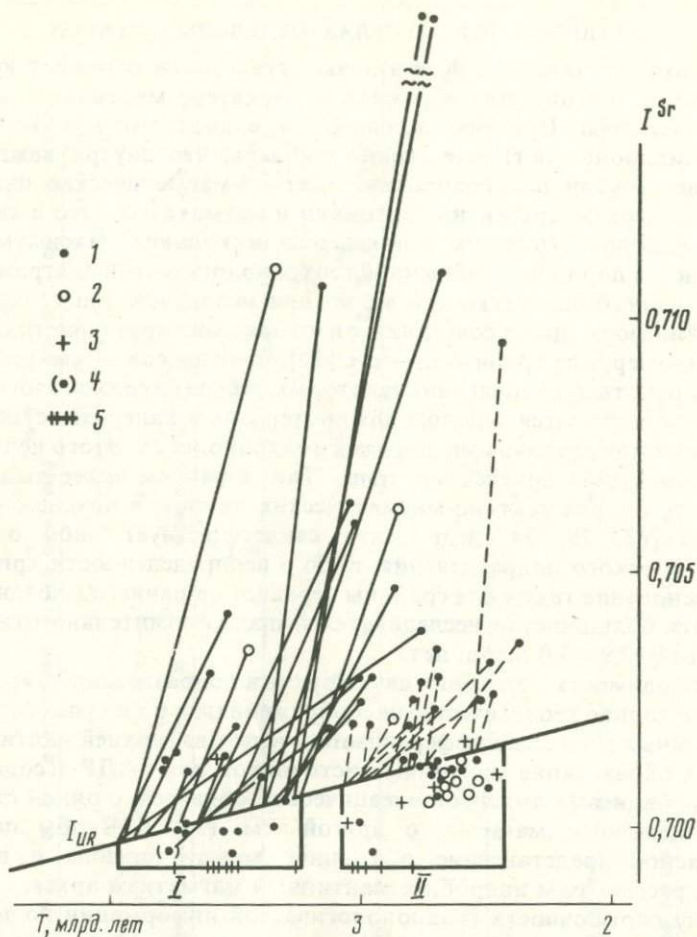


Рис. 85. Определение пограничной зоны между нижним (I) и верхним (II) археем по модельным оценкам возраста магматических предшественников гнейсов и гранитоидов, полученным по линии I_{UR}

1 — гнейсы; 2 — гранитоиды; 3 — основные эффузивы; 4 — предполагаемое значение I^{Sr} для гнейсов Индии, определенное по Sm—Nd возрасту пород [109]; 5 — оценки возраста коматиитов и БАДР-ассоциаций, гнейсов, полученные Sm—Nd методом [203 и др.]

1) для большинства гнейсов архея, как это отмечал уже на примере гнейсов Гренландии С. Мурбат [286], величины I^{Sr} особенно не отличаются от соответствующих значений I_{UR} , и при большой крутизне линий роста возможные отклонения времени метаморфизма от времени образования их мантийных предшественников не превышают 50—100 млн. лет.

2) из данных для коматиитов и эффузивной БАДР-ассоциации, приведенных на рис. 45, вполне очевидно, что величина I^{Sr} и I^{Nd} (ϵ_{Sr} и ϵ_{Nd}) мантийных магматических пород архея либо тождественны с I_{UR} и I_{CHUR} соответственно, либо указывают на образование магматических пород из зон верхней мантии, потеряв-

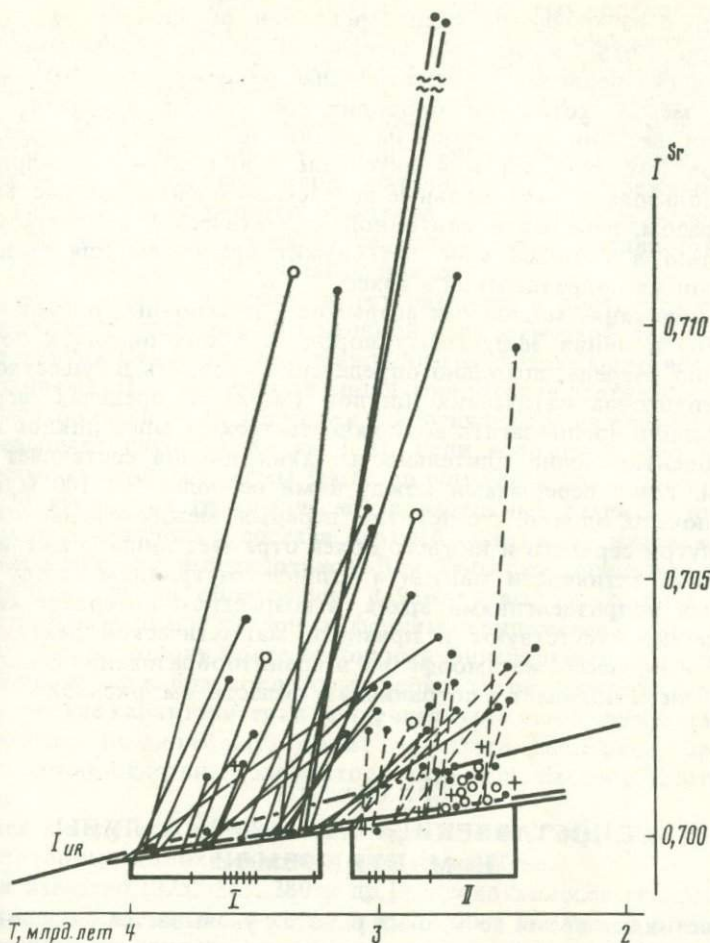


Рис. 86. Определение пограничной зоны между верхним и нижним археем по модельным возрастам магматических предшественников гнейсов и гранитоидов, полученным по линии максимальных отклонений величин I^{Sr} эффузивных пород архея от линии I_{UR} . Обозначения те же, что и на рис. 85

ших часть литофильных элементов (в этом случае величины $I^{Sr} < I_{UR}$ и линии роста для гнейсов и гранитоидов должны пересекать линию I_{UR} и доходить до уровня значений I^{Sr} , характерных для эффузивных пород архея).

Итак, возможны два варианта приближений к оценке возраста магматических мантийных пород архея. Данные, приведенные на рис. 85, представляют собой минимальные значения модельных возрастов магматических предшественников гнейсов и гранитоидов архея. Второй вариант нормирования — по величинам I^{Sr} эффузивных пород архея, показанный на рис. 86, дает максимальные значения модельных возрастов.

Как видно из обоих рисунков, совокупность модельных возрастов магматических предшественников метаморфических пород и гранитоидов

дов вместе с изохронными оценками времени образования эффузивных пород (по Rb/Sr и Sm—Nd методами) вполне объективно разделяется на два периода, соответствующие раннему и позднему архею, граница между которыми проходит примерно в интервале 3,30—3,10 млрд. лет при ориентации на минимальные значения модельных возрастов (см. рис. 85) и в интервале 3,30 (3,25)—3,12 млрд. лет, если использовать максимальные возрастные оценки (см. рис. 86). Таким образом, перерыв в мантийной магматической активности длительностью в 150—200 млн. лет служит критерием для выделения двух крупных подразделений в архее.

Группирование модельных возрастов и изохронных оценок вблизи линии I_{UR} и линии эффузивных пород на обоих рисунках позволяет, в свою очередь, довольно определенно говорить о существовании трех геолого-магматических циклов (эпох) в пределах верхнего архея и лишь предполагать возможность трех-четырех циклов в нижнем. Ориентировочно длительность таких циклов составляет 100—150 млн. лет с перерывами между ними не более 50—100 млн. лет. Не исключено, однако, что понятие "перерыв" между отдельными циклами внутри верхнего и нижнего архея отражает лишь снижение магматической активности мантии в отличие от границы между двумя крупными подразделениями архея, в возрастном интервале которой по существу отсутствуют и признаки магматической деятельности мантии, и процессы метаморфизма и гранитообразования (лишь одна точка гнейсов попадает в пограничную область, см. рис. 85).

ГЛАВА VIII СОПОСТАВЛЕНИЕ МАГМАТИЗМА ЛУНЫ И МАНТИИ ЗЕМЛИ

В настоящее время во многих работах указывается на вероятность получения более определенных представлений о ранних этапах дифференциации мантии и образования примитивной коры Земли (для периода 4,5—4,0 млрд. лет) и архея при поиске некоторых аналогий с этапами развития лунного магматизма, геохронология которых и особенности изотопных и геохимических соотношений достаточно подробно изучены. Подчеркивается общая для обеих планет стадия импактного преобразования поверхности при аккреции, возможность формирования аналогичных ассоциаций (анортозиты и др.) и т.д. Поэтому предлагается выделять "лунную стадию" в развитии Земли и ее магматизма [268 и др.].

Очевидно, прежде чем искать аналоги, необходимо четко представлять основные различия обеих планет. В предыдущих разделах книги указывалось, что Луна и Земля обогащены тугоплавкими элементами, но в разной степени. Рассматривая различия в химическом составе Земли и Луны, обратим внимание на две особенности. Прежде всего (и это касается последующей интерпретации изотопных данных) для Луны характерна более резкая потеря щелочных элементов,

в том числе рубидия, при сохранении хондритовых соотношений R3Э. Низкое лунное отношение Rb/Sr (см. табл. 4) определяет сравнительно узкий и небольшой диапазон вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ сравнительно с отношением $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Вторая особенность состава Луны в том, что ее мантия обогащена ураном и торием примерно в 2—4 раза больше (см. табл. 4) сравнительно с мантией Земли. Поэтому для Луны следует ожидать иной эволюции теплового режима, в частности гораздо более раннего разогрева и плавления ее недр и, быть может, более короткого периода магматической ее активности, чем на Земле (учитывая разницу в размере планет).

Не менее важное значение имеет различие в плотности планет и, как следствие, существование мощной перидотитовой поверхностной зоны в мантии Луны, представленной плагиоклазовыми минеральными ассоциациями. Плагиоклазовая фация перидотитов достигает примерно 200 км глубины на Луне, тогда как аналогичная фация в земной мантии не превышает глубины 50 км [13]. Если вспомнить, что наиболее глубинные мантийные магмы Земли поднимались примерно с глубины 200—250 км, то их геохимические и изотопные различия отражают изменение химического состава верхней мантии от плагиоклазовых до гранатовых фаций перидотитов. Для Луны при допущении сходства в диапазоне глубин образования с Землей все типы магм должны соответствовать плагиоклазовым фациям перидотитов и лишь изредка отклоняться в сторону более глубинных минеральных их ассоциаций. Расширенное поле плагиоклазовых перидотитов должно регулировать геохимические характеристики выплавляемых из этой зоны магм, и роль плагиоклаза, по-видимому, может оказаться решающей при перераспределении отдельных элементов между расплавами и остаточными фазами.

Имея в виду эти предварительные замечания, перейдем к систематике изотопных и геохимических данных на Луне.

Как известно [325, 363, 380 и др.] по совокупности геологических, петрохимических, геохимических и изотопных данных лунные породы разделяются на ранние материковые и поздние морские ассоциации. Материковые породы представлены дунитами, лерцолитами, троктолитами, норитами, анортозитами, высокоглиноземистыми (VHA) базальтами, KREEP-базальтами и другими, морские — включают разнообразные типы базальтов. Интервал формирования материковых пород — от 4,53 до 3,78 млрд. лет, морских — от 3,9 до 3,1 млрд. лет (рис. 87). Наиболее древние дуниты и троктолиты имеют I^{Nd} и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, сходное со средним для ахондритов. Последнее указывает на тождество состава R3Э Луны, Земли и хондритов. Что касается среднего отношения Rb/Sr Луны, то разные приемы расчета этой величины не привели к более или менее определенному значению (по данным [296, 332, 362], оно варьирует от 0,0055 до 0,0098, см. табл. 4), хотя очевидно, что отношение Rb/Sr в лунной мантии понижено относительно земной. Используя данные по величинам I^{Sr} материковых и морских пород, можно заключить, что I^{Sr} материковых разностей отвечают области повышенных величин, морских пород — пониженных I^{Sr} (см. рис. 87). Соответственно можно ожидать, что величины I^{Sr} для

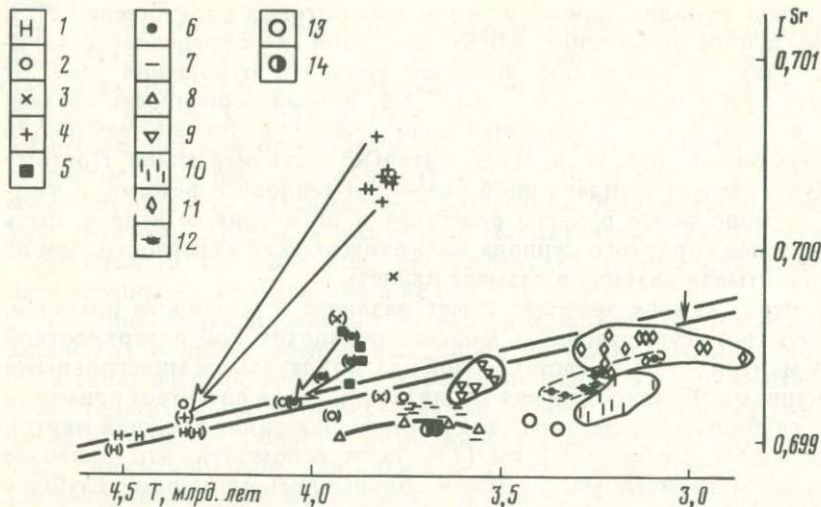


Рис. 87. Возраст и изотопные стронциевые характеристики лунного магматизма

1 — ранние материковые нориты, троктолиты и дуниты; 2 — анортозитовая серия; 3 — норитовые и анортозитовые брекчии; 4 — KREEP-базальты; 5 — аномальные (обедненные К, РЗЭ, Rb) базальты типа 14321 и 14053; 6 — VHA-базальты и Al-базальты; 7—14 — морские базальты: 7 — Аполло-17; 8 — Аполло-11 (низкокальциевые); 9 — Аполло-11 (высококальциевые); 10 — Аполло-12 (ильменитовые и плагноклазовые); 11 — Аполло-12 (оливиновые и рижонитовые); 12 — Аполло-15; 13 — Луна-16; 14 — Луна-24; в скобках изохронные возраста и I^{Sr} по породам; остальные точки — минеральные изохроны; стрелками показаны вероятные времена первичной генерации KREEP- и VHA-базальтов; I_{LUR} — линия среднемантийного лунного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, отвечающая отношению Rb/Sr = 0,0086

материковых пород лежат в области $I^{Sr} \geq I_{LUR}$, где I_{LUR} — среднемантийное значение для лунной мантии, а для морских пород — $I^{Sr} \leq I_{LUR}$. Таким образом, совокупность минимальных величин I^{Sr} материковых пород и максимальных I^{Sr} морских должно совпадать с I_{LUR} или быть близкими к I_{LUR} . Ориентируясь на это, можно попытаться оценить отношение Rb/Sr лунной мантии. Линия, проведенная через указанные значения I^{Sr} материковых и морских пород, соответствует отношению Rb/Sr = 0,0086 (см. рис. 87). Используя линию развития недифференцированной мантии Луны и совокупность изохронных оценок и модельных расчетов возрастов материковых пород Луны, можно констатировать несколько этапов лунного материкового магматизма (см. рис. 87): 4,51—4,46 млрд. лет — наиболее древний, совпадает с главным этапом аккреции; 4,36—4,33 млрд. лет, с которым связано образование дифференцированной серии железистых анортозитовых пород и KREEP-базальтов; 4,06 млрд. лет — формирования магнезиальных анортозитовых пород и VHA-базальтов; 3,9—3,8 млрд. лет — мощного метаморфизма материковых пород, связанный с завершением импактной стадии жизни Луны. За исключением последней "метаморфической" стадии, все остальные этапы, судя по совпадению величин I^{Sr} с линией I_{LUR} (см. рис. 87), отражают наращивание лунной материковой коры за счет вовлечения нового первично недифференцированного материала лунной мантии. Два более поздних этапа образования морских базальтов (3,9—3,5 и 3,4—3,1 млрд. лет) происхо-

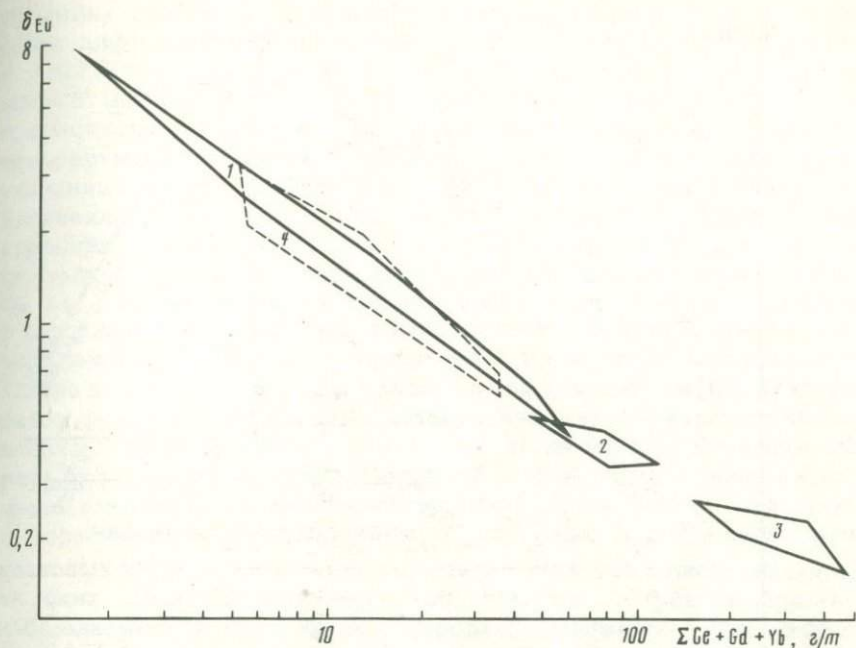


Рис. 88. Вариации концентрации РЗЭ и относительного содержания европия в материковых лунных породах по [222, 377 и др.]

1 — анортозитовая серия; 2 — VHA-базальты; 3 — KREEP-базальты; 4 — ранние нориты, дуниты и троктолиты

дили преимущественно из зоны, потерявшей часть некогерентных элементов при формировании более ранней материковой коры. Повторная активизация подобных областей мантии Луны имеет аналогию с генерацией зеленокаменных архейских поясов земной коры, имеющих $f^{Sr} \leq I_{UR}$ (см. рис. 44, 45). Таким образом, в существовании двух типов мантийных источников и заключается сходство в магматической активности обеих планет. Однако при конкретизации этих событий отмечаются определенные отличия. Во-первых, максимум корообразования на Луне приходится на ранние материковые этапы развития магматизма, с которыми связано появление главной массы коры; магматическая деятельность постепенно затухает к позднему морскому этапу. Для Земли активное развитие мантийного магматизма приурочено к архею и более молодым этапам ИНК. Таким образом, максимальный разогрев лунных недр осуществился гораздо раньше, что отражает влияние повышенной концентрации урана и тория в мантии Луны. Во-вторых, материковый и морской магматизм Луны отличается резкой дифференциацией РЗЭ (рис. 88), при этом изменение относительного содержания европия свидетельствует о ведущей роли плаггиоклаза в составе кристаллизующихся пород, определяющей резкие вариации содержания РЗЭ и δEu в сериях пород, включающих анортозитовые разности, VHA- и KREEP-базальты. В отличие от РЗЭ распространенность стронция в материковых породах этой группы отличается удивительным постоянством (см. рис. 89), указывающим, что

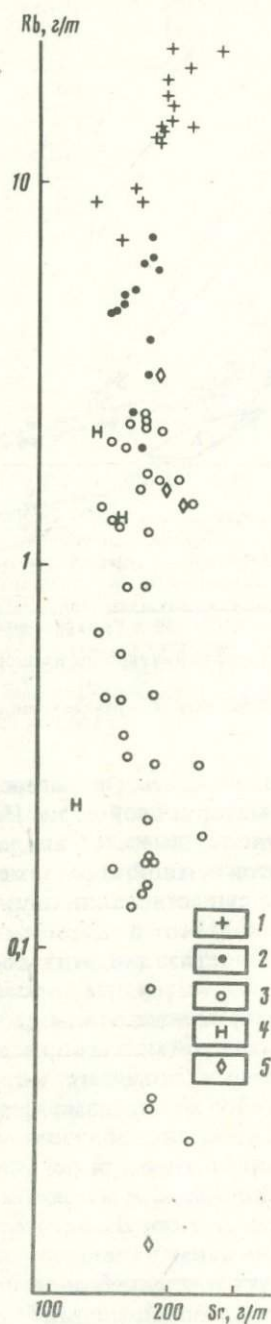


Рис. 89. Распределение Rb и Sr в материковых породах Луны

1 — KREEP; 2 — VNA; 3 — анортозитовая серия; 4 — древнейшие нориты, дуниты троктолиты; 5 — плагиоклаз из анортозитовой серии

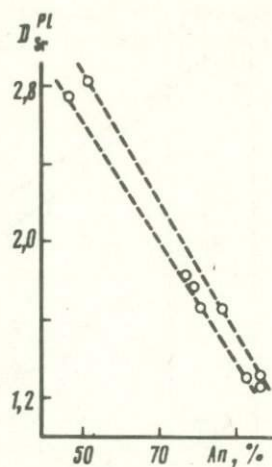


Рис. 90. Изменение коэффициента распределения стронция в плагиоклазах в зависимости от их основности по [320]

процессы фракционной кристаллизации, ответственные за возникновение дифференцированных серий анортозитовых пород и VHA- или KREEP-базальтов, а также за процессы выплавления исходных магм из мантии Луны, не влияли на распределение стронция. Поскольку плагиоклазы — единственные минеральные фазы, существенно концентрирующие стронций, а процессы фракционной кристаллизации в указанных сериях, прежде всего, обязаны вариациям в содержании плагиоклазов, то следует ожидать, что коэффициенты распределения стронция в плагиоклазах лунных пород близки к единице. Экспериментальные данные по величинам K_{Sr} (рис. 90) указывает на зависимость K_{Sr} от основности плагиоклазов: для наиболее основных разностей с содержанием анортитовой компоненты 83—97% отмечаются минимальные $K_{Sr} \sim 1,3$. В лунных породах материковой группы состав плагиоклазов варьирует от 93 до 98% анортитовой компоненты [65]. Таким образом, лунные плагиоклазы по составу точно отвечают варианту выплавления или фракционной кристаллизации, когда плагиоклазы выполняют роль буферной фазы, стабилизирующей концентрацию стронция в породах. И так, данные по европию и стронцию определенно свидетельствуют о формировании магм материковой ассоциации пород в зоне плагиоклазовых парагенезисов в лунной мантии. Для большинства базальтов морских областей величины концентрации стронция близки к наблюдаемым в материковых породах; отмечается также дефицит европия. Все это говорит в пользу образования многих морских базальтов (особенно ранних) на глубинах в условиях плагиоклазовых минеральных ассоциаций, но при повторном плавлении мантийных зон, потерявших часть европия.

Среди земных эффузивных архейских комплексов, а также пород более молодого возраста признаки выплавления из малоглубинных плагиоклазовых перидотитов верхней мантии существуют, но достаточно редки. Влияние плагиоклаза на перераспределение РЗЭ, особенно европия, отмечается в появлении базальтов, андезитов и других пород, с избытком или дефицитом европия: архейская андезитовая формация Мальями с $\delta Eu = 1,14$, архейские базальт-андезитовые толщи Абитибис с $\delta Eu = 0,65—0,68$ [147 и др.]. Более распространены в архейских комплексах базальты и коматиты из более глубинных зон выплавления в верхней мантии (без признаков фракционирования европия). То же касается и мантийных магм более молодого возраста.

Таким образом, большее разнообразие *P*, *T*-условий формирования мантийных магм на Земле определяет и большие вариации петрохимических типов пород, их геохимические различия.

В отличие от Луны, где максимум магматизма совмещен с этапом импактного метаморфизма, для земной мантии оба процесса разделены, и это придает свои черты дифференциации вещества верхней мантии и мантийному магматизму Земли в целом.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ процессов становления и развития изотопной и геохимической зональности мантии и коры, мантийного и корового магматизма, проведенный в предыдущих главах, позволил сделать определенные заключения о последовательности и интенсивности мантийных и коровых событий, характере генетических связей, отражающих разные стороны эволюции обеих оболочек и Земли в целом; были конкретизированы возможности корреляции изотопно-геохимической и геофизической информации. В заключение выделим наиболее важные положения рассматриваемой проблемы.

1. Исходный состав мантии. С помощью графического метода минимальных отношений элементов найдена распространенность ряда тугоплавких и легкоплавких элементов, в большинстве случаев с точностью, намного превышающей ранее опубликованные оценки для верхней мантии. Впервые доказано сходство состава редкоземельных элементов мантии и хондритов.

Обогащенность пород верхней мантии ураном, редкоземельными элементами, стронцием и гафнием и обедненность калием, рубидием и свинцом сравнительно с хондритами (в том числе и с углистыми) свидетельствует о формировании Земли из протопланетного вещества, претерпевшего дифференциацию. То же подтверждается и данными по геохимии Луны. Представление о существовании химической неоднородности в протопланетном облаке, из которого образовались планеты, согласуется с различием в соотношении пылевых и газообразных компонентов между внутренними планетами земной группы и планетами периферии Солнечной системы, а также с разницей в соотношении масс и объемов ядер и мантии среди планет земной группы.

В целом по распространенности тугоплавких и легкоплавких элементов состав Земли и ее мантии является промежуточным между составами хондритов и родительских тел ахондритов (см. рис. 1).

2. Способ образования Земли — гомогенная или гетерогенная аккреция. Проблема первичности или вторичности формирования мантии и ядра не решается однозначно на базе отмеченных особенностей элементного состава мантии. Очевидно только, что при первичном хондритовом составе Земли (отвергаемом данными по лерцолитам верхней мантии) гомогенный вариант аккреции не может быть реали-

зован. Это следует из разной степени накопления тугоплавких элементов в мантии (см. табл. 5) сравнительно с хондритами: в противном случае при выделении ядра мантия должна была обогащаться тугоплавкими элементами примерно в одинаковой мере. Иной, отличный от хондритов состав Земли и ее мантии допускает оба варианта аккреции. Поэтому необходимо привлекать другие аргументы.

Вероятно, ответ надо искать прежде всего в темпах энергетической разгрузки планеты. В моделях гомогенной аккреции основная роль в процессах дифференциации Земли, приводящих к образованию ядра и мантии, отводится реализации гравитационной энергии. Однако в существующих на этот счет гипотезах, подчеркивающих грандиозность процесса разделения на мантию и ядро, не учитывается вторая часть этого процесса — неизбежность образования соответствующих масс коры. Считается, что уже к концу архея ядро было сформировано и обладало свойствами, сходными с современным; как следствие предполагается, что и мантия, и главная масса коры были образованы также в конце архея. Существование отчетливой периодичности в наращивании континентальной коры, включающей несколько длительных этапов ИНК на протяжении известной истории Земли (от архея до фанерозоя) вполне определенно указывают на растянутость процесса дифференциации мантии и роста коры не менее чем на четыре миллиарда лет, что не согласуется с гипотезами вторичного быстрого образования мантии и ядра за счет механизма гравитационного перераспределения вещества планеты. Наиболее важное противоречие заключается в том, что темпы наращивания коры от архея к фанерозою не уменьшились и, скорее, возросли, если судить по площадям выходов пород соответственного возраста. Итак, интенсивность процессов перераспределения вещества между мантией и ядром, предполагаемая гипотезами гомогенной аккреции, и между мантией и корой не совпадает. Быть может, предпочтение, отдаваемое реализации гравитационной энергии, не обосновано и более важна роль других источников энергии.

Действительно, в малых планетах (Луна, прототела ахондритов), обогащенных радиоактивными элементами относительно Земли и хондритов, процессы дифференциации мантии и формирования коры произошли гораздо раньше и значительно более интенсивнее, чем на Земле. Они были менее длительными, менее растянутыми, чем на Земле. Следовательно, в Земле, обладающей существенно большими ресурсами гравитационной энергии, чем малые планеты, эффект дифференциации проявлен слабее. В этом еще одно противоречие с идеей развития вторичного ядра и мантии за счет гравитационной энергии.

В итоге, возникают большие сомнения в реализации механизма гомогенной аккреции для Земли. Хотя гипотеза гетерогенной аккреции на сегодня разработана слабее и обладает рядом противоречий в предположенных моделях, она более соответствует существующим за закономерностям в темпах и объемах развития сопряженной системы мантия—кора. Интенсивность дифференциации вещества мантии лучше согласуется с признанием ведущей роли, особенно на ранних этапах, радио-

активных источников энергии (в чем общность развития Земли и малых планет). Вместе с тем признаки поступления дополнительного материала из более глубоких частей мантии в ее верхнюю часть вместе с геофизическими данными о существовании пограничного слоя между нижней мантией и ядром, возникшего в ходе их взаимодействия, а также термодинамические расчеты о выделении тепла в ходе подобного процесса позволяют говорить о дополнительных энергетических ресурсах. Не менее важные аргументы в пользу этого можно видеть и в многоэтапности дифференциации вещества верхней мантии (см. рис. 80). Действительно, максимум выделения радиоактивной энергии приходится на архей, к которому приурочен один из самых длительных этапов наращивания новой коры за счет магматической активности мантии (около 1,5 млрд. лет). Однако абсолютный максимум прироста коры, как известно, приходится на последние 200—300 млн. лет верхнего архея (2,8—2,5 млрд. лет назад), когда было создано около половины архейской коры. Это означает, что, прежде чем подвергнуться столь солидному фракционированию, верхняя мантия испытала длительный разогрев в течение нижнего архея и, вероятно, еще дольше (т.е. не менее 0,8—1,0 млрд. лет). И это имеет принципиальное значение для понимания энергетики планеты, указывает на недостаточность разнообразных видов энергии, их суммарного воздействия для того, чтобы подвергнуть плавлению и дифференциации всю или почти всю массу верхней мантии, не говоря уж о массе всей мантии, на интервале времени от момента аккреции до верхнего архея.

Начиная с нижнего протерозоя вклад тепла радиоактивных источников резко сокращается, что должно было привести к сокращению интенсивности дифференциации вещества верхней мантии и активности мантийного магматизма, если радиоактивное тепло было единственным источником энергии. Однако этого не наблюдается. Существование в протерозое и фанерозое крупных этапов ИНК свидетельствует об обратном (см. рис. 80), подчеркивает необходимость участия других источников, скорее всего — химического тепла планеты [48].

3. Важнейшие процессы дифференциации вещества верхней мантии. Четыре крупных процесса определили эволюцию состава мантии и привели к современным изотопным и геохимическим соотношениям в разных ее частях.

Первый из них, роль которого была важна на самой ранней стадии формирования планеты, — метеоритная бомбардировка поверхности. Хотя вопрос о петрологическом и геохимическом эффекте ударной аккреции спорный, очевидно, важно прежде всего ее значение для создания первичной атмосферы.

Начиная с архея выплавление базальтовой компоненты из лерцолитовой мантии предстает наиболее важным процессом для образования дефицита и избытка концентрации литофильных элементов (с параллельным изменением петрохимического состава мантийной матрицы) в отдельных зонах мантии и комплементарного формирования дискретных порций коры. Процесс выплавления легкоплавкой части из

лерцолитовой мантии подчиняется вполне определенным петрологическим закономерностям, суть которых в уменьшении степени плавления с ростом глубины зарождения очагов. Потеря базальтовой составляющей в зоне плагноклазовых и шпинелевых минеральных фаций мантии (16—21%) существенно больше, чем на глубинах генераций щелочных магм (1—5%). Это ведет в итоге к возникновению геохимических вариаций в вертикальном разрезе верхней мантии, если она была вовлечена в процессы частичного плавления. Со времени геохимическая неоднородность переходит в изотопно-геохимическую. При этом наиболее глубинные части верхней мантии будут наименее дифференцированы, оптимально близки к исходному среднему составу мантии. Если ранняя дифференциация верхней мантии произошла в архее, то повторное плавление зон, потерявших с базальтовой составляющей часть литофильных элементов, должно сопровождаться появлением в протерозое и фанерозое некоторых вариаций изотопных параметров (ϵ_{Sr} , ϵ_{Nd} и др.) как в пределах одного и того же типа пород, так и между разными петрохимическими группами.

Третий процесс, вызывающий изменение изотопных и геохимических характеристик мантийных зон и генерируемых из них магм, — натриевый мантийный метасоматоз. Флюидный перенос литофильных элементов из нижних в верхние горизонты мантии создает, по-видимому, наиболее динамичную картину в распределении элементов в некоторых участках верхней мантии и, как следствие, большие вариации изотопных параметров. Качественно сходный эффект, но значительно меньший по масштабу изменений элементных и изотопных отношений наблюдается при смешении магм разного состава.

Если выплавление базальтов и натриевый метасоматоз характеризуют перераспределение редких и петрогенных элементов внутри верхней мантии и между ней и корой, то глубинный калиевый метасоматоз, имеющий источником подстилающие верхнюю мантию массы переходной зоны и, возможно, нижней мантии, приводит к формированию участков верхней мантии, обогащенных калием, рубидием, легкими лантаноидами и другими элементами больших ионных радиусов. Их последующее плавление дает целую гамму щелочных базальтоидных и ультраосновных расплавов со специфическими значениями параметров ϵ_{Sr} и ϵ_{Nd} , соотношение которых иные, отличные от поля главной мантийной корреляции, свойственной продуктам плавления и дифференциации вещества верхней мантии разного возраста, не затронутого влиянием материала, поступившего из глубин мантии.

4. Процессы становления и развития континентальной коры в изотопно-геохимическом аспекте можно разделить на первичные и вторичные. Совокупность процессов, отражающих образование новой коры (внедрение мантийных эффузивных масс, их метаморфизм, частичная контаминация коровым материалом, плавление с формированием определенных типов гранитоидов), относится к первичным, соответствующим становлению молодой коры. Главная изотопная и геохимическая особенность всех этих процессов, объединяющая их, —

наследование в продуктах корового преобразования черт, свойственных исходным мантийным эффузивам. Все более поздние процессы, отражающие перераспределение элементов в ходе длительного существования вновь образованных участков коры, соответствуют дальнейшей эволюции таких зон под влиянием процессов, протекающих между нижней и верхней частями коры (гранитообразование в открытых системах), в осадочной оболочке и т.д. Контаминация более древним коровым материалом и другие процессы существенно искажают первичные мантийные характеристики некоторых зон новой коры, которые приобретают черты, свойственные зрелой континентальной коре: высокие I_{Sr}^R , обогащенность калием и т.д.

Особо следует обратить внимание на изотопные признаки выноса щелочных элементов из минералов эцлогитов и из массы некоторых гранулитов. Этому процессу удаления щелочных элементов из нижней коры соответствует комплементарное образование обогащенных калием и рубидием гранитоидов по метаморфическим матрицам разного состава в открытых системах с дополнительным привнесением щелочных элементов из нижней коры. Таким образом, существование процессов перераспределения элементов между нижней и верхней корой за счет флюидного переноса доказывается изотопными и геохимическими данными. Эти процессы, хотя распространены не повсеместно, но в подходящих геолого-тектонических обстановках играют важную роль в формировании соответствующих гранитоидов.

5. Наиболее спорной до сих пор была проблема роста континентальной коры. Изотопные, геохронологические и геохимические аргументы, приведенные в работе, впервые позволили однозначно доказать существование нескольких крупных этапов ИНК на протяжении от архея до фанерозоя, показать единство, временную и пространственную сближенность процессов выноса мантийного материала и его метаморфического (включая формирование гранулитовых фаций), осадочного и магматического преобразования в молодую континентальную кору.

6. Изотопно-геохимическая зональность верхней мантии и конвекция. В соответствии с представлениями современной теории тектоники плит причина горизонтальных движений океанических и континентальных плит связана с конвективными потоками в подстилающей мантии. Если это реально, то следует ожидать конвективное перемешивание вещества разных зон верхней мантии, его гомогенизацию. Но это не подтверждается изотопными и геохимическими исследованиями: в вертикальном разрезе верхней мантии отмечается отчетливая зональность по изотопно-геохимическим характеристикам с тенденцией понижения степени отклонения их от средних мантийных с увеличением глубины, отражающей уменьшение потери литофильных элементов в этом направлении, что, очевидно, связано с уменьшением степени плавления лерцолитового субстрата в наиболее глубоких частях верхней мантии.

Таким образом, назрела необходимость более внимательного и строгого сопоставления выводов и следствий, вытекающих из обширного изотопного и геохимического материала по породам океани-

ческого дна и островов, с результатами тектонических исследований и новейшими данными по геофизике планеты. Возможность связать современные движения и особенности мантийного и корового магматизма с докембрийскими этапами развития мантии и коры на базе изотопно-геохимических данных и геохронологической информации позволяет объективно, в историческом аспекте взглянуть на эволюцию оболочек, оценить место и роль перемещения плит в этом процессе.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Азбель И.Я.* Эволюция изотопных систем Земли. III. Модель, объединяющая Rb—Sr, Sm—Nd, U—Ne и K—Ar системы. — В кн.: Геохимия радиогенных изотопов на ранних стадиях эволюции Земли. М.: Наука, 1983, с. 218—228.
2. *Артюшков Е.В.* Геодинамика. М.: Наука, 1979. 327 с.
3. *Балашов Ю.А.* Интенсивность вулканизма мантии и темпы роста континентов (по изотопным данным). — Доклад на: 10-м Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии. — Геохимия 1985, N12, с. 1201—1211.
4. *Балашов Ю.А.* Отношение Rb/Sr и время образования зоны верхней мантии, являющейся источником для базальтов срединных океанических хребтов. — В кн.: IX семинар по геохимии магматических пород: Тез. докл. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1983, с. 7.
5. *Балашов Ю.А.* Изотопная неоднородность верхней мантии Земли. — В кн.: Геохимия радиогенных изотопов на ранних стадиях эволюции Земли. М.: Наука, 1983, с. 77—96.
6. *Балашов Ю.А.* Зависимость изотопных и геохимических характеристик палингенных гранитоидов от состава исходных гнейсов. — Геохимия, 1983, N 6, с. 787—797.
7. *Балашов Ю.А.* О времени формирования зоны мантийных источников базальт-андезит-дацит-липаритовых ассоциаций фанерозоя и докембрия. — В кн.: Проблемы изотопного датирования процессов вулканизма и осадкообразования: Тез докл. Всесоюз. совещ. Киев: Наукова думка, 1982, с. 54.
8. *Балашов Ю.А., Карпенко С.Ф., Филиппов Л.В.* Изотопы стронция, неодима, кислорода и редкоземельные элементы как индикаторы источников в эволюции гранитоидного магматизма. — Геохимия, 1982, N 12, с. 1705—1717.
9. *Балашов Ю.А.* Эволюция изотопной неоднородности верхней мантии Земли. — Геохимия, 1979, n 12, с. 1767—1783.
10. *Балашов Ю.А.* О сопряженности корового и мантийного магматизма. — Докл. АН СССР, 1977, т. 236, N 4, с. 969—971.
11. *Балашов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.
12. *Барсуков В.Л.* Сравнительная планетология и ранняя история Земли. — Геохимия, 1981, N 11, с. 1603—1615.
13. *Барсуков В.Л., Назаров М.А., Тарасов Л.С.* Минералогия лунного вещества. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1979, т. 108, N 1, с. 1—14.
14. *Богданова С.В., Горохов И.М., Крылов И.Н., Варшавская Э.С., Мельников Н.И.* Rb—Sr возраст гранулитов Волго-Уральской области. — Докл. АН СССР, 1979, т. 244, N 3, с. 707—710.
15. *Борсук А.И., Цветков А.А., Чернышев И.В., Гольцман Ю.П., Баирова Э.Д.* Изотопный состав стронция в магматических породах Командорских островов. — Докл. АН СССР, 1983, т. 268, N 6, с. 1444—1447.
16. *Бужайте М.И., Виноградов В.И., Кулешов В.И., Покровский Б.Р., Савельев А.А., Савельева Г.И.* Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала. М.: Наука, 1983. 181 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 376).
17. *Верховский А.Б., Юргина Е.К., Суцеская Н.М., Балашов Ю.А., Ляликов А.В., Шуколюков Ю.А.* благородные газы и изотопы Sr в двух типах базальтов Срединно-Атлантического хребта (47° ю.ш. — 72° с.ш.). — В кн.: 10-й Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии: Тез. докл. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1984, с. 130.
18. *Верховский А.Б., Юргина Е.К., Шуколюков Ю.А.* Элементные и изотопные отношения ювенильных благородных газов. — Геохимия, 1983, N 11, с. 1559—1576.

19. *Ветрин В.Р., Бельков Е.И., Пушкарёв Ю.Д., Рюнгген Г.И., Шестаков Г.И.* Возраст гранитоидов обрамления Усть-Понойского массива (Кольский полуостров). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, N 4, с. 40—46.
20. *Виноградов А.П.* Образование металлических ядер планет. — Геохимия, 1975, N 10, с. 1427—1431.
21. *Виноградов А.П., Ярошевский А.А., Ильин Н.П.* Физико-химическая модель разделения элементов в процессе дифференциации вещества мантии. — Геохимия, 1970, N 4, с. 389—402.
22. *Виноградов А.П.* Введение в геохимию океана. — М.: Наука, 1967. 215 с.
23. *Виноградов В.И., Лейтес А.М., Буякитте М.И., Покровский Б.Г.* Rb—Sr система в породах Олекмо-Каларского анортозитового массива и его северного обрамления. — Докл. АН СССР, 1983, т. 273, N 2, с. 445—446.
24. *Волобуев М.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И., Воробьев И.В.* Свинцово-изотопная геохронология докембрийских метаморфических комплексов юго-западного ограничения Сибирской платформы. — В кн.: Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1980, с. 14—30.
25. *Галимов Э.М., Банникова Л.А., Барсуков В.Л.* О веществе, сформировавшем верхнюю оболочку Земли. — Геохимия, 1982, N 4, с. 473—489.
26. *Гликсон А.* Стратиграфия и эволюция первичных и вторичных зеленокаменных комплексов. Данные по шитам южного полушария. — В кн.: Ранняя история Земли/Пер. А.К. Запольнова и др.; Под ред. К.О. Кратца. М.: Мир, 1980, с. 264—285.
27. *Гриненко В.А., Балашов Ю.А.* О корреляции изотопного состава серы и стронция в океанах фанерозоя с интенсивностью вулканизма. — В кн.: 10-й Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии: Тез. докл. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1984, с. 147.
28. *Гриненко В.А., Попов М.И.* Использование изотопного анализа серы, углерода и кислорода в связи с проблемой генезиса гранитов Пиринского массива (Южная Болгария). — В кн.: Советско-японский симпоз. по изотопной геологии: Тез. докл. Иркутск. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1983, с. 63—66.
29. *Гриненко В.А., Гриненко Л.Н.* Геохимия изотопов серы. М.: Наука, 1974. 274 с.
30. *Гроссман Л.* Химическое фракционирование в протопланетном облаке. — В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975, с. 89—96.
31. *Гутенберг Б.* Физика земных недр/Пер. О.Н. Силаевой и О.Г. Щаминой. Под ред. Ю.В. Ризниченко. М.: Иностран. лит., 1963. 263 с.
32. *Девирц А.Л., Балашов Ю.А., Карпенко С.Ф.* и др. Мантийное отношение D/N в бонинитах островных дуг. — В кн.: Методы изотопной геологии: Тез. докл. Всесоюз. школы-семинара. М.: ГЕОХИ, 1983, с. 63—65.
33. *Девирц А.Л., Лагутина Е.П., Уханов А.В., Филиппов А.Г.* D/N в серпентине из кимберлитовых трубок Якутии. — В кн.: 9-й Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии: Тез. докл. т. 1. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1982, с. 136—138.
34. *Дмитриев Л.В., Соболев А.В., Суцеская Н.М.* Условия формирования первичного расплава океанических толеитов и вариации его состава. — Геохимия, 1979, N 2, с. 163.
35. *Дмитриев Л.В., Уханов Л.В., Шараськин А.Я.* Петрохимические типы перидотитов мантии. — Геохимия, 1976, N 8, с. 1160—1166.
36. *Доусон Дж.* Кимберлиты и ксенолиты в них/Пер. Ф.В. Каминского; Под ред. В.С. Соболева. М.: Мир, 1983. 300 с.
37. *Журавлев Д.З., Цветков А.А., Чернышев И.В.* и др. Происхождение магм Алеутской и Курильской островных дуг по результатам изучения изотопных отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и распределения TR элементов. — В кн.: 9-й Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии: Тез. докл., т. 1. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1982, с. 12—14.
38. *Загружина И.А., Козубова Л.А., Мурина Г.А., Шергина Ю.П.* Первичный изотопный состав стронция некоторых рудоносных интрузивов востока СССР. — В кн.: Вопросы петрологии и металлогении Урала: Тез. докл. IV Уральской петрограф. конф., ч. 2. Свердловск, 1981, с. 18—19.
39. *Зайцев А.И., Ненашев Н.И., Ковальский В.В., Зольников Г.В., Никашов К.Н.* Изучение Rb—Sr системы кимберлитовых пород Якутии. — В кн.: Мантийные ксенолиты и проблемы ультраосновных магм: Тез. докл. Новосибирск, 1980, с. 56—58.
40. *Карпенко С.Ф., Шараськин А.Я., Балашов Ю.А., Ляликов А.В., Спиридонов В.Г.* Изотопные и геохимические

- критерии происхождения бонинитов. — Геохимия, 1984, N 7, с. 958—970.
41. Козарко Л.Н., Крамм У., Блэксланд А. и др. Возраст и происхождение щелочных пород Хибинского массива (изотопия рубидия и стронция). — Докл. АН СССР, 1981, т. 260, N 4, с. 1001—1004.
 42. Колесов Г.М. Распространенность редкоземельных элементов в основных типах каменных метеоритов. — Метеоритика, 1978, вып. 37, с. 112—128.
 43. Комаров А.Н., Жидков А.С., Дмитриев Л.В., Леонова Л.Л. О характере распределения урана в гипербазитах рифтовых зон Индийского океана. — Геохимия, 1973, N 2, с. 304—309.
 44. Кононова В.А., Донцова Е.И., Кузнецова Л.Д. Изотопный состав кислорода и стронция Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса и вопросы генезиса миаскитов. — Геохимия, 1979, N 12, с. 1784—1795.
 45. Коржаев М.Ю., Никишин А.М. Эволюция флюидного режима астеносферного выступа и стадийность магматизма, метаморфизма и металлогении внутриконтинентальных линейных подвижных поясов. — Докл. АН СССР, 1983, с. 273, N 2, с. 415—418.
 46. Кулешов В.Н. Изотопный состав и источник вещества пород Ковдорского массива. — В кн.: 9-й Всесоюз. симпозиум по стабильным изотопам в геохимии: Тез. докл., т. I. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1982, с. 171—172.
 47. Кулешов В.Н., Илупин И.П. Изотопный состав углерода и кислорода цементирующей массы кимберлитов Якутии. — В кн.: 8-й Всесоюз. симпозиум по стабильным изотопам в геохимии: Тез. докл. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1980, с. 48—49.
 48. Кусков О.Л., Хитаров Н.И. Термодинамика и геохимия ядра и мантии Земли. М.: Наука, 1982. 278 с.
 49. Ламберт Р.Ст.Дж. Архейские тепловые режимы, температуры коры и верхней мантии и поэтапная модель эволюции Земли. — В кн.: Ранняя история Земли / Пер. А.К. Запольнова и др.; Под ред. К.О. Кратца. М.: Мир, 1980, с. 367—379.
 50. Ланда Э.А., Шергина Ю.П., Мурина Г.А., Краснова Н.И. Изотопный состав стронция в апатитах и апатитоносных породах карбонатитовых комплексов. — Докл. АН СССР, 1982, т. 264, N 6, с. 1480—1482.
 51. Литвиновский Б.А. Влияние мантийного вещества на состав гранитоидных магм. — Геохимия, 1983, N 7, с. 981—996.
 52. Масловская М.Н., Костровицкий С.И., Лепин В.С., Колосницина Т.И., Павлова Л.В., Владимирова Б.М., Брандт С.Б. Rb—Sr возрастное исследование кимберлитовой трубки "Удачная". — Докл. АН СССР, 1978, т. 242, N 1, с. 203—206.
 53. Мауцхуса Ю., Курасова Х., Уджикэ О. Исследование изотопов кислорода и стронция третичных вулканических пород из провинции Ситуги, юго-западная Япония: возможная изотопная гетерогенность мантийного источника и последующая коровая контаминация. — В кн.: Советско-японский симпозиум: Тез. докл. Иркутск. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1983, с. 40—43.
 54. Миц М.В., Соботович Э.В., Цюнь О.В. Свинцово-изохронное датирование горных пород Мурманского блока и его обрамления (Кольский полуостров). — Изв. АН СССР, сер. геол., 1982, N 10, с. 5—17.
 55. Мурина Г.А., Шергина Ю.П., Лебедев П.Б., Козубова Л.А. Rb—Sr возраст и геохимические особенности интрузивного магматизма раннего этапа активизации в северо-западном Забайкалье. — В кн.: Геохронология гранитоидов Монголо-Охотского пояса. М.: Наука, 1980, с. 32.
 56. Овчинников Л.Н., Кондрашкова Г.И. Некоторые вопросы Rb—Sr геохимии и геохронологии. — В кн.: Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1980, с. 3—13.
 57. Плюсин Г.С., Сандимирова Г.Б., Смирнов В.М. и др. Сравнительное изучение K—Ar и Rb—Sr возраста гранитоидов Забайкалья и Монголии. — В кн.: Геохронология гранитоидов Монголо-Охотского пояса. М.: Наука, 1980, с. 14—32.
 58. Пушкарев Ю.Д. Геохимия изотопов стронция, свинца и неодама в связи с эволюцией системы кора—мантия. — В кн.: Геохимия радиогенных изотопов на ранних стадиях эволюции Земли. М.: Наука, 1983, с. 97—150.
 59. Пушкарев Ю.Д., Кравченко Э.В., Шестаков Г.И. Геохронологические реперы докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 136 с.
 60. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли / Пер. Г.И. Денисовой, М.Е. Меркуловой и Г.Н. Соколовой; Под ред. М.А. Богомолова и Т.И. Фроловой. М.: Недра, 1981. 584 с.

61. Ронов А.Б. Осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1980. 78 с.
62. Ронов А.Б., Ярошевский А.А. Новая модель химического строения земной коры. — Геохимия, 1976, N 12, с. 1766—1795.
63. Руб М.Г., Гладков Н.Г., Павлов В.А., Руб А.К., Тронева Н.В. Щелочные элементы и стронций в рудоносных (Sp, W, Ta) дифференцированных магматических ассоциатах. — Докл. АН СССР, 1983, т. 268, N 6, с. 1463—1467.
64. Рябой В.З. Структура верхней мантии территории СССР по сейсмическим данным. М.: Недра, 1979. 246 с.
65. Сандомирский П.А., Брусков В.В., Рождественская И.В. Рентгенографическое и рентгеноструктурное исследование плагиоклазов лунного реголита, доставленного автоматическими станциями "Луна-16", "Луна-20" и "Луна-24". — Геохимия, 1982, N 10, 1433—1439.
66. Сафронов В.С., Витязев А.В., Маева С.В. Проблемы начального состояния и ранней эволюции Земли. — Геохимия, 1978, N 12, с. 1763—1769.
67. Сафронов В.С. Длительность процессов формирования Земли и планет и ее роль в их геохимической эволюции. — В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975, с. 624—629.
68. Семхатов М.А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 300 с.
69. Соболев Н.В., Галимов Э.М., Ивановская И.Н., Ефимова Э.С. Изотопный состав углерода алмазов, содержащих кристаллические включения. — Докл. АН СССР, 1979, т. 249, N 5, с. 1217—1220.
70. Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 184 с.
71. Срываев Н.А., Сандмирова Г.П., Кутявич Э.П. и др. О возрасте двупроксеновых гранитоидов Татарниковского комплекса северо-западного Прибайкалья. — В кн.: Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1980, с. 101—110.
72. Суцеская Н.М., Дмитриев Л.В., Соболев А.В. Петрохимический критерий классификации закалочных стенок океанических толстов. — Докл. АН СССР, 1983, т. 268, N 6, с. 1475—1477.
73. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
74. Термодинамические свойства индивидуальных веществ. М.: Наука, 1982. Т. IV. Кн. 2, с. 406—454.
75. Тимофеев П.П., Холодов В.И., Хворова И.В. Эволюция процессов осадконакопления на континентах и в океанах. — Литология и полезные ископаемые, 1983, N 5, с. 3—23.
76. Толстихин И.Н., Азбель И.Я., Головачевская И.В. Эволюция изотопных систем Земли. I. Данные изотопной космохимии и геохимии, определяющие характер эволюции изотопных систем, начальные и граничные условия. — В кн.: Геохимия радиогенных изотопов на ранних стадиях эволюции Земли. М.: Наука, 1983, с. 179—207.
77. Тугаринов А.И., Бибикина Е.В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М.: Наука, 1980. 130 с.
78. Тугаринов А.И., Бибикина Е.В. Эволюция химического состава земной коры. — Геохимия, 1976, N 8, с. 1151—1159.
79. Тугаринов А.И., Войткевич Г.В. Докембрийская геохронология материков. М.: Недра, 1966. 387 с.
80. Фор Г., Пауэлл Дж. Изотопы стронция в геологии / Пер. Е.В. Бибикиной; Под ред. В.Л. Барсукова. М.: Мир, 1974. 214 с.
81. Шараськин А.Я., Закариадзе Г.С. Особенности развития магматизма при формировании котловин и островных дуг Филиппинского моря. — В кн.: Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамических режимов островных дуг. М.: Наука, с. 210—221.
82. Щербак Н.П., Бартницкий Е.Н., Луговая И.П. Изотопная геология Украины. Киев: Наукова думка, 1981. 246 с.
83. Шуколюков Ю.А. Радиогенные изотопы ксенона и ранняя дегазация Земли. — В кн.: Геохимия радиогенных изотопов на ранних стадиях эволюции Земли. М.: Наука, 1983, с. 242—256.
84. Ян Б.-М., Найкуст Л.Э. Эволюция коры в системе ранняя Земля—Луна. Ограничения, вытекающие из Rb—Sr исследований. — В кн.: Ранняя история Земли / Пер. А.К. Запольнова и др.; Под ред. К.О. Кратца. М.: Мир, 1980, с. 63—86.
85. Яниши А.Л., Монин А.С. О тектонике раннего протерозоя. — Докл. АН СССР, 1984, т. 277, N 1, с. 175—177.
86. Aberg G. Precambrian geochronology of south-eastern Sweden. — Geol. fören Stockholm. förhandl., 1978, vol. 100, N 2, p. 125—154.
87. Aldrich L.T., Wetherill G.W., Tilton G.R., Davis G.L. Half life of ⁸⁷Rb. — Phys. Rev., 1956. vol. 103, N 8, p. 1045—1047.

88. *Allegre C.J., Staudacher T., Sarda P.* Constrains of evolution of Earth's mantle from rare gas systematics. — *Nature*, 1983, vol. 303, N 5920, p. 762—766.
89. *Allegre C.J., Hart S.R., Minster J.F.* Chemical structure and evolution of the mantle and continents determined by inversion of Nd and Sr isotopic data. II. Numerical experiments and discussion. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1983, vol. 66, p. 191—213.
90. *Allegre C.J., Condomines M.* Basalt genesis and mantle structure studied through Th isotopic geochemistry. — *Nature*, 1982, vol. 299, N 5878, p. 21—24.
91. *Allegre C.J., Shimizu N., Rousseeau D.* History of the continental lithosphere recorded by ultramafic xenoliths. — *Nature*, 1982, vol. 296, N 5859, p. 732—735.
92. *Allegre C.J., Mankes G., Richard P.* et al. Systematics of Sr, Nd and Pb isotopes in garnet lherzolite nodules in kimberlites. — *Geol. Surv. Open-File Rep.*, 1978, N 701, p. 10—11.
93. *Allegre C.J.* Comportement des systemes U—Th—Pb dans le manteau superieur et modele d'evolution de ce dernier en cours des temps geologiques. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1969, vol. 5, N 4, p. 261—269.
94. *Allsopp H.L., Nicolaysern L.O., Hahn-Weinheimer P.* Rb/K ratios and Sr isotopic compositions of minerals in eclogitic and peridotitic rocks. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1969, vol. 5, N 4, p. 231—244.
95. *Armstrong R.L., Nixon G.T.* Chemical and Sr-isotopic composition of igneous rocks from DEEP Sea Drilling Project Legs 59 and 60. — In: Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.), 1980, vol. 59, p. 719—727.
96. *Armstrong R.L., Cooper J.A.* Lead isotopes in island arcs. — *Bull. Volcanol.*, 1971, vol. 35, p. 27—63.
97. *Arndt N.T.* The separation of magmas from partially molten peridotite. — In: *Annu. rep. Dir. Geophys. Lab. Carnegie Inst.*, 1976—1977. Wash. (D.C.), 1977, p. 424—428.
98. *Arth J.G., Barker F., Peterman Z.E., Friedman J.* Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite-trondhjemite suite of southwest Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas. — *J. Petrol.*, 1978, vol. 19, pt 2, p. 289—316.
99. *Arth J.G., Hanson G.N.* Geochemistry and origin of the early Precambrian crust of northeastern Minnesota. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1975, vol. 39, N 3, p. 325—362.
100. *Artyushkov E.V., Sobolev S.V.* Mechanism of passive margins and inland seas formation. — In: *Studies in continental margin geology*/Ed. J.S. Watkins, C.L. Drake. 1982, p. 689—701. (*Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*; Vol. 34).
101. *Balashov Yu.A., Tugarinov A.I.* Abundance of rare-earth elements in the Earth's crust: Evidence for origin of granites and related sedimentary rocks. — *Geochem. J.*, 1976, vol. 10, N 2, p. 103—106.
102. *Barker F., Arth J.G., Peterman Z.E., Friedman J.* The 1,7-to-1,8 b.y. old trondhjemites of southwestern Colorado and northern New Mexico: Geochemistry and depths of genesis. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1976, vol. 87, N 2, p. 189—198.
103. *Barrett D.R.* The genesis of kimberlites and associated rocks; strontium isotopic evidence. — In: *Physics and chemistry of the Earth*. Oxford; New York: Pergamon press, 1975, vol. 9, p. 637—653.
104. *Barrett T.J., Friedrichsen H.* Strontium and oxygen isotopic composition of some basalts from Hole 504 B, Costa Rica Rift, DSDP Legs 69 and 70. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1982, vol. 60, N 1, p. 27—38.
105. *Barton J.M., Jr., Hunter D.R., Jackson M.P.A., Wilson A.C.* Rb—Sr age and source of the Bimodal Suite of the ancient gneiss complex, Swaziland. — *Nature*, 1980, vol. 283, N 5749, p. 756—758.
107. *Barton J.M., Jr., Doig R.* Sr-isotopic studies of the origin of the Morin anorthosite complex, Quebec, Canada. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1977, vol. 61, N 3, p. 219—230.
107. Basalt volcanism study project: Basalt volcanism on the terrestrial planets. N.Y.: Pergamon press, 1981. 1286 p.
108. *Basu A.R., Tatsumoto M.* Nd isotopes in ultrabasic-basic rocks and mantle evolution. — In: *Abstr. 5th Intern. conf. geochronol., cosmochronol., isotope geol.*, Japan, 1982. Nikko, 1982, p. 17—18.
109. *Basu A.R., Ray S.L., Saha A.K., Sarkar S.N.* Eastern Indian 3800-million year-old crust and early mantle differentiation. — *Science*, 1981, vol. 212, N 4502, p. 1502—1506.
110. *Basu A.R., Rubury E., Mehnert H., Tatsumoto M.* Sm-Nd, K-Ar, and petrologic study of some kimberlites from eastern United States and their implication for mantle evolution. — *Contrib.*

- Miner. and Petrol., 1984, vol. 86, N 1, p. 35—44.
111. *Basu A.R., Murthy V.R.* Ancient lithospheric lherzolite xenolith in alkali basalt from Baja, California. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1977, vol. 35, N 2, p. 239—246.
 112. *Batiza R., Johnson J.R.* Trace elements and isotopic evidence for magma mixing in alkalic and transitional basalts near the East Pacific Rise at 8°N. — In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Wash. (D.C.), 1980, vol. 54, p. 63—69.
 113. *Bell K., Blenkinsop J., Cole T.J.S., Menagh D.P.* Evidence from Sr isotopes for long lived heterogeneities in the upper mantle. — *Nature*, 1982, vol. 298, N 5871, p. 251—253.
 114. *Bessoles B., Trompette R.* Géologie de l'Afrique. — *Mém. Bur. rech. geol. et minières*, 1980, N 92, p. 1—318.
 115. *Birch F.* Speculations on the Earth's thermal history. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1965, vol. 76, N 2, p. 133—154.
 116. *Birck J.L., Allegre C.J.* Chronology and chemical history of the parent body of basaltic achondrites studied by the ⁸⁷Rb—⁸⁷Sr method. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1978, vol. 39, N 1, p. 37—51.
 117. *Blaxland A.B., Van Breemen O., Steenfelt A.* Age and origin of apgaitic magmatism at Ilimaussaq, south Greenland; Rb—Sr study. — *Lithos*, 1976, vol. 9, N 1, p. 31—38.
 118. *Bonatti E., Honnorez J., Ferrara G.* Peridotite-gabbro-basalt complex from the equatorial Mid-Atlantic Ridge. — *Philos. Trans. Roy. Soc. London A*, 1971, vol. 268, N 1192, p. 385—402.
 119. *Bor-ming J., Murthy V.R.* Rb—Sr ages of the Archean rocks from the Vermilion district, northeastern Minnesota. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1975, vol. 39, N 12, p. 1679—1689.
 120. *Brooks C., James D.E., Hart S.R.* Ancient lithosphere: Its role in young continental volcanism. — *Science*, 1976, vol. 193, N 4258, p. 1086—1094.
 121. *Brooks C., Hart S.R., Hofmann A., James D.E.* Rb—Sr mantle isochrons from oceanic regions. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1976, vol. 32, N 1, p. 51—61.
 122. *Bryan W.B., Frey F.A., Thompson G.* Oldest Atlantic seafloor: Mesozoic basalts from western North Atlantic margin and eastern North America. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1977, vol. 64, N 2, p. 223—242.
 123. *Bryan W.B., Thompson G., Frey F.A., Dickey J.S.* Inferred geologic settings and differentiation in basalts from the Deep Sea Drilling Project. — *J. Geophys. Res.*, 1976, vol. 81, N 23, p. 4285—4304.
 124. *Burke W.H., Denison R.E., Hetherington E.B.* et al. Variation of seawater ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr throughout Phanerozoic time. — *Geology*, 1982, vol. 10, N 10, p. 516—519.
 125. *Burwell A.D.M.* Rb—Sr isotope geochemistry of lherzolites and their constituent minerals from Victoria, Australia. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1975, vol. 28, N 1, p. 69—78.
 126. *Cahen L., Delhal J., Ledent D.* Chronologie de l'orogénese Quest-Congolienne (Pan-Africaine) et comportement isotopique de roches d'alcalinité différente dans la zone interne de l'orogène, au Bas-Zaïre. — *Ann. Soc. géol. Belg.*, 1976, vol. 99, N 1, p. 189—203.
 127. *Cameron W.E., McCalloch M.T., Walker D.A.* Boninite petrogenesis: Chemical and Nd—Sr isotopic constraints. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1983, vol. 65, N 1, p. 75—89.
 128. *Carlson R.W., Lugmair G.W.* 78236, a primary, but partially senile, lunar norite. — In: *Abstr. 11th Lunar and Planet. Sci. Conf.*, Houston (Tex.), 1980, pt 1; N.Y. etc., 1980, pt 1, p. 126—127.
 129. *Carswell D.A., Rice C.M.* The uranium content of garnet lherzolite xenoliths from kimberlites. — *Miner. Mag.*, 1980, vol. 43, N 330, p. 689—693.
 130. *Carter S.R., Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K.* Basalt magma sources during the opening on the North Atlantic. — *Nature*, 1979, vol. 281, N 5726, p. 28—30.
 131. *Carter S.R., Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K.* Continental volcanics derived from enriched and depleted source regions: Nd— and Sr-isotope evidence. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1978, vol. 37, N 3, p. 401—408.
 132. *Chappell B.W., White A.J.R.* Two contrasting granite types. — *Pacif. Geol.*, 1974, vol. 8, N 2, p. 173—174.
 133. *Chase C.G.* Oceanic island Pb: Two-stage histories and mantle evolution. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1981, vol. 52, N 2, p. 277—284.
 134. *Chauvel C., Jahn B.-M.* Nd—Sr isotope and REE geochemistry of alkali basalt from the Massif Central, France. —

- Geochim. et cosmochim. acta, 1984, vol. 48, N 1, p. 93—100.
135. *Chen C.-Y., Frey F.A.* Origin of Hawaiian tholeiite and alkalic basalt. — *Nature*, 1983, vol. 302, N 5911, p. 785—789.
 136. *Church S.E., Tatsumoto M.* Lead isotopic relations in oceanic ridge basalts from the Juan de Fuca-Gorda Ridge area, N.E. Pacific Ocean. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1975, vol. 53, N 4, p. 253—280.
 137. *Church S.E., Bausal B.M., Wiesmann H.* The distribution of K, Ti, Zr, U and Hf in Apollo-14 and 15 materials. — In: *The Apollo-15 Lunar samples/Ed. J. Chamberlin, C. Watkins.* Houston (Tex.): Lunar Sci. Inst., 1973, p. 210—213.
 138. *Claesson S., Pallister J., Tatsumoto M.* Somarium-neodymium data on two late Proterozoic ophiolites of Saudi Arabia and implications for crustal and mantle evolution. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1984, vol. 85, N 3, p. 244—252.
 139. *Claypool G.E., Holser W.T., Kaplan I.R.* et al. The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interrelation. — *Chem. Geol.*, 1980, vol. 28, N 3/4, p. 199—260.
 140. *Clayton R.N., Mayeda T.K.* Oxygen isotopes in carbonaceous chondrites and in achondrites. — In: *Abstr. 13th Lunar and Planet. Sci. Conf., Houston (Tex.)*, 1982, N.Y. etc., 1982, vol. 1, p. 117—118.
 141. *Cocker J.D., Griffin B.J., Muehlenbachs K.* Oxygen and carbon isotope evidence for seawater-hydrothermal alteration of the Macquarie Island ophiolite. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1982, vol. 61, N 1, p. 112—122.
 142. *Cohen R.S., O'Nions R.K.* Identification of recycled continental material in the mantle from Sr, Nd and Pb isotope investigations. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1982, vol. 61, N 1, p. 73—84.
 143. *Coleman R.G., Tatsumoto M., Coles D.G.* et al. Red Sea basalts. — *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1973, vol. 54, N 11, p. 1001—1002.
 144. *Collerson K.D.* Geochemistry and Rb—Sr geochronology of associated Proterozoic peralkaline and subalkaline anorogenic granites from Labrador. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1982, vol. 81, N 2, p. 126—147.
 145. *Condie K.C., Budding A.J.* Geology and geochemistry of Precambrian rocks of central and south-central New Mexico. — *N. Mex. State Bur. Mines and Miner. Resour. Mem.*, 1979, N 35, p. 1—56.
 146. *Condie K.C., Hunter D.R.* Trace element geochemistry of Archean granitic rocks from the Barberton Region, South Africa. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1976, vol. 29, N 2, p. 389—400.
 147. *Condie K.C., Baragar W.R.A.* Rare-earth element distributions in volcanic rocks from Archean greenstone belts. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1974, vol. 45, N 2, p. 237—246.
 148. *Condie K.C.* Archean magmatism and crustal thickening. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1973, vol. 84, N 9, p. 2981—2992.
 149. *Cooper J.A., Green D.H.* Lead isotope measurements on lherzolite inclusions and host basanites from Western Victoria, Australia. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1969, vol. 6, N 1, p. 69—76.
 150. *Cordani U.G., Iyer S.S.* Geochronological investigation on the Precambrian granulitic terrain of Bahia, Brazil. — *Precamb. Res.*, 1979, vol. 9, N 3/4, p. 255—274.
 151. *Cordani U.G., Delhal J., Ledent D.* Orogenesis super-process dans le Precambrien du Bresil Sud-Oriental. — *Rev. brasil. geocienc.*, 1973, vol. 3, p. 1—22.
 152. *Darbyshire D.P.F., Fletcher C.J.N.* A Mesozoic alkaline province in eastern Bolivia. — *Geology*, 1979, vol. 7, N 11, p. 545—548.
 153. *Dasch E.I., Green D.H.* Strontium isotope geochemistry of lherzolite inclusions and host basaltic rocks, Victoria, Australia. — *Amer. J. Sci.*, 1975, vol. 275, N 4, p. 461—469.
 154. *Davis D.W., Gray J., Cumming G.A., Baadsgaard H.* Determination of the ⁸⁷Rb decay constant. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1977, vol. 41, N 12, p. 1745—1750.
 155. *Davis P.A., Jr., Condie K.C.* Trace element model studies of Nyanzian greenstone belts, western Kenya. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1977, vol. 41, N 2, p. 271—277.
 156. *De Laeter J.R., Lewis J.D.* The age of the syenitic rocks of the Fitzgerald Peaks, near Norseman. — In: *Annu. rep. year 1977, Geol. Surv. West. Austral.* Perth, 1978, p. 51—70.
 157. *De Laeter J.R., Blockley J.G.* Granite ages within the Archean Pilbara Block, Western Australia. — *J. Geol. Soc. Austral.*, 1972, vol. 19, N 3, p. 363—370.
 158. *Del Moro A., Di S.P., Ghezzi C.* et al. Radiometric data and intrusive sequence in the Sardinian batholith. — *Neues Jb. Miner. Abh.*, 1975, Bd. 126, N 1, S. 28—44.

159. *Demaijff D., Fieremans M.* Strontium-isotopic geochemistry of the Mbuji Naji and Kundelungu kimberlites (Zaire, Central Africa). — *Chem. Geol.*, 1981, vol. 31, N 4, p. 311—323.
160. *De Paolo D.J.* Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and implications for crust formation and mantle evolution in the Proterozoic. — *Nature*, 1981, vol. 291, N 5812, p. 193—196.
161. *De Paolo D.J., Wasserburg G.J.* Neodymium isotopes in flood basalts from the Siberian Platform and inferences about their mantle sources. — *Proc. Nat. Acad. Sci. US*, 1979, vol. 76, N 7, p. 3056—3060.
162. *De Paolo D.J.* Nd and Sr isotope systematics of young continental igneous rocks. — *Geol. Surv. Open-File Rep.*, 1978, N 701, p. 91—93.
163. *De Paolo D.J., Wasserburg G.J.* The sources of island arcs as indicated by Nd and Sr isotopic studies. — *Geophys. Res. Lett.*, 1977, vol. 4, N 10, p. 465—468.
164. *De Paolo D.J., Wasserburg G.J.* Inferences about magma sources and mantle structure from variations of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. — *Geophys. Res. Lett.*, 1976, vol. 3, N 12, p. 743—746.
165. *De Paolo D.J., Wasserburg G.J.* Nd-isotopic variations and petrogenetic models. — *Geophys. Res. Lett.*, 1976, vol. 3, N 5, p. 249—252.
166. *Dickey J.S., Frey F.A., Hart S.R.* et al. Geochemistry and petrology of dredged basalts from the Bouvet triple junction, South Atlantic. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1977, vol. 41, N 8, p. 1105—1114.
167. *Dostal J., Capedri S.* Uranium in spinel peridotite inclusions in basalts from Sardinia. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1976, vol. 54, N 4, p. 245—254.
168. *Duncan R.A., Compston W.* Sr-isotopic evidence for an old mantle source region for French Polynesian volcanism. — *Geology*, 1976, vol. 4, N 12, p. 728—732.
169. *Echeverria L.M., Hofmann A.W.* Gorgona komatiites: Petrogenesis and relationship to other high-magnesium magmas. — In: *Annu. rep. of terrestrial magnetism yearbook, 1979—1980*. Wash. (D.C.), 1980, p. 447—452.
170. *Elderfield H., Gieskes J.M.* Sr isotopes in interstitial waters of marine sediments from Deep Sea Drilling Project cores. — *Nature*, 1982, vol. 300, N 5892, p. 493—497.
171. *Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K.* Rare-earth abundances in chondritic meteorites. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1978, vol. 42, N 8, p. 1199.
172. *Fisher D.E.* Homogenized fission track analysis of uranium in some ultramafic rocks of known potassium content. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1970, vol. 34, N 5, p. 640—634.
173. *Fleck R.J., Greenwood W.R., Hadley D.G.* et al. Rubidium-strontium geochronology and plate tectonic evolution of the southern part of the Arabian Shield. — *Geol. Surv. Open-File Rep.*, 1979, N 245, p. 1—105.
174. *Fletoher J.R., Rosman K.J.R., Trendall A.F., De Lacter J.R.* Variability of ϵ_{Nd} in geestone belts in the Archean of Western Australia. — In: *Abstr. 5th Intern. conf. geochronol., cosmochronol., isotope geol.*, Japan, 1982. Nikko, 1982, p. 100—101.
175. *Foland K.A., Loiselle M.C.* Oliverian syenites of the Pliny region, northern New Hampshire. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1981, vol. 92, N 4, pt 1, p. 179—188.
176. *Francis P.W., Moorbath S., Thorpe R.S.* Strontium isotope data for Recent andesites in Ecuador and North Chile. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1977, vol. 37, N 2, p. 197—202.
177. *Frey F.A., Prinz M.* Ultramafic inclusions from San Carlos, Arizona: Petrologic and geochemical data bearing on their petrogenesis. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1978, vol. 38, N 1, p. 129—176.
178. *Frey F.A., Haskin L.A., Haskin M.A.* Rare earth abundances in some ultramafic rocks. — *J. Geophys. Res.*, 1971, vol. 76, N 8, p. 2057—2070.
179. *Frey F.-A., Green D.H.* The mineralogy, geochemistry and origin of lherzolite inclusions in Victorian basanites. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1974, vol. 38, N 10, p. 1023—1059.
180. *Fronde D.O., Ireland T.R., Kinny P.D.* et al. Ion microprobe identification of 4,100–4,200 Myr-old terrestrial zircons. — *Nature*, 1983, vol. 304, N 5927, p. 616—618.
181. *Fullagar P.D., Butler J.R.* 325 to 265 M.y.-old granitic plutons in the Piedmont of the Southeastern Appalachians. — *Amer. J. Sci.*, 1979, vol. 279, N 2, p. 161—185.
182. *Futa K., Le Masurier W.E.* Nd and Sr isotopic studies on Cenozoic mafic lavas from West Antarctic: Another source for continental alkali basalts. — *Contrib.*

- Miner. and Petrol., 1983, vol. 83, N 1/2, p. 32—44.
183. *Flynn K.F., Glendenin L.E.* Half-like and beta spectrum of ^{87}Rb . — *Phys. Rev.*, 1959, vol. 116, N 3, p. 744—748.
 184. *Ganapathy R., Anders E.* Bulk compositions of the Moon and Earth, estimated from meteorites. — In: *Proc. 5th Lunar Sci. Conf., Houston (Tex.)*, 1974. N.Y. etc., 1974, vol. 2, p. 1181—1206.
 185. *Gancarz A.J., Wasserburg G.J.* Initial Pb of the Amitsoq gneiss, West Greenland, and implications for the age of the Earth. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1978, vol. 41, N 9, p. 1283—1301.
 186. *Garipey C., Ludden J., Brooks Ch.* Isotopic and trace element constraints on the genesis of the Faeroe lava pile. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1983, vol. 63, N 2, p. 257—272.
 187. *Gast P.W.* Upper mantle chemistry and evolution of the Earth's crust. — In: *History of the Earth's crust*/Ed. R. Phinney. Princeton: Univ. press, 1968, p. 15—27.
 188. *Gast P.W., Tilton G.R., Hedge C.E.* Isotopic composition of lead and strontium from Ascension and Gough Islands. — *Science*, 1964, vol. 145, N 3637, p. 1181—1185.
 189. *Grachev A.F., Fedorovsky V.S.* Nature and evolution of greenstone belts tectonic boundaries in the Precambrian lithosphere. — In: *Intern. symp. Precamb. crustal evolut. Abstr. Beijing*, 1983, p. 50.
 190. *Gray C.M., Goode A.D.T.* Strontium isotopic resolution of magma dynamics in a layered intrusion. — *Nature*, 1981, vol. 294, N 5837, p. 155—157.
 191. *Gray C.M.* Geochronology of granulite facies gneisses in the Western Musgrave Block, Central Australia. — *J. Geol. Soc. Austral.*, 1979, vol. 25, pt 7, p. 403—414.
 192. *Gray C.M., Papanastassion D.A., Wasserburg G.J.* The identification of early condensates from the solar nebula. — *Icarus*, 1973, vol. 20, N 2, p. 213—239.
 193. *Gray C.M., Papanastassion D.A., Wasserburg G.J.* Primitive $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in the Allende carbonaceous chondrite. — *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1973, vol. 54, N 4, p. 346.
 194. *Gray J., Cumming G.L., Lambert P.S.J.* Oxygen and strontium isotopic compositions and thorium and uranium contents of basalts DSDP 37 cores. — In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.)*, 1977, vol. 37, p. 607—611.
 195. *Green D.H.* Petrogenesis of Archean ultramafic magmas and implications for Archean tectonics. — In: *Precambrian plate tectonics*/Ed. A. Kröner. Amsterdam, Elsevier Sci. Publ., 1981, p. 469—475.
 196. *Green D.H.* Compositions of basaltic magmas as indicators of conditions of origin: Application to oceanic volcanism. — *Philos. Trans. Roy. Soc. London A*, 1971, vol. 268, p. 707—795.
 197. *Green D.H., Morgan J.W., Heier K.S.* Thorium, uranium and potassium abundances in peridotite inclusions and their host basalts. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1968, vol. 4, N 2, p. 155—166.
 198. *Griffin W.L., McGregor V.R., Nutman A. et al.* Early Archean granulite-facies metamorphism south of Ameralik, West Greenland. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1980, vol. 50, N 11, p. 59—74.
 199. *Grossman L., Ganapathy R.* Trace elements in the Allende meteorite. 1. Coarse-grained, Ca-rich inclusions. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1976, vol. 40, N 3, p. 331—344.
 200. *Gruan G., Glikson A.Y.* Komatiites of the Onverwacht Group, S. Africa: REE geochemistry, Sm/Nd age and mantle evolution. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1982, vol. 80, N 7, p. 197—205.
 201. *Halpern M.* Geological significance of Rb—Sr isotopic data of northern Chile crystalline rocks of the Andean orogen between latitudes 23° and 27° South. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1978, vol. 89, N 4, p. 522—532.
 202. *Hamet J., Nakamura W., Unruh D.M., Tatsumoto M.* Origin and history of the aedeumalate eucrite, Moama as inferred from REE abundances, Sm—Nd and U—Pb systematics. — In: *Proc. 9th Lunar and Planet. Sci. Conf., Houston (Tex.)*, 1978. N.Y. etc., 1978, p. 1115—1136.
 203. *Hamilton P.J., Evensen N.M., O'Nions R.K., Tarney J.* Sm—Nd systematics of Lewisian gneisses: Implications for the origin of granulites. — *Nature*, 1979, vol. 277, N 5691, p. 25—28.
 204. *Hamilton P.J., O'Nions R.K., Evensen N.M.* Sm—Nd dating of Archean basic and ultrabasic volcanics. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1977, vol. 36, N 2, p. 263—268.
 205. *Hansen K.* Systematic Sr-isotopic variation in alkaline rocks from West Green-

- land. — *Lithos*, 1981, vol. 14, N 3, p. 183—188.
206. *Harris C., Bell J.D., Atkins F.B.* Isotopic composition of lead and strontium in lavas and coarse-grained blocks from Ascension Island, South Atlantic. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1982, vol. 60, N 1, p. 79—85.
207. *Harris N.B.W.* The petrology and petrogenesis of some muscovite granite sills from the Barousse Massif, Central Pyrenees. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1974, vol. 45, N 3, p. 215—230.
208. *Hart R., Dymond J., Hogan L., Schilling J.G.* Mantle plume noble gas component is glassy basalts from Reykjanes Ridge. — *Nature*, 1983, vol. 305, N 5933, p. 403—407.
209. *Hart R., Dymond J., Hogan L.* Preferential formation of the atmosphere-sialic crust system from the upper mantle. — *Nature*, 1979, vol. 278, N 5700, p. 156—159.
210. *Hart S.R., Brooks C.* The geochemistry and evolution of Early mantle. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1977, vol. 61, N 2, p. 109—128.
211. *Hart S.R., Erlank A.J., Kable E.J.D.* Sea floor basalt alteration: Some chemical and Sr-isotopic effects. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1974, vol. 44, N 3, p. 219—230.
212. *Haskin L.A., Fray F.A., Schmitt R.A., Smith R.H.* Meteoritic, solar and terrestrial rare-earth distribution. — In: *Physics and chemistry of the Earth*. Oxford; New York: Pergamon press, 1966, vol. 7, p. 167—321.
213. *Hattori K., Krouse H.R., Campbell F.A.* The start of sulfur oxidation in continental environments: About 2.2×10^9 years ago. — *Science*, 1983, vol. 221, N 4610, p. 549—551.
214. *Hawkesworth C.J., Hammill M., Gledhill A.R., Calsteren P.* Isotopic and trace element evidence for late-stage intracrustal melting in the High Andes. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1982, vol. 58, N 2, p. 240—254.
215. *Hawkesworth C.J., Erlank A.J., Menzies M.A., Van Calsteren P.* Late Proterozoic lithosphere beneath South Africa: Isotope and trace element evidence from Karoo lavas and crustal and mantle xenoliths. — In: *Abstr. 5th Intern. conf. geochronol. cosmochronol., isotope geol.*, Japan, 1982. Nikko, 1982, p. 135—136.
216. *Hawkesworth C.J., Bickle M.J., Gledhill A.R.* et al. A 2.9—b.y. event in the Rhodesian Archean. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1979, vol. 43, N 2, p. 285—297.
217. *Hawkesworth C.J., Norry M.J., Roddick J.C.* et al. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and incompatible element variations in calc-alkaline andesites and plateau lavas from South America. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1979, vol. 42, N 1, p. 45—57.
218. *Hawkesworth C.J., O'Nions R.K.* The petrogenesis of some Archean Volcanic rocks from Southern Africa. — *J. Petrol.*, 1977, vol. 18, N 3, p. 487—520.
219. *Hawkesworth C.J., Norry M.J., Roddick J.C., Vollmer R.* $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios from the Azores and their significance in LIL-element enriched mantle. — *Nature*, 1979, vol. 280, N 5717, p. 28—31.
220. *Hedge C.E., Futa K., Engel C.G., Fisher R.L.* Rare earth abundances and Rb—Sr systematics of basalts, gabbro, anorthosite and minor granitic rocks from the Indian Ocean Ridge System, Western Indian Ocean. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1979, vol. 68, N 4, p. 373—376.
221. *Hedge C.E., Peterman Z.E.* The strontium isotopic composition of basalt from the Cordo and Juan de Fuca Rises, Northeastern Pacific Ocean. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1970, vol. 27, N 1, p. 114—120.
222. *Helmke P.A., Haskin L.A., Korotev R.L., Ziege K.E.* Rare earths and other trace elements in Apollo-14 samples. — In: *Proc. 3rd Lunar Sci. Conf.*, Houston (Tex.), 1972. N.Y. etc., 1972, vol. 2, p. 1275—1292.
223. *Hickey R.L., Frey F.A.* Geochemical characteristics of boninite series volcanics: Implications for their source. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1982, vol. 46, N 11, p. 2099—2115.
224. *Hoefs J., Faure G., Elliot D.H.* Correlation of $\delta^{18}\text{O}$ and initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in Kirkpatrick basalt on Mt. Falla, Transantarctic Mountains. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1980, vol. 75, N 1, p. 199—203.
225. *Horma H., Okamoto Y.* Oxygen isotopic variation in some granitic rocks of Japan. — In: *Abstr. 5th Intern. conf. geochronol., cosmochronol., isotope geol.*, Japan., 1982. Nikko, 1982, p. 152.
226. *Hudson T., Arth J.G.* Tin granites of Seward Peninsula, Alaska. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1983, vol. 94, N 6, p. 768—790.

227. *Hunecke J.C., Wasserburg G.J.* K—Ar evidence from Luna-20 rocks for Lunar differentiation prior to 4.51 AE ago. — In: Proc. 10th Lunar and Planet. Sci. Conf., Houston (Tex.), 1979. N.Y. etc., 1979, vol. 2, p. 598—600.
228. *Hurley P.M., Pinson W.H., Nagy B., Teska T.M.* Ancient age of the Middle Marker Horizon, Onverwacht Group, Swaziland Sequence, South Africa. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1972, vol. 14, N 2, p. 360—366.
229. *Hurley P.M.* Correction to: Absolute abundance and distribution of Rb, K and Sr in the Earth. — Geochim. et cosmochim. acta, 1968, vol. 32, N 9, p. 1025—1030.
230. *Hurst R.W.* Retrogenesis of the Conejo volcanic suite, southern California: Evidence for mid-ocean ridge continental margin interactions. — Geology, 1982, vol. 10, N 5, p. 267—272.
231. *Hutchison R.* Strontium and lead isotopic ratios, heterogeneous accretion of the Earth and mantle plumes. — Geochim. et cosmochim. acta, 1976, vol. 40, N 4, p. 482—485.
232. *Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.* Sm—Nd isotopic evolution of chondrites. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1980, vol. 50, N 1, p. 139—155.
233. *Jacobsen S.B., Wasserburg C.G.* A two-reservoir recycling model for mantle-crust evolution. — Proc. Nat. Acad. Sci. US, 1980, vol. 77, N 11, p. 6298—6302.
234. *Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.* The mean age of mantle and crustal reservoirs. — J. Geophys. Res., 1979, vol. 84, N B13, p. 7411—7427.
235. *Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.* Nd and Sr isotopic study of the Bay of Islands ophiolite complex and the evolution of the source of mid-ocean ridge basalts. — J. Geophys. Res., 1979, vol. 84, N B13, p. 7429—7445.
236. *Jaffey A.H., Flynn K.F., Glendenin L.E.* et al. Precision measurements of half-lives and specific activities of ^{235}U and ^{238}U . — Phys. Rev. C, 1971, vol. 4, p. 1889—1906.
237. *Jagoutz E., Dawson B., Spettel B., Wänke H.* Identification of early differentiation processes on the Earth. — В кн.: 27-й Междунар. геол. конгресс: Тез. докл. М.: Наука, 1984, т. 5, сек. 10, 11, с. 303—304.
238. *Jahn B.-M., Vidal P., Kroner A.* Multistage Archean crustal development in the Koitelainen Region, Northern Finland: Evidence from four chronometers (U—Pb, Sm—Nd, Rb—Sr, Pb—Pb) and REE geochemistry. — In: Abstr. 5th Intern. conf. geochronol. cosmochronol., isotope geol., Japan, 1982, Nikko, 1982, p. 170—171.
239. *Jahn B.-M., Gruan G., Glikson A.Y.* Komatiites of the Onverwacht Group, South Africa: REE geochemistry, Sm—Nd age and mantle evolution. — Contrib. Miner. and Petrol., 1982, vol. 80, N 1, p. 25—40.
240. *Jahn B.-M., Condie K.C.* On the age of Rhodesian greenstone belts. — Contrib. Miner. and Petrol., 1976, vol. 57, N 3, p. 317—330.
241. *James D.E.* Oxygen and strontium isotopic composition of Quaternary andesites from the Andes of SW Colombia. — In: Annu. Rep. Dir. Dep. Terr. Mag., 1979—1980. Wash. (D.C.), 1980, p. 452—455.
242. *Kagami H., Shuto K., Gorai M.* Consideration on the relation between the rock types of acid igneous rocks and their initial Sr-isotopic ratios. — J. Geol. Soc. Jap., 1976, vol. 82, N 10, p. 655—660.
243. *Kaneoka J.* Noble gas constraints on layered structure of mantle. — Nature, 1983, vol. 302, N 5910, p. 698—670.
244. *Kay R.W., Sun S.S., Lee-Hu C.-N.* Rb and Sr isotopes in volcanic rocks from the Aleutian Islands and Pribilof Islands, Alaska. — Geochim. et cosmochim. acta, 1978, vol. 42, N 2, p. 263—273.
245. *Kay R.W., Gast P.W.* The rare earth content and origin of alkali-rich basalts. — J. Geol., 1973, vol. 81, N 6, p. 653—682.
246. *Koyama J., Nakamura Y.* Re-examination of the Lunar seismic velocity structure based on the complete data set. — In: Proc. 10th Lunar and Planet. Sci. Conf., Houston (Tex.), 1979. N.Y. etc., 1979, pt 2m p. 685-687.
247. *Kyser T.K., O'Neil J.R., Carmichael J.S.E.* Genetic relations among basaltic lavas and ultramafic nodules: Evidence from oxygen isotope compositions. — Contrib. Miner. and Petrol., 1982, vol. 81, N 2, p. 88—102.
248. *Langworthy A.P., Black L.P.* The Mordor Complex: A highly differentiated potassic intrusion with kimberlite affinities in Central Australia. — Contrib. Miner. and Petrol., 1978, vol. 67, N 1, p. 51—62.
249. *Laughlin A.W., Brookins D.G., Kudo A.M., Causey J.D.* Chemical and strontium isotopic investigations of ultramafic inclusions and basalt, Bendera Crater, New

- Mexico. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1971, vol. 35, N 1, p. 107—113.
250. *Lawrence E.R., Wasserburg G.J.* Sm—Nd and Rb—Sr isotopic systematics of the Kempersai ultramafic complex, South Ural MTS, USSR. — В кн.: 27-й Междунар. геол. конгресс: Тез. докл. М., Наука, 1984, т. 5, сек. 10, 11, с. 256—257.
251. *Leeman W.P., Vitaliano C.J., Prinz M.* Evolved lavas from the Snake River Plain: Craters of the Moon National Monument, Idaho. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1976, vol. 56, N 1, p. 35—60.
252. *Le Roex A.P., Erlank A.J., Reid A.M.* et al. Trace element and isotopic variations in basaltic lavas from the southwest Indian Ridge: Implications for mantle heterogeneity. — In: *Abstr. generation of major basalt types*. Reykjavik, 1982, p. 14.
253. *Lewis J.S.* Consequences of the presence of sulfur in the core of the Earth. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1971, vol. 11, N 2, p. 130—134.
254. *Libby W.G., De Lacter J.R.* Rb—Sr geochronology of alkaline granitic rocks in the Eastern Goldfields Province. — In: *Annu. Rep. Geol. Surv. West Austral.*, 1980, Pert, 1981, p. 98—103.
255. *Liew T.C., McCulloch M.T., Page R.W.* et al. A Nd, Sr and U—Pb zircon isotopic study of the granitoid batholiths of Peninsular. — In: *Abstr. 5th Intern. conf. geochronol., cosmochronol., isotope geol.*, Japan, 1982, Nikko, 1982, p. 215—216.
256. *Lugmair G.W., Carlson R.W.* The Sm—Nd history of KREEP. — In: *Proc. 9th Lunar and Planet. Sci. Conf.*, Houston (Tex.), 1978. N.Y. etc., 1978, vol. 1, p. 689—704.
257. *Lugmair G.W., Marti K.* Sm—Nd—Pu timepieces in the Angra Dos Reis meteorite. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1977, vol. 35, N 2, p. 273—284.
258. *Lugmair G.W., Scheinin N.B., Marti K.* Sm—Nd age and history of Apollo-17 basalt 75075: Evidence for early differentiation of the lunar exterior. — In: *Proc. 6th Lunar Sci. Conf.*, Houston (Tex.), 1975. N.Y. etc., 1975, vol. 2, p. 1419—1429.
259. *Lugmair G.W.* Sm—Nd ages: A new dating method, abstract. — *Meteoritics*, 1974, vol. 9, N 4, p. 369.
260. *Machado N., Ludden J.N., Brooks C., Thompson G.* Finescale isotopic heterogeneity in the sub-Atlantic mantle. — *Nature*, 1982, vol. 295, N 5846, p. 226—228.
261. *MacGregor J.D., Basu A.R.* Thermal structure of the lithosphere: A petrologic model. — *Science*, 1974, vol. 185, N 4156, p. 1007—1011.
262. *Magaritz M., Whitford D.J., James D.E.* Oxygen isotopes and the origin of high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ andesites. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1978, vol. 40, N 2, p. 220—230.
263. *Manhes G., Allegre C.J., Dupre B., Hamelin B.* Lead isotope study of basic-ultrabasic layered complexes: Speculations about the age of the Earth and primitive mantle characteristics. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1980, vol. 47, N 3, p. 370—382.
264. *Manhes G., Allegre C.J., Dupre B., Hamelin B.* Lead-lead systematics "age of the Earth" and the chemical evolution of our planet in a new representation space. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1979, vol. 44, N 1, p. 91—104.
265. *Mason B.* *Meteorites*. — In: *Data of geochemistry* / Ed. M. Fleischer. 6th ed. Wash. (D.C.), 1979, chap. B. Cosmochemistry, pt 1, p. 1—123.
266. *Matsuhisa Y., Sasaki A., Shibata K., Ishihara S.* Source diversity of the Japanese granitoids: An O, S and Sr isotopic approach. — In: *Abstr. 5th Intern. conf. geochronol., cosmochronol., isotope geol.*, Japan, 1982, Nikko, 1982, p. 239—240.
267. *McCulloch M.T., Jaques A.L., Nelson D.R., Lewis J.D.* Nd and Sr isotopes in kimberlites and lamproites from Western Australia: An enriched mantle origin. — *Nature*, 1983, vol. 302, N 5907, p. 400—403.
268. *McCulloch M.T.* Identification of Earth's earliest differentiates. — In: *Abstr. 5th Intern. conf. geochronol., cosmochronol., isotope geol.*, Japan, 1982, Nikko, 1982, p. 244—245.
269. *McCulloch M.T., Chappell B.W., Hensel H.D.* Nd and Sr isotope relationships in granitic rocks of the Tasman fold belt Eastern Australia. — In: *Abstr. 5th Intern. conf. geochronol., cosmochronol., isotope geol.* Japan, 1982, Nikko, 1982, p. 246—247.
270. *McCulloch M.T., Perfit M.R.* $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and trace element constraints on the petrogenesis of Aleutian Island arc magmas. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1981, vol. 56, N 2, p. 167—179.
271. *McCulloch M.T., Wasserburg G.J.* Sm—Nd and Rb—Sr chronology of conti-

- mental crust formation. — *Science*, 1978, vol. 200, N 4345, p. 1003—1011.
272. *McKenzie D., O'Nions R.K.* Mantle reservoirs and ocean island basalts. — *Nature*, 1983, vol. 301, N 5897, p. 229—231.
273. *McLennan S.M., Nance W.B., Taylor S.R.* Rare-earth element-horium correlations in sedimentary rocks, and the composition of the continental crust. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1980, vol. 44, N 11, p. 1833—1839.
274. *Meijer A.* Pb and Sr isotopic data bearing on the origin of volcanic rocks from the Mariana Island arc system. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1976., vol. 87, N 9, p. 1358—1369.
275. *Menzies M.A., Leeman W.P., Hawkesworth C.J.* Basaltic and silicic volcanism in the Snake River Plain and Yellowstone National Park: An isotopic study. — In: *Abstr. generation of major basalt types*. Reykjavik, 1982, p. 13.
276. *Menzies M.A., Murthy V.R.* Enriched mantle: Nd and Sr isotopes in diopsides from kimberlite nodules. — *Nature*, 1980, vol. 283, N 5748, p. 634—636.
277. *Menzies M., Seyfried W.E.J.* Basalt—seawater interaction: Trace element and strontium isotopic variations in experimentally altered glassy basalt. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1979, vol. 44, N 3, p. 463—472.
278. *Michard A., Albarede F., Michard G.* et al. Rare-earth elements and uranium in high-temperature solutions from East Pacific Rise hydrothermal vent field (13°N). — *Nature*, 1983, vol. 303, N 5920, p. 795—797.
279. *Minster J.F., Birck J.L., Allegre C.J.* Absolute age formation of chondrites studied by the ^{87}Rb — ^{87}Sr method. — *Nature*, 1982, vol. 300, N 5891, p. 414—417.
280. *Minster J.F., Allegre C.J.* ^{87}Rb — ^{87}Sr dating of LL chondrites. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1981, vol. 56, N 1, p. 89—106.
281. *Minster J.F., Ricard L.P., Allegre C.J.* ^{87}Rb — ^{87}Sr chronology of enstatite meteorites. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1979, vol. 44, N 3, p. 420—440.
282. *Minster J.F., Allegre C.J.* ^{86}Rb — ^{87}Sr chronology of H chondrites: Constraint and speculations on the early evolution of their parent body. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1979, vol. 42, N 3, p. 333—347.
283. *Mittlefehldt D.W., Wetherill G.W.* Rb—Sr studies of C1 and CM chondrites. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1979, vol. 43, N 2, p. 201—206.
284. *Montgomery C.W., Hurley P.M.* Total-rock U—Pb and Rb—Sr systematics in the Imataca Series, Guayana Shield, Venezuela. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1978, vol. 39, N 2, p. 281—290.
285. *Moorbath S., Taylor P.N., Goodwin R.* Origin of granitic magma by crustal remobilization: Rb—Sr and Pb—Pb geochronology and isotopic geochemistry of the late Archean Qôrqu granite complex of southern West Greenland. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1981, vol. 45, N 7, p. 1051—1060.
286. *Moorbath S.* Evolution of Precambrian crust from strontium isotopic evidence. — *Nature*, 1975, vol. 254, N 5499, p. 395—398.
287. *Morioka M., Kigoshi-K.* Lead isotopes in mantle derived xenoliths from Japan and South Africa. — *Geochem. J.*, 1978, vol. 12, N 4, p. 223—228.
288. *Muchlenbachs K.* Oxygen isotope geochemistry of DSDP Leg 37 rocks. — In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Wash. (D.C.), 1977, vol. 37, p. 617—619.
289. *Muchlenbachs K., Clayton R.N.* Oxygen isotope studies of fresh and weathered submarine basalts. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1972, vol. 9, N 2, p. 172—184.
290. *Mysen B.O.* Experimental results relevant to fluid-melt and fluid-mineral element partitioning in the upper mantle. — *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1982, vol. 63, N 18, p. 449.
291. *Nakanishi J., Anderson D.L.* Aspherical heterogeneity of mantle from phase velocities of mantle waves. — *Nature*, 1984, vol. 307, N 5947, p. 117—121.
292. *Nesbitt R.W., Sun S.S.* Geochemistry of Archean spinifex-textured peridotites and magnesium and low-magnesium tholeiites. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1976, vol. 31, N 3, p. 433—453.
293. *Neumann W., Huster E.* Discussion of the ^{87}Rb half-life determined by absolute counting. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1976, vol. 33, N 2, p. 277—288.
294. *Nixon P.H., Rogers N.W., Gibson I.L., Grey A.* Depleted and fertile mantle xenoliths from Southern Africa kimberlites. — *Annu. Rev. Earth and Planet. Sci.*, 1981, vol. 9, N 2, p. 285—309.
295. *Nohda S., Wasserburg G.J.* Nd and Sr isotopic study of volcanic rocks from Japan. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1981, vol. 52, N 2, p. 264—276.

296. Oberli F., McCulloch M.T., Tera T. et al. Early lunar differentiation constrains from U—Th—Pb, Sm—Nd and Rb—Sr model ages. — In: Proc. 9th Lunar and Planet. Sci. Conf., Houston (Tex.), 1978, N.Y. etc., 1978, vol. 2, p. 832—834.
297. Olson J.C., Marvin R.F., Parker R.L., Mehnert H.H. Age and tectonic setting of Lower Paleozoic alkaalic and mafic rocks, carbonatites, and thorium veins in south-central Colorado. — J. Res. US Geol. Surv., 1977, vol. 5, N 6, p. 673—687.
298. O'Nions R.K., Evensen N.M., Hamilton P.J. Geochemical modeling of mantle differentiation and crustal growth. — J. Geophys. Res., 1979, vol. 84, N B11, p. 6091—6101.
299. O'Nions R.K., Pankhurst R.J. Early Archean rocks and geochemical evolution of the Earth's crust. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1978, vol. 38, N 1, p. 211—231.
300. O'Nions R.K., Carter S.R., Cohen R.S. et al. Pb, Nd and Sr isotopes in oceanic ferromanganese deposits and ocean floor basalts. — Nature, 1978, vol. 273, N 5662, p. 435—438.
301. O'Nions R.K., Pankhurst R.J. Sr isotope and rare earth element geochemistry of DSDP leg 37 basalts. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, vol. 31, N 2, p. 255—261.
302. O'Nions R.K., Pankhurst R.J. Rare-earth element distribution in Archean gneisses and anorthosites, Godthab area, West Greenland. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1974, vol. 22, N 4, p. 328—338.
303. O'Nions R.K., Pankhurst R.J. Petrogenetic significance of isotope and trace element variations in volcanic rocks from the Mid-Atlantic. — J. Petrol., 1974, vol. 15, N 3, p. 603—634.
304. Oversby V.M., Ewart A. Lead isotopic compositions of Tonga-Kermadec volcanics and their petrogenetic significance. — Contrib. Miner. and Petrol., 1972, vol. 37, N 2, p. 181—210.
305. Ozima M., Zashu S. Noble gases in submarine pillow volcanic glasses. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1983, vol. 62, N 1, p. 24—40.
306. Ozima M., Zashu S. Primitive He in diamond. — In: Abstr. 5th Intern. conf. geochronol., cosmochronol., isotope geol., Japan, 1982, Nikko, 1982, p. 296—297.
307. Papanastassion D.A., De Paolo D.J., Wasserburg G.J. Rb—Sr and Sm—Nd chronology and genealogy of mare basalts from the sea of Tranquility. — In: Proc. 8th Lunar Sci. Conf., Houston (Tex.), 1977, N.Y. etc., 1977, vol. 2, p. 1639—1672.
308. Papanastassion D.A., Wasserburg G.J. Early Lunar differentiates and Lunar initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. — In: Proc. 7th Lunar Sci. Conf., Houston (Tex.), 1976, N.Y. etc., 1976, p. 665—667.
309. Papanastassion D.A., Wasserburg G.J., Burnett D.S. Rb—Sr ages of Lunar rocks from the sea of Tranquility. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1970, vol. 8, N 1, p. 1—19.
310. Papanastassion D.A., Wasserburg G.J. Initial Sr isotopic abundance and the resolution of small time differences in the formation of planetary objects. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1969, vol. 5, N 6, p. 361—376.
311. Patchett P.J., Kouvo O., Hedge C.E., Tatsumoto M. Evolution of continental crust and mantle heterogeneity: Evidence from Hf isotopes. — Contrib. Miner. and Petrol., 1981, vol. 78, N 2, p. 279—297.
312. Patchett P.J., Tatsumoto M. Lu—Hf in chondrites and definition of a chondritic hafnium growth curve. — In: Abstr. 12th Lunar Sci. Conf., Houston (Tex.), 1981, N.Y. etc., 1981, vol. 1, p. 822.
313. Patchett P.J. Rb—Sr ages of Precambrian dolerites and syenites in Southern and Central Sweden. — Sver. geol. unders. Ser. C, N 747, 1978, vol. 72, N 9, p. 1—63.
314. Patterson C. Age of meteorites and the Earth. — Geochim. et cosmochim. acta, 1956, vol. 10, N 4, p. 230—237.
315. Paul D.K. Strontium isotope studies on ultramafic inclusions from Dreiser Weiher, Eifel, Germany. — Contrib. Miner. and Petrol., 1971, vol. 34, N 1, p. 22.
316. Peterman Z.E. Strontium isotope geochemistry of late Archean to late Cretaceous tonalites and trondhjemites. — In: Developments in petrology. Vol. 6, Trondhjemites, Dacites, and related rocks/Ed. F. Barker, F. Fred. Amsterdam, Elsevier, Sci. Publ., 1979, p. 133—147.
317. Peterman Z.E., Hening R.E. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of calc-alkalic lavas from the Rabaul Caldera, Papua New Guinea. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1974, vol. 85, N 8, p. 1265—1268.
318. Peterman Z.E., Hedge C.E., Tourtelot H.A. Isotopic composition of strontium in

- sea water throughout Phanerozoic time. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1970, vol. 34, N 1, p. 105—120.
319. *Peterman Z.E., Hedge C.E., Coleman R.B., Snavelly P.D., Jr.*, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ration in some eugeosynclinal sedimentary rocks and their bearing on the origin of granitic magma in orogenic belts. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1967, vol. 2, N 3, p. 433—439.
320. *Philpotts J.A., Schnetzler C.C.* Phenocryst-matrix partition coefficients for K, Rb, Sr and Ba, with applications to anorthosite and basalt genesis. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1970, vol. 34, N 3, p. 307—322.
321. *Philpotts J.A., Schnetzler C.C., Hart S.R.* Submarine basalts: Some K, Rb, Sr, Ba, rare earth, H_2O , and CO_2 data bearing on their alteration, modification by plagioclase, and possible source materials. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1969, vol. 7, N 3, p. 293—299.
322. *Piegras d.J., Wasserburg G.J., Dasch E.J.* The isotopic composition of Nd in different ocean masses. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1979, vol. 45, N 2, p. 223—236.
323. *Priem H.N.A., Beets D.J., Boelrijk N.A.J.M.* et al. Rb—Sr evidence for episodic intrusion of the Late Cretaceous tonalitic batholith of Aruba, Netherlands Antilles. — *Geol. en mijnbouw*, 1978, vol. 57, N 2, p. 293—296.
324. *Reddy V.V., Subbarao K.V., Reddy G.R.* et al. Geochemistry of volcanics from the Ninety east ridge and its vicinity in the Indian Ocean. — *Mar. Geol.*, 1978, vol. 26, N 1/2, p. 99—117.
325. *Reimold W.U., Bansel B.M., Wiesmann H.* et al. A comparative study on the mineralogy, chemistry and chronology of the Apollo-16 crystalline impact melt breccias. 2. Chronology. — In: *Abstr. 13th Lunar and Planet. Sci. Conf.*, Houston (Tex.), 1982. N.Y. etc., 1982, pt 2, p. 644—645.
326. *Richard P., Allegre C.J.* Neodymium and strontium isotope study of ophiolite and orogenic lherzolite petrogenesis. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1980, vol. 47, N 1, p. 65—74.
327. *Ringwood A.E.* On the chemical evolution and densities of the planets. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1959, vol. 15, N 2, p. 257—268.
328. *Rock N.M.S.* The comparative strontium isotopic composition of alkaline rocks: New data from southern Portugal and East Africa. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1976, vol. 56, N 2, p. 205—228.
329. *Roden M.K., Hart S.R., Frey F.A., Melson W.G.* Sr, Nd and Pb isotopic and REE geochemistry of St. Paul's rocks: The metamorphic and metasomatic development of an alkali basalt mantle source. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1984, vol. 85, N 4, p. 376—390.
330. *Sarkar S.N., Saka A.K., Boelrijk N.A.I.M., Nebeda E.H.* New data on the geochronology of the older metamorphic group and the Singbhum granite of Singhbun—Keonjhar—Mayrbhanj Region, Eastern India. — *Ind. J. Earth Sci.*, 1979, vol. 6, N 1, p. 32—51.
331. *Schilling J.-C., Zajac M., Evans R.* et al. Petrologic and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge from 29° N to 73° N. — *Amer. J. Sci.*, 1983, vol. 283, N 6, p. 510—586.
332. *Schnofeld E.* Chronology of the early Lunar crust. — In: *Proc. 7th Lunar Sci. Conf.*, Houston (Tex.), 1976. N.Y. etc., 1976, vol. 2, p. 2093—2105.
333. *Schnofeld E.* K and U systematics and average concentrations on the Moon. — In: *Proc. 5th Lunar Sci. Conf.*, Houston (Tex.), 1974. N.Y. etc., 1974, vol. 2, p. 1135—1145.
334. *Schnetzler C.C., Philpotts J.A.* Genesis of the calcium-rich achondrites in light of rare-earth and barium concentrations. — In: *Meteorite research/Ed. P.M. Millman.* Dordrecht, 1969, p. 206—216.
335. *Schulling R.D.* The Earth as a cosmochemical body. — *Meteoritics*, 1975, vol. 10, N 4, p. 482.
336. *Shibata K., Ishihara S.* Initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ration of plutonic rocks from Japan. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1979, vol. 70, N 4, p. 381—380.
337. *Shimizu N.* An experimental study of the partitioning of K, Rb, Cs, Sr and Ba between clinopyroxene and liquid at high pressures. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1974, vol. 38, N 4, p. 1789—1738.
338. *Sial A.M., Long L.E.* Rb—Sr and oxygen isotope study of the Mernoca and Mocambo granites, northeastern Brazil. — *Geol. Surv. Open-File Rep.*, 1978, N 701, p. 398—400.
339. *Smith J.V.* Pb, Sr and Nd isotopic evidence for sources of southern African Cretaceous kimberlites. — *Nature*, 1983, vol. 304, N 5921, p. 51—54.
340. *Spooner C.M., Fairbairn h.W.* Strontium-87/Strontium-86 initial ratios in pyroxene granulite terranes. — *J. Geophys.*

- Res., 1970, vol. 75, N 32, p. 6706—6713.
341. *Stake D.S., O'Neil J.R.* Mineralogy and stable isotope geochemistry of hydrothermally altered oceanic rocks. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1982, vol. 57, N 2, p. 285—304.
 342. *Staudacher Th., Allegre C.J.* Terrestrial xenology. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1982, vol. 60, N 3, p. 389—406.
 343. *Steiger R.H., Jager E.* Subcommission on geochronology: Convention in the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1977, vol. 36, N 3, p. 359—362.
 344. *Stieff L.R., Stern T.W., Oshiro S., Senffle F.E.* Tables for the calculation of lead isotope ages. — *Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1959, N 334-A, p. 1—50.
 345. *Stille P., Unruh D.M., Tatsumoto M.* Pb, Sr, Nd and Hf isotopic evidence of multiple sources for Oahu, Hawaii basalts. — *Nature*, 1983, vol. 304, N 5921, p. 25—29.
 346. *Stipp J.J., McDougall J.* Geographic zonation of initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in volcanic rocks from the North Island, New Zealand. — *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1969, vol. 50, N 4, p. 355.
 347. *Stockwell C.H.* Proposals for time classification and correlation of Precambrian rocks and events in Canada and adjacent areas of the Canadian shield. — *Pap. Geol. Surv. Canada*, 1982, N 80-19, p. 1—135.
 348. *Stosch H.-G., Carlson R.W., Lugmair G.W.* Episodic mantle differentiation: Nd and Sr isotopic evidence. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1980, vol. 47, N 2, p. 263—271.
 349. *Stosch H. C., Jaquitz E., Carlson R.W., Lugmair G.W.* Mantle differentiation as recorded by ultramafic nodules: Oceanic mantle beneath continental crust. — *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1979, vol. 60, N 46, p. 971.
 350. *Stueber A.M., Ikrumuddin M.* Rubidium, strontium and the isotopic composition of strontium in ultramafic nodule minerals and host basalts. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1974, vol. 38, N 2, p. 207—216.
 351. *Stueber A.M., Murthy V.R.* Strontium isotope and alkali element abundances in ultramafic rocks. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1966, vol. 30, N 12, p. 1243—1259.
 352. *Subbarao K.V.* The strontium isotopic composition of basalts from the East Pacific and Chile Risca and abyssal hills in the Eastern Pacific Ocean. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1972, vol. 37, N 2, p. 111—120.
 353. *Sun S.S.* Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arc. — *Philos. Trans. Roy. Soc. London A*, 1980, vol. 297, p. 409—445.
 354. *Sun S.S., Hanson G.N.* Evolution of the mantle: Geochemical evidence from alkali basalts. — *Geology*, 1975, vol. 3, N 3, p. 297—302.
 355. *Tanaka T., Masuda A.* The La—Ce geochronometer: A new dating method. — *Nature*, 1982, vol. 300, N 5892, p. 515—518.
 356. *Tatsumoto M.* Isotopic composition of lead in oceanic basalt and its implication to mantle evolution. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1978, vol. 38, N 1, p. 63—87.
 357. *Tatsumoto M., Knight R.J., Allegre C.J.* Time differences in the formation of meteorites as determined from the ratio of lead-207 to lead-206. — *Science*, 1973, vol. 180, N 4092, p. 1279—1283.
 358. *Taylor B.E., Eichelberger T., Westrich H.R.* Hydrogen isotope evidence of rhyolite magma degassing during shallow intrusion and eruption. — *Nature*, 1983, vol. 306, N 5943, p. 541—545.
 359. *Taylor H.P., jun.* The effects of assimilation of country rocks by magmas on $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ systematics in igneous rocks. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1980, vol. 47, N 2, p. 243—254.
 360. *Taylor H.P., Jr., Giannetti B., Turi B.* Oxygen isotope geochemistry of the potassic igneous rocks from the Roccamonfina volcano, Roman comagmatic region, Italy. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1979, vol. 46, N 1, p. 81—106.
 361. *Taylor S.R., McLennan S.M.* The composition and evolution of the continental crust: Rare earth element evidence from sedimentary rocks. — *Philos. Trans. Roy. Soc. London A*, 1981, vol. 301, N 1461, p. 381—399.
 362. *Taylor S.R.* Relative refractory and volatile element contents of the Earth and the Moon. — In: *Abstr. 10th Lunar and Planet. Sci. Conf.*, Houston (Tex.), 1979. N.Y. etc., 1979, vol. 3, p. 1217—1219.
 363. *Tera F., Papanastassu D.A., Wasserburg G.J.* Isotopic evidence for a terminal Lunar cataclysm. — *Earth and*

- Planet. Sci. Lett., 1974, vol. 22, N 1, p. 1—121.
364. *Thompson G., Bryan W.B., Frey F.A., Dickey J.S., Jr.* Basalts and related from deep-Sea drilled sites in the Central and Eastern Indian Ocean — *Mar. Geol.*, 1978, vol. 26, N 1/2, p. 119—138.
365. *Tilton G.R.* Isotopic lead ages of chondritic meteorites. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1973, vol. 19, N 2, p. 321—329.
366. *Turek A., Smith P.E., Van Schmus W.R.* Rb—Sr and U—Pb ages of volcanism and granite emplacement in the Michipicoten belt — Wawa, Ontario. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1982, vol. 19, N 8, p. 1608—1626.
367. *Van Kooten G.K.* Pb and Sr systematics of ultrapotassic and basaltic rocks from the Central Sierra Nevada, California. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1981, vol. 76, N 4, p. 378—385.
368. *Van Niekerk C.B., Burger A.J.* The age of the Moodier conglomerate boulders. — In: *Miner. metamorphic. terranes: 16th Congr. Geol. Soc. S. Afr., Stellenbosch*, 1975. Pretoria, 1978, p. 99—106.
369. *Veizer J., Compston W., Clauer N., Schidlowski M.* $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Late Proterozoic carbonates: Evidence for a mantle event at ~ 900 MA ago. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1983, vol. 47, N 2, p. 295—302.
370. *Veizer J., Compston W.* $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Precambrian carbonates as an index of crustal evolution. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1976, vol. 40, N 8, p. 905—914.
371. *Verma S.P.* Strontium and neodymium isotope geochemistry of igneous rocks from the North East Pacific and Galf of California. — *Isotope Geosci.*, 1983, vol. 1, N 4, p. 339—356.
372. *Verma S.P., Schilling J.-G.* Galapagos hot spots spreading center system. 2. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and large ion lithophile element variations (85°W — 100°W). — *J. Geophys. Res.*, 1982, vol. 87, N B13, p. 10838—10856.
373. *Vidal Ph., Chauvel C., Brousse R.* Large mantle heterogeneity beneath French Polynesia. — *Nature*, 1984, vol. 307, N 5951, p. 536—538.
374. *Vollmer R., Norry M.J.* Unusual isotopic variations in Nyiragongo nephelinites. — *Nature*, 1983, vol. 301, N 5896, p. 141—143.
375. *Vollmer R.* Terrestrial lead isotopis evolution and formation time of the Earth's core. — *Nature*, 1977, vol. 270, N 5633, p. 144—147.
376. *Wakita H., Nagasawa H., Vyeda S., Kuno H.* Uranium, thorium and potassium contents of possible mantle materials. — *Geochem. J.*, 1967, vol. 1, N 4, p. 183—198.
377. *Wänke H., Palme H., Baddenhausen H.* et al. Chemistry of Apollo-16 and 17 samples: Bulk composition, late stage accumulation and early differentiation of the Moon. — In: *Proc. 5th Lunar Sci. Conf., Houston (Tex.)*, 1974, N.Y. etc., 1974, vol. 2, p. 1307—1335.
378. *Wänke H., Baddenhausen H., Dreibus G.* et al. Multielement analyses of Apollo-15, 16 and 17 samples and the bulk composition of the Moon. — In: *Proc. 4th Lemar Sci. Conf., Houston (Tex.)*, 1973. N.Y. etc., 1973, vol. 2, p. 1461—1481.
379. *Wasserburg G.J., De Paolo D.J.* Models of earth structure inferred from neodymium and strontium isotopis abundances. — *Proc. Nat. Acad. Sci. US*, 1979, vol. 76, N 8, p. 3584—3598.
380. *Wasserburg G.J., Papanastassion D.A., Tera F., Huncke J.C.* The accumulation and bulk composition of the Moon. 1. Outline of a lunar chronology. — *Philos. Trans. Roy. Soc. London A*, 1977, vol. 285, p. 7—22.
381. *Wasserburg G.J., MacDonald G.J.F., Hoyle F., Fowler W.A.* Relative contributions of uranium, thorium, and potassium to heat production in the Earth. — *Science*, 1964, vol. 143, N 3605, p. 465—467.
382. *Weis D., DemaiFFE D.* Nd—Sr isotope relationship in Ascension Island lavas and plutonic xenoliths. — В кн: 27-й Междунар. геол. конгресс: Тез. докл. М.: Наука, 1984, т. 5, сек. 10, 11, с. 436.
383. *Welin E., Gorbatschev R.* Rb—Sr isotopic relations of a tonalite intrusion on Tjorn Island, SW Sweden. — *Geol. fören. Stockholm förhandl.*, 1978, vol. 100, N 2, o. 228—230.
384. *Wetherill G.W., Mark R.K., Lee-Hu C.* Primordial strontium in an Allende inclusion. — *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1973, vol. 54, N 4, p. 345—346.
385. *White W.M., Hofmann A.W.* Sr and Nd isotope geochemistry of oceanic basalts and mantle evolution. — *Nature*, 1982, vol. 296, N 5860, p. 821—825.
386. *White W.M., Schilling J.-G.* The na-

- ture and origin of geochemical variation in Mid-Atlantic ridge basalts from the central North Atlantic. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1978, vol. 42, N 10, p. 1501—1516.
387. *Whitford D.J., Jezek P.A.* Origin of Late-Cenozoic lavas from the Banda arc, Indonesia: Trace element and Sr isotope evidence. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1979, vol. 68, N 2, p. 141—150.
388. *Whitford D.J., Duncan R.A.* Origin of the Ninetyeast Ridge: Sr isotope and trace-element evidence. — *Ceol. Surv. Open-File Rep.*, 1978, N 701, p. 451—453.
389. *Whitford d.J.* Strontium isotopic studies of the volcanic rocks of the Sanda arc, Indonesia, and their petrogenetic implications. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1975, vol. 39, N 9, p. 1287—1302.
390. *Wilson M.R.* Granite types in Sweden. — *Geol. Fören. Stockholm förhandl.*, 1980, vol. 102, N 2, p. 167—176.
391. *Wölf R., Anders E.* Moon and Earth: compositional differences inferred from siderophiles volatiles, and alkalis in basalts. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1980, vol. 44, N 12, p. 2111—2124.
392. *Zartman R.E., Doe B.R.* Plumbotectonics — the model. — *Tectonophysics*, 1981, vol. 75, N 1, p. 135—162.
393. *Zartman R.E.* Lead isotopic provinces in the Cordillera of the Western United States and their geologic significance. — *Econ. Geol.*, 1974, vol. 69, N 4, p. 792—805.
394. *Zashu S., Kaneoka I., Aoki J.* Sr isotope study of mafic and ultramafic inclusions from Itinomegata, Japan. — *Geochem. J.*, 1980, vol. 14, N 3, p. 123—128.
395. *Zhang Z., Jahn B.-M.* Geochronology and geochemistry of Archean granulitic gneisses from Eastern Hebei Province, North China. — In: *Abstr. 5th Intern. conf. geochronol., cosmo-chronol., isotope geol.*, Japan, 1982, Nikko, 1982, p. 413—414.
396. *Zhou X., Armstrong R.L.* Cenozoic volcanic rocks of eastern China — secular and geographic trends in chemistry and strontium isotopic composition. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1982, vol. 58, N 3, p. 301—329.
397. *Zindler A., Staudigel H., Hart S.R.* et al. Nd and Sr isotopic study of a mafic layer from Ronda ultramafic complex. — *Nature*, 1983, vol. 304, N 5923, p. 226—230.
398. *Zindler A., Hart S.R., Frey F.A., Jakobsson S.P.* Nd and Sr isotope ratios and rare earth element abundances in Reykjomes Peninsula basalts: Evidence for mantle heterogeneity beneath Iceland. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1979, vol. 45, N 2, p. 249—257.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
Глава I	
ИСХОДНОЕ ВЕЩЕСТВО ЗЕМЛИ И ЕЕ МАНТИИ	8
Внутреннее строение Земли	8
Средний состав Земли	9
Модели аккреции Земли	9
Лерцолитовый состав верхней мантии	11
Распространенность некоторых редких и рассеянных элементов в мантии Земли	12
Несоответствие хондритовой модели составу Земли и ее мантии	26
Глава II	
ИЗОТОПНЫЕ ПАРАМЕТРЫ И КОНСТАНТЫ	30
Константы радиоактивного распада	30
Возраст Земли	32
Начальные отношения радиогенных изотопов при аккреции Земли	36
Современное соотношение изотопов в мантии Земли	37
Глава III	
СТРУКТУРА И РАЗВИТИЕ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ	41
Общая структура верхней мантии	41
Модель тектоники плит	46
Источники энергии	47
Эволюция теплового режима и мантийная дифференциация	49
Баланс элементов в системе кора—мантия	51
Глава IV	
ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И ИЗОТОПНАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ ЛИТОСФЕРНОЙ ЧАСТИ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ	60
Мантийный метасоматоз	60
Региональные особенности геохимии и изотопных отношений	61
Глава V	
ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ АСТЕНОСФЕРЫ И ЕЕ ПОДОШВЫ	70
Условия генерации магм в астеносфере	70
Ультраосновные расплавы	73
Толенты океанического дна и островов	74
Вулканические породы островных дуг, складчатых областей и земно-каменных поясов	96
Континентальный основной магматизм	113
Щелочно-базальтовые, щелочно-ультраосновные серии и кимберлиты	117

Изотопно-геохимическая неоднородность астеносферы	128
Признаки привноса элементов в верхнюю мантию из более глубинных зон мантии	130
Эволюция мантийного магматизма как отражение дифференциации вещества в верхней мантии	134
Самый ранний этап дифференциации Земли	139
Глава VI	
ЭВОЛЮЦИЯ КОРОВОГО МАГМАТИЗМА	142
Мантийные и коровые гранитоиды	142
Зависимость изотопных и геохимических характеристик гранитоидов от состава исходных метаморфических пород	144
Корреляция изотопных и петрохимических характеристик гранитоидов	155
Радиогенные изотопы в проблеме рудообразования	165
Эволюция гранитоидного магматизма	166
Глава VII	
ИЗОТОПНАЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ МАНТИЙНОГО И КОРОВОГО МАГМАТИЗМА	175
Периодичность развития коры и мантии	175
Об изменении интенсивности вулканизма и темпах роста континентов	180
Геохронологическая корреляция докембрия Канады и Балтийского щита	185
Детализация в пределах отдельных этапов	187
Глава VIII	
СОПОСТАВЛЕНИЕ МАГМАТИЗМА ЛУНЫ И ЗЕМЛИ	190
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	196
ЛИТЕРАТУРА	202

Юрий Андреевич Балашов
**ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ МАНТИИ
И КОРЫ ЗЕМЛИ**

*Утверждено к печати Ордена Ленина Институтом
геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского*

Редактор *Д.Д. Багдатлишвили*
Редактор издательства *Е.Д. Лебедева*
Художник *А.А. Куценко*
Художественный редактор *М.Л. Храмов*
Технический редактор *М.К. Серегина*
Корректор *Л.А. Агеева*

*Набор выполнен в издательстве
на электронной фотонаборной системе*

ИБ N 29230

Подписано к печати 18.09.85. Т — 17232
Формат 60×90^{1/16}. Бумага офсетная N1. Гарнитура Таймс
Печать офсетная. Усл. печ. л. 14,0. Усл. кр.-отт. 14,2
Уч.-изд. л. 16,7. Тираж 900 экз. Тип. зак. 696 Цена 2р. 60к.
Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ КНИГИ:

Серавкин И.Б. Вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. 1986. 20 л. 3р. 50 к.

В книге рассмотрены палеовулканические условия образования колчеданного оруденения, его связь с типами извержений, вулканическими постройками, фациями и стадиями геосинклинального вулканизма. Освещены методика и результаты палеовулканических реконструкций, разработана типовая модель развития колчеданосной рудно-магматической системы.

Для широкого круга геологов.

Океанический магматизм — эволюция, геологическая корреляция 1986. 19 л. 2р. 90 к.

В сборнике охарактеризованы магматические ассоциации различных геодинамических режимов океанской литосферы. Рассмотрены проблемы мантийной неоднородности, петрогенеза и рудообразования в различных морфоструктурах Мирового океана; приведены результаты петрологических и геохимических исследований процессов преобразования океанической коры в континентальную, эволюции магматических серий и связанной с ними металлогении.

Для геологов, геохимиков, петрологов.

Типоморфизм минералов и минеральных ассоциаций. 1986. 15 л. 2р. 30 к.

В книге изложены новые данные о типоморфизме минералов и минеральных ассоциаций, показаны возможности использования их особенностей для выяснения генезиса руд и пород разных генетических типов. Рассмотрено значение закономерностей для поисков, разведки и оценки минеральных месторождений, в том числе новых типов. Оцениваются перспективы минералогического картирования с оконтуриванием участков и зон распространения типоморфных минералов и их ассоциаций.

Для геологов, минералогов.

Курносков В.Б. Гидротермальные изменения базальтов в Тихом океане и металлоносные отложения. 1986. 20 л. 3 р.

Рассмотрены минеральные и химические изменения базальтов в условиях верхней части океанической коры по данным глубоководного бурения с судна "Гломар Челленджер" в главных структурных элементах дна Тихого океана.

Для геологов, геохимиков, литологов.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов "Книга-почтой" "Академкнига":

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.

2 р. 60 к.

4536