

М.Л. ЯЩЕНКО • Э.С. ВАРШАВСКАЯ

**КРАТКИЙ  
ОБЗОР  
ПРИМЕНЕНИЯ  
ИЗОТОПОВ  
СТРОНЦИЯ  
И СВИНЦА  
В ГЕОЛОГИИ**



А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХРОНОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

М. Л. ЯЩЕНКО, Э. С. ВАРШАВСКАЯ

**КРАТКИЙ ОБЗОР  
ПРИМЕНЕНИЯ ИЗОТОПОВ  
СТРОНЦИЯ И СВИНЦА  
В ГЕОЛОГИИ**

28



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
Ленинградское отделение  
Л Е Н И Н Г Р А Д · 1971



УДК 550.93

Краткий обзор применения изотопов стронция и свинца в геологии. Ященко М. Л., Варшавская Э. С. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971, 1—141.

В книге приводится обзор и дан анализ некоторых отечественных и зарубежных исследований, направленных на изучение применения изотопов стронция и свинца для выяснения таких актуальных вопросов, как механизм образования нашей планеты, земной коры и магматических очагов.

Из данного обзора видно, как широко сейчас применяются изотопные методы, какие новые пути появляются для разрешения сложнейших вопросов геологии и какие перспективы при этом открываются перед исследователями Земли.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, занимающихся вопросами геологии и геохронологии. Библ. — 166 назв., табл. — 23, рис. — 33.

Ответственный редактор  
д-р хим. наук, лауреат Ленинской премии  
Э. К. ГЕРЛИНГ

2-9-1  
350-71 (I)

## ВВЕДЕНИЕ

В процессе развития науки о Земле создаются различные новые гипотезы для объяснения строения планеты. Все возрастающий круг геологических проблем требует для их разрешения совместных усилий многих ученых, занимающихся различными отраслями знаний. Для решения многочисленных задач, возникающих при постановке этих проблем, привлекаются такие области науки, как геология, геофизика, геохимия, радиология и многие другие.

Впервые в Советском Союзе идеи о необходимости применения радиоактивных методов для целей геологии и изучения возраста геологических образований были высказаны основоположником геохимии в СССР академиком В. И. Вернадским. Начало таким исследованиям в СССР положил академик В. Г. Хлопин (1925) и его сотрудники. Целая группа элементов, связанных с радиоактивными процессами, применялась и применяется до сих пор для определения геологического возраста. Первыми использованными с этой целью элементами были гелий и свинец. В Советском Союзе исследования по изучению гелиевого и свинцового методов проводились Э. К. Герлингом и И. Е. Стариком. Несколько позднее Э. К. Герлингом был предложен калий-argonовый метод определения геологического возраста.

Первая монография по свинцовому методу вышла в 1938 г. (Старик, 1938). Дальнейшие работы И. Е. Старика с сотрудниками были опубликованы в его книге «Ядерная геохронология» (Старик, 1961). Первые свод-

ные данные по калий-аргоновому методу появились в книге Э. К. Герлинга (1961). С 1951 г. работы по калий-аргоновому методу проводились в ИГГД АН СССР. В этой же лаборатории Э. К. Герлинг с сотрудниками стал развивать и другие геохронологические методы, в том числе и рубидий-стронциевый. В настоящее время целый ряд ведущих институтов СССР работает над этой проблемой.

Использование масс-спектрометрического метода анализа значительно расширило возможности геохимии, сделав доступным изучение поведения не только элементов, но и их отдельных изотопов. К таким исследуемым элементам относятся гелий, аргон, ксенон, водород, азот, кислород, литий, бор, углерод, сера, магний, кальций, железо, стронций, свинец и др. Изучение их распространенности и изотопной эволюции дает новую, дополнительную информацию, которая помогает ближе подойти к решению некоторых геологических задач. К числу элементов, представляющих особый интерес, относятся свинец и стронций. Знание эволюции изотопов свинца и стронция помогает лучше понять процессы образования земной коры, столь обогащенной радиоактивными элементами в сравнении с верхней мантией. Следует упомянуть, что до сих пор остаются актуальными вопросы, связанные с образованием и формированием земной коры и магматических очагов, а также вопросы, относящиеся к процессам магматической дифференциации. Предлагаемая работа является обзором и анализом некоторых исследований, относящихся к вопросам эволюции изотопов стронция и свинца, проведенных как за рубежом, так и в Советском Союзе.

Цель данной работы показать те возможности, которые открывает перед исследователями Земли изучение поведения изотопов свинца и стронция, позволяющее получить новые сведения по интрузивам и вулканогенным породам и способствующее лучшему пониманию истории образования земной коры и геологических процессов, проходивших в ранние времена существования планеты.

## ИЗУЧЕНИЕ ПРИРОДЫ ВАРИАЦИЙ ПЕРВИЧНЫХ ОТНОШЕНИЙ ИЗОТОПОВ СТРОНЦИЯ

### § 1. Аномальные значения первичных изотопных отношений стронция и их интерпретация

Рубидий-стронциевый метод определения возраста геологических образований претерпел, как и другие методы, определенные этапы своего развития. Далеко не сразу этот метод нашел широкое применение. Только появившиеся возможности использования масс-спектрометрического метода изотопного разбавления (Inghram, 1953, 1954), графического метода анализа получаемых данных (Compston, Jeffery, 1959, 1961; Fairbairn et al., 1961; Nicolaysen, 1961) и переход к работе по образцам породы в целом (Schreiner, 1958) вскрыли и создали богатые перспективы применения этого метода в геологических целях.

Мы не будем здесь подробно останавливаться на всех этапах развития рубидий-стронциевого метода. Все это достаточно полно освещено в статьях Э. К. Герлинга с сотр. (1963, 1964), И. М. Горохова (1968, 1969), Э. С. Варшавской, И. М. Горохова (1967).

Отметим здесь только те главные трудности, которые пришлось преодолеть исследователям при интерпретации получаемых данных. Эти трудности были связаны с установлением различного положения и поведения радиогенного и обычного стронция с выявлением особого значения первичного отношения  $(Sr^{87}/Sr^{86})_0$  для изучения геологических процессов. Напомним также, что в начальный период применения рубидий-стронциевого метода в целях геохронологии работа проводилась на минералах. При расчете такого анализа из общего определяемого количества  $Sr^{87}$  следовало вычесть первичный  $Sr^{87}$ . Как

оказалось, количество первичного  $Sr^{87}$  не всегда постоянно,\* а варьирует и может достигать значительной величины. Было показано, что без учета этого обстоятельства можно получить искаженные возрастные данные, далекие от истинных.

Такое локальное изменение в изотопном составе первичного стронция установили впервые Компстон и Джейфери в 1959 г. (Compston, Jeffery, 1959) по двум минералам, выделенным из древнего метаморфизованного гранита. В 1960 г. Э. К. Герлинг и др. (1961) доложили о случае аномально большого значения возраста, полученного ими рубидий-стронциевым методом по слюде, образовавшейся в результате диафтореза древних пород Станового комплекса. Чтобы объяснить эти результаты, авторы предположили присутствие в слюде первичного стронция аномального изотопного состава. В ходе метаморфизма стронций из породы, уже обогащенной  $Sr^{87}$ , мог быть захвачен слюдой. Такое предположение нашло подтверждение в работе М. Л. Ященко и др. (1961). Им удалось обнаружить интересный случай присутствия стронция аномального состава в альбите, развившемся одновременно с лепидолитом по микроклину в результате метасоматоза (табл. 1).

### Таблица 1

Аналитические данные для минералов из пегматита Кольского полуострова

Минерал	Содержание, $10^{-5}$ г/г		$Sr^{87p}/Sr_{06m}$	Rb-Sr возраст, млн лет **	Вычислен- ный воз- раст, млн лет
	Rb <sup>87</sup>	Sr <sup>87</sup>			
Микроклин . . .	1190	46.9	0.991	$2840 \pm 130$	—
Лепидолит . . .	1320	50.9	1.00	$2780 \pm 60$	—
Альбит . . . . .	38.0	2.73	0.431	$5170 \pm 180$	2830

В работе было также показано, каким образом, учитывая процессы метасоматоза, можно прийти расчетным путем от «кажущегося» возраста к истинному.

\* В начале развития рубидий-стронциевого метода в качестве первичного отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  исследователями всегда использовалось значение этого отношения в морской воде (0.709—0.712), колебания которого зависели от точности определения.

\*\* Использованное значение  $(Sr^{87}/Sr^{88})_0$  равно 0.0852.

Несколько случаев захвата радиогенного стронция турмалинами и бериллами описано в статье Э. К. Герлинга и др. (1962).

Одним из способов, позволяющих определить первичный изотопный состав стронция и вычислить истинный возраст образования минералов, является изотопный анализ стронция в минералах, весьма бедных рубидием. Для проверки этого способа был проанализирован образец плауиоклаза (табл. 2; Ященко, Варшавская и Мануйлова, 1964).

Таблица 2

Результаты анализа гранита и составляющих его минералов

Образец	$Sr^{87}p$ , $10^{-6}$ г/г	$Rb^{87}$ , $10^{-6}$ г/г	$Sr^{86}$ , $10^{-6}$ г/г	$Sr^{87}/Sr^{86}$ *	Возраст, млн лет
Гранит 2354 . . .	1.65	73.2	5.37	0.990	1620
Микроклин 2354	2.10	118.2	5.28	1.404	1280
Плауиоклаз 2354	0.452	5.27	2.50	0.892	6170
Амфибол 2354 . .	0.346	18.2	1.55	0.936	1370

Аномально большое значение кажущегося возраста, полученное для плауиоклаза, говорит, по-видимому, о захвате радиогенного стронция в момент его образования. К тому же выводу приводит анализ плауиоклаза, опубликованный Лэнфером и др. в 1964 г. (кажущийся возраст 59 млрд лет; Lepphere et al., 1964).

Результаты анализа образцов плауиоклазов (табл. 1 и 2) в совокупности с некоторыми литературными данными позволили сделать вывод, что использовать такие минералы для цели определения изотопного состава первичного стронция следует с большой осторожностью, так как в ряде случаев это может привести к ошибочным результатам. Таким образом, возник вопрос об едином или различном местоположении и поведении радиогенного и обычного стронция как в отдельных минералах, так и в породах.

Действительно, местоположение радиогенного стронция при распаде  $Rb^{87}$  как будто не должно вызывать

\* Вычислено из опыта с добавлением индикатора.

сомнения. В момент своего образования  $Sr^{87}$  находится в решетке минерала на месте рубидия и тем самым оказывается в ином положении, чем обычный стронций. Остается открытым вопрос, происходит ли и при каких условиях полное смешение радиогенного и обычного стронция, возможно присутствующего как в решетке изучаемого минерала, так и в незначительных примесях акцессорных минералов.

Впервые вопрос о вероятности различного поведения радиогенного и обычного стронция был затронут Ященко и др. (1961) и поставлен Гастом на Международном геологическом конгрессе при обсуждении доклада Харта (Hart, 1961) о возрасте минералов и метаморфизме. Возможным путем для выяснения этого вопроса Харт считал исследование гранита, предварительно подвергнутого специальному прогреву.

Можно еще указать на целый ряд работ, где в той или иной степени затрагивается указанный вопрос. Так, Деузер и Герцог (Deuser, Herzog, 1963) считают, что при гидротермальной обработке слюды происходит удаление обычного стронция. По мнению авторов, обычный стронций уходит не непосредственно из слюды, а из присутствующих в ней акцессориев с низким отношением  $Sr^{87}/Sr^{86}$ .

Естественными природными объектами, позволяющими наблюдать зависимость движения стронция от температуры, являются интрузивные контакты. Возрастные определения по биотиту дают уменьшение кажущегося возраста по направлению к контакту. Изучая зависимость диффузии  $Sr^{87}$  от величины зерна, Харт и Тилтон (Hart, Tilton, 1964) нашли, что мелкозернистые биотиты легче теряют радиогенный  $Sr^{87}$ , чем крупнозернистые. Анализ отдельных радиальных чешуек биотита показал, что содержание калия и рубидия по краям и в центре зерна по существу одинаковое, количество же радиогенного стронция уменьшается от центра к краям.

Гаст и Хансон (Gast, Hanson, 1963) на примере природной контактной зоны также отметили зависимость содержания радиогенного  $Sr^{87}$  от величины зерна и расстояния от контакта. Однако никаких систематических работ в этом направлении не проводилось.

В 1966 г. Э. К. Герлинг и др. сочли уместным при постановке работ по катионному обмену ионов магния на

ионы калия и рубидия включить и исследование поведения изотопов стронция с целью установления их единого или различного местоположения в изучаемом минерале. Для этого в качестве исходного образца минерала авторы воспользовались биотитом А-10 с размером чешуек 0.4—0.5 мм из гранита Норвегии, для которого были определены возрасты как по калий-argonовому, так и по рубидий-стронциевому методам. Низкое содержание в нем калия (4.56%) свидетельствует о том, что биотит, по-видимому, претерпел какие-то изменения. Минералогическая проверка на чистоту биотита не показала присутствия аксессорных минералов. Биотит обрабатывался в статических условиях раствором  $MgCl_2$ . Навеска биотита 1.5 г (0.4—0.5 мм или 200 меш) помещалась в кварцевую колбу на 500 мл с пришлифованным обратным холодильником, заливалась 150 г раствора  $MgCl_2$  ( $1 \cdot 10^{-3}$  или  $2 \cdot 10^{-3}$  г/г  $Mg$ ) и нагревалась на водянной бане от 24 до 120 час. Температура опыта была  $\sim 90^\circ C$ .

Из полученных в работе данных следует, что стронций, перешедший в раствор, уже через 24 часа обработки имеет более низкое отношение  $Sr^{88}/Sr^{87}$  и  $Sr^{86}/Sr^{87}$  (от 9.46 до 5.85 и от 1.10 до 0.68 соответственно), чем в исходном биотите. Это безусловно устанавливает различие в поведении радиогенного и обычного стронция.

Если перейти к рассмотрению зависимости процента извлечения радиогенного  $Sr^{87}$  от степени измельчения (табл. 3), то видно, что степень измельчения не влияет на извлечение  $Sr^{87}$ , тогда как повышение в этих же условиях концентрации хлористого магния вдвое увеличивает процент выхода  $Sr^{87}$ . Это, по-видимому, говорит о процессе ионного обмена между  $Sr^{87}$  и магнием.

Процент извлечения обычного стронция зависит от степени измельчения, но не зависит от концентрации раствора  $MgCl_2$ . Предполагается, что движение обычного стронция подчиняется процессу диффузии.

Мы видим, таким образом, что в изучаемом образце биотита нет полной гомогенизации изотопов стронция и при гидротермальной обработке в присутствии  $MgCl_2$  имеет место более легкое удаление радиогенного стронция, чем обычного. Что же касается отношения  $Rb^{87}/Sr^{87}$ , то оно в фильтрате резко снижается, а процент извлечения рубидия колеблется от 0.05 до 0.1 %. Следовательно, в таких условиях имеет место тенденция к снижению

Таблица 3

Результаты анализа биотита, обработанного раствором  $MgCl_2$  при температуре  $90^\circ C$

Фракция	Время, час.	Процент извлеченного $Sr^{87}$		Процент извлеченного $Sr^{88}$	
		при концентрации Mg			
		$1 \cdot 10^{-3}$ г/г	$2 \cdot 10^{-3}$ г/г	$1 \cdot 10^{-3}$ г/г	$2 \cdot 10^{-3}$ г/г
Крупная	24	9.09	—	2.25	—
	60	8.90	—	2.44	—
	120	9.75	—	2.49	—
Мелкая	24	9.32	12.50	3.45	3.39
	60	10.22	—	3.39	—
	120	9.68	—	3.61	—

истинного возраста биотита, определенного рубидий-стронциевым методом.

Другой работой, проведенной с целью обнаружения и изучения возможного избирательного движения изотопов стронция, поставленной в ИГГД АН СССР Э. С. Варшавской (Варшавская, 1967), явилось исследование гранита до и после его прогрева. Для этого исследования были отобраны два образца гранита из Суоярвинского района Карельской АССР. Оба образца (№№ 634б и 634в) представляли собой мелкозернистые лейкократовые граниты с незначительными примесями темноцветных минералов. Вес каждого образца составлял около 0.5 кг. При постановке опыта предполагалось, что основные составляющие породу минералы — микроклин и плагиоклаз — достаточно однородны и по составу во всем образце гранита (Lanphere et al., 1964; Jäger, Niggly, 1964). Поэтому сочли возможным каждый из взятых образцов произвольно разделить на две примерно равные части.

Одна такая часть от каждого образца была подвержена длительному прогреву, другая же часть каждого образца анализировалась в неизмененном виде. Прогрев производился в муфельной печи, причем во избежание возможных загрязнений образец вносился в печь в кварцевом стакане. Длительность непрерывного прогрева — 381 час при  $t=1000\pm 50^\circ C$ .

Из прогретых и непрогретых образцов затем были выделены микроклин и плагиоклаз и проанализированы.

Таблица 4

Результаты анализа образца микроклина  
(прогретого и непрогретого)

№ образца микроклина	Sr <sup>86</sup>	Sr <sup>87</sup>	Атомное отношение Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>		
	10 <sup>-6</sup> г/г		из опыта с добавкой индикатора	непосред- ственно измеренное	среднее
634б I	7.94	4.23	1.238	1.238	1.238
634б II	7.51	4.72	1.333	1.318	1.325
634в I	17.50	2.69	0.858	0.862	0.860
634в II	6.76	4.62	1.389	1.387	1.386

Примечание. I — прогретый образец; II — непрогретый образец.

Из результатов анализа образца (табл. 4) видно, что имеет место незначительной сдвиг отношения Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> в микроклине прогретого образца гранита 634б. Такой же сдвиг более явно проявляется на прогретом образце микроклина 634в. Из той же таблицы следует, что это явление сопровождалось убыванием концентрации изотопа Sr<sup>87</sup> и повышением концентрации изотопа Sr<sup>86</sup>.

Анализ плагиоклаза показал, что отношение Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> в прогретом и непрогретом образцах различается незначительно или совпадает в пределах ошибки опыта. Отношение Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> в плагиоклазе 634б (I, II) равно соответственно  $0.793 \pm 0.002$ ,  $0.806 \pm 0.003$ . Отношение Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> в плагиоклазе 634в (I, II) равно соответственно  $0.761 \pm 0.002$ ,  $0.762 \pm 0.002$ . Отсутствие избирательного движения изотопов стронция в плагиоклазе, по-видимому, связано с их одинаковым положением в решетке минерала. Так как этот минерал почти не содержит рубидия, то доля собственно радиогенного Sr<sup>87</sup>, занимающего в решетке положение Rb<sup>87</sup>, в плагиоклазе весьма мала.

Таким образом, из всего вышесказанного видно, что под воздействием различных наложенных процессов соотношения изотопов стронция в различных минералах могут меняться. С другой стороны, ясно, что изотопный состав первичного стронция играет очень значительную роль при определении возраста минерала и далеко не всегда является тем единым значением, равным 0.712,

за которое его принимали. Как было уже упомянуто, это приводило к «кажущимся» значениям возраста, отличным от истинного его значения.

Однако незамкнутость системы по рубидию и стронцию в минералах не говорит еще о таком же состоянии системы для породы в целом. Как оказалось, порода в целом часто сохраняет замкнутость системы в отношении рубидия и стронция. Работа с образцами породы в целом во многом устранила те ошибки, с которыми исследователи сталкивались при работе над минералами. Кроме того, внедрение графических методов вносит безусловный контроль первичного изотопного отношения, единого для всех анализируемых образцов породы. Все данные по различным образцам породы должны лечь при этом на одну прямую линию-изохрону (Nicolaysen, 1961) или пересечься в одной точке (Compston, Jeffery, 1959). Поэтому, как было уже ранее указано, графические методы прочно вошли в практику работы.

Выявление влияния некоторых геологических процессов (контактный и региональный метаморфизм, метасоматоз и др.) на первичную распространенность стронция открыло новые возможности применения рубидий-стронциевого метода для восстановления истории развития породы. При этом первичное изотопное отношение  $Sr^{87}/Sr^{86}$  должно рассматриваться в качестве индикатора генезиса породы.

В 1963 г. Фор и Харлей (Faure, Hurley, 1963) высказали предположение, что отношение  $Sr^{87}/Sr^{86}$  в интрузивных и вулканических изверженых породах в сиалической коре во время их кристаллизации может быть использовано для проведения различия между породами, образованными главным образом за счет ассилияции, переплавления или гранитизации древнего сиалического материала, и породами, которые являются продуктами дифференциации базальтовой магмы или же произошли из источников, имеющих отношение  $Rb/Sr$ , сходное с этими отношениями в источниках базальтовой магмы.

Эти авторы отметили в своей работе, что в ранние геологические времена процессы дифференциации привели к обогащению рубидием верхних районов континентальной коры. Поэтому естественно было предположить, что изотопная распространенность  $Sr^{87}$  в верхней дифференцированной части сиалической коры будет увеличи-

ваться с большей скоростью, чем в верхней мантии, полагаемой источником первичной базальтовой магмы. Таким образом, интрузивы, образованные путем ассилияции, переплавления или гранитизации из дифференцированного сиалического материала с длительной историей существования в коре, должны были бы иметь более высокое первичное отношение  $Sr^{87}/Sr^{86}$ , чем те изверженные породы, которые ведут свое происхождение из верхней мантии или из базальтовых областей в основании коры. Авторы ссылаются на Холмса, который высказывал еще в 1932 г. (Holmes, 1932) аналогичные представления. Следовательно, изучение первичного отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  дает путь к изучению происхождения интрузивных пород.

Фор и Харлей отмечают также, что долгое время не обращалось внимания на возможность такой интерпретации первичной распространенности  $Sr^{87}$ . Раньше было привычным работать над определением возраста, принимая за первичное отношение 0.712. По мнению Фора и Харлея, первичная распространенность  $Sr^{87}$  в морской воде никак не может быть представительной для сиалических частей континентальной коры (см. также: Gast, 1955), так как на распространенность изотопов стронция в морской воде большое внимание оказывает вулканизм молодого геологического возраста.

Для изучения дифференциации материала коры Фор и Харлей сочли более правильным остановиться на исследовании распространенности элементов рубидия и стронция. Они считают, что проводить это исследование следует на тех элементах, отношение которых при дифференциации резко изменяется от базальтов к сиалическому материалу. Отношение  $Rb/Sr$  изменяется при этом от 0.07 до 1.7, тогда как отношения  $U/Pb$  и  $Th/Pb$  остаются практически постоянными (Turekian, Wedepohl, 1961).

Фор и Харлей произвели определения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  в 25 базальтах из океанических и континентальных областей с возрастом от современного до триасового. Там, где это было необходимо, определялись приблизительные возрастные поправки, чтобы получить значения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  для времени кристаллизации породы.

Результаты изотопного анализа стронция показывают интервал изменения отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  от 0.7047 (о. Мауи) до 0.7101 (Исландия). Среднее значение для всех проанализированных пород  $0.7078 \pm 0.002$ . Этот интервал вариа-

ций находится за пределами экспериментальной ошибки и, по-видимому, является реальным.

Отношения в базальтовых породах, взятых на континентах, слегка выше, чем в океанических базальтах. Однако авторы устанавливают, что низкие отношения не обязательно ассоциируются с океаническими областями, а более высокие с континентальными. Фор и Харлей отмечают также некоторое различие в строицевых отношениях между островами Мауи (0.7047) и Азорскими (0.7088), которое, по их мнению, отражает соответствующие различия в отношениях Rb/Sr материала источников. Если отношения Rb/Sr в верхней мантии уменьшаются с глубиной, то вариации в отношениях Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> в базальтовых магмах можно было бы интерпретировать как доказательство определенной глубины плавления верхней мантии (если исключить возможность загрязнения стронцием из коры, обогащенной Sr<sup>87</sup>).

Все измерения, как указывают авторы, находятся в удовлетворительном согласии с данными Гаста (Gast, 1960, 1961), получившего значения (Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup>), изменяющиеся от 0.704 до 0.712 для пяти базальтовых пород, возраст которых варьировал от раннедокембрийского до современного.

Ограниченные вариации отношений Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> в базальтах из далеко отстоящих географических областей показывают, что источники базальтовых магм гомогенны в той же степени относительно изотопной распространенности Sr<sup>87</sup>. Развитие Sr<sup>87</sup> в этих источниках в функции времени может быть интерпретировано моделью, которая предполагает, что в некоторое начальное время  $t_0$  отношение Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> во всех источниках базальтовой магмы было равно  $a_0$ . Развитие в такой системе выражается уравнением

$$a = a_0 + b(e^{\lambda t} - 1), \quad (1)$$

где  $a = \text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  в настоящее время;  $a_0 = \text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  в некоторое начальное время  $t_0$ ;  $b = \text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$  в настоящее время;  $\lambda = 1.47 \cdot 10^{-11}$  лет<sup>-1</sup> — константа распада Rb<sup>87</sup>;  $t$  — время, прошедшее от  $t_0$  до настоящего времени;  $\text{Rb}^{87} = 0.2785$  — атомная распространенность.

Удобно выразить  $b$  — атомное отношение Rb<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> — через весовое отношение Rb/Sr:

$$b = \text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86} = K (\text{Rb}/\text{Sr})_{\text{вес}},$$

где

$$K = \frac{\text{атомный вес Sr} \times \text{распространенность Rb}^{87}}{\text{атомный вес Rb} \times \text{распространенность Sr}^{86}}.$$

Величина  $K$  зависит от относительной изотопной распространенности  $\text{Sr}^{87}$  в образце стронция, к которому применяется уравнение (1).

Разложение  $e^{\lambda t}$  в ряд и отбрасывание всех членов ряда, кроме первых двух, ведет к приближенному уравнению

$$a \approx a_0 + K (\text{Rb/Sr})_{\text{вес}} \cdot \lambda t. \quad (2)$$

В этой модели разброс в современных отношениях  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  в базальтах предполагается как следствие малых и локальных вариаций в отношениях  $\text{Rb/Sr}$  в исходном материале. Приближенные значения отношений  $\text{Rb/Sr}$  в исходном материале могут быть вычислены, если подставить в уравнение (2) надлежащие значения  $a_0$  и  $t_0$ .

При предположении обычного первичного отношения  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86} = a_0 = 0.7004 \pm 0.002$ , полученного из анализов каменных метеоритов (Herzog, Pinson, 1956; Schumacher, 1956; Gast, 1960, 1961) и возраста  $t_0 = 4.5 \cdot 10^9$  лет (Patterson, 1956), были вычислены приближенные значения отношения  $\text{Rb/Sr}$  в исходном материале, изменяющиеся от 0.022 до 0.051 в соответствии с наблюдаемыми вариациями отношений  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  в базальтах от 0.7047 до 0.7101. Среднее значение, полученное таким образом, составляет  $0.039^{+0.012}_{-0.017}$ . Это значение лежит в пределах интервала отношений  $\text{Rb/Sr}$ , наблюдаемых в оливиновых базальтах, эклогите и некоторых ультраосновных породах (табл. 5). Используя несколько отличающиеся исходные данные, Гаст (Gast, 1960) показал, что значения отношений  $\text{Rb/Sr}$  в исходном материале базальтовой магмы меняется от 0.014 до 0.060.

Фор и Харлей (Faure, Hurley, 1963) на основании данных ряда авторов графически изобразили (рис. 1) развитие  $\text{Sr}^{87}$  в источниках базальтовой магмы в сочетании с вышеуказанной моделью.

В табл. 5 приведены вычисленные значения отношений  $\text{Rb/Sr}$ , сравниенные с отношениями  $\text{Rb/Sr}$ , измеренными в соответствующих базальтах. Данные этой таблицы показывают, что несомненно имеет место большее обогащение базальтовой магмы рубидием, чем стронцием, сравни-

Таблица 5

Сравнение вычисленных отношений Rb/Sr в исходном материале с измеренными отношениями Rb/Sr в базальтах

Местоположение	Вычисленное Rb/Sr	Измеренное Rb/Sr	Коэффициент обогащения
	исходный материал	базальт	
Гавайские острова . . . . .	0.034	0.031	0.9
Самоа . . . . .	0.038	0.061	1.6
о. Вознесения . . . . .	0.035	0.050	1.4
Средне-Атлантический хребет . . . . .	0.030	0.082	2.7
Декан, Индия . . . . .	0.043	0.069	1.6
р. Колумбия, Орегон . . . . .	0.032	0.176	5.5

тельно с ее исходным материалом. Единственное исключение встречается в случае базальтов с Гавайских островов для которых коэффициент обогащения, по-видимому, близок к единице. Такое обогащение рубидием, по мнению Фора и Харлея, можно ожидать при формировании магмы путем фракционного плавления ультраосновных пород, вероятно в верхней мантии.

Далее, останавливаясь на вопросе об изотопном составе стронция в континентальной коре, Фор и Харлей показали, что данных, имеющихся в литературе, недостаточно для определения состава стронция коры, и поэтому они могут служить только как демонстрационные для указания найденных крайних вариаций. Эти данные сведены в табл. 6.

Разумно ожидать, что среднее отношение  $Sr^{87}/Sr^{86}$  в массе сиалических пород значительно выше, чем это отношение в источниках базальтовой магмы.

Фор и Харлей предприняли тщательное рассмотрение геохимической литературы для получения наилучшей оценки отношений Rb/Sr в различных типах пород в континентальной коре. Выбирались только анализы, имеющие ошибки воспроизводимости менее  $\pm 15\%$ .

Значения из табл. 5 использовались для оценки концентраций рубидия и стронция в коре согласно модели Польдерваарта (Poldervaart, 1955). Результаты помещены в табл. 7.

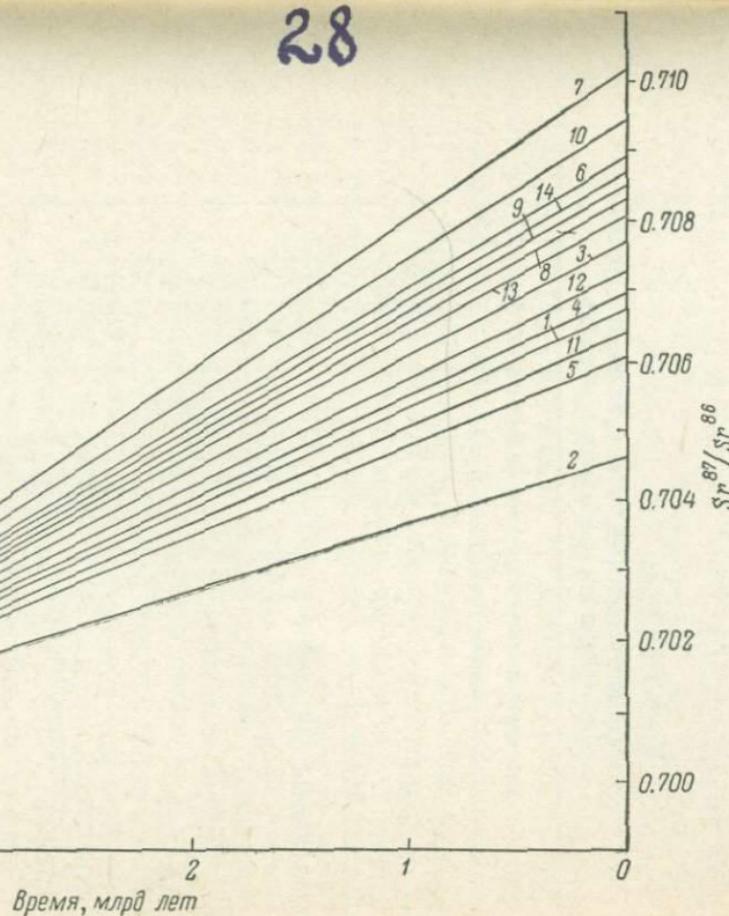


Рис. 1. Развитие отношений  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  в источнике базальтовых магм  $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_0 = 0.7004 \pm 0.0002$ ,  $t_0 = 4.5 \cdot 10^9$  лет. (Faure, Hurley, 1963).

1 — Гавайские острова; 2 — о. Мауи; 3 — острова Самоа; 4 — о. Вознесения; 5 — Средне-Атлантический хребет; 6 — Азорские острова; 7 — Исландия; 8 — Везувий, Италия; 9 — Иеллоустонский парк, США; 10 — Сквайр Крик, Монтана, США; 11 — плато Колумбия, США; 12 — триасовые диабазы Нью-Джерси и Коннектикута, США; 13 — Япония; 14 — Деканское плоскогорье, Индия.

Таблица 6

Вариации стронциевых отношений в гранитоидах \*

Автор	Порода	$Sr^{87}/Sr^{86}$
Гаст (Gast, 1960, 1961)	10 гранитных пород (от 200 до 2650 млн лет)	0.720—1.003
Шрейнер (Schreiner, 1958)	Красный гранит комплекса Бушвельд	0.859—1.811
Алсон (Allsopp, 1961)	Древний гранит централь- ного Трансваала	0.753—1.089

Таблица 7

Концентрации ( $10^{-6}$  г/г) рубидия и стронция  
в изверженных и осадочных породах

Тип породы	Рубидий	Стронций	$Rb/Sr$
Гранит . . . . .	196 (290)	197 (245)	1.00
Гранодиорит . . . . .	122 (9)	440 (85)	0.28
Сиенит . . . . .	136 (14)	156 (2)	0.87
Диорит, андезит . . . . .	88 (21)	500 (13)	0.18
Габбро, базальт . . . . .	32 (331)	440 (612)	0.07
Оливиновый базальт . . . . .	18 (11)	440 (11)	0.04
Эклогит . . . . .	6.9 (1)	149 (1)	0.05
Анортозит . . . . .	0.6 (1)	280 (2)	0.002
Нироксенит . . . . .	0.5 (1)	49 (1)	0.01
Хондриты . . . . .	3.16 (12)	10.8 (6)	0.29
Ахондриты . . . . .	0.37 (6)	76.3 (4)	0.005
Сланец . . . . .	149 (29)	300 (69)	0.50
Известняк . . . . .	5 (7)	610 (160)	0.008
Песчаник . . . . .	60 (4)	20 (2)	3
Глубоководноморская глина	110 (8)	720 (98)	0.15
Ил . . . . .	10 (6)	900 (3)	0.012

Примечание. Цифры в скобках — число образцов.

Отношение  $Rb/Sr$  в континентальной коре, включающей слой базальта, существующего, по предположению, на дне континентальных масс, оценивается равным 0.20.

\* Палеозойские известняки, как известно, дают отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$ , близкие к 0.712, т. е. к океанической воде (Gast, 1960, 1961).

Для верхней дифференцированной сиалической части континентальной коры следует предпочтеть отношение Rb/Sr, равное 0.25. Так как это значение существенно выше указанного для базальтовой магмы, то среднее значение в верхней сиалической коре измеримо выше отношения в базальтовой магме. Фор и Харлей, принимая средний возраст для континентов равным 2 млрд лет, а первичное отношение — 0.704, вычисляют среднее значение  $Sr^{87}/Sr^{86}$  в  $0.725 \pm 0.005$ .

Далее Фор и Харлей останавливаются на возможности применения графических методов для определения первичного изотопного отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  (Fairbairn et al., 1961; Allsopp, 1961). Они подчеркивают, что первичное отношение  $Sr^{87}/Sr^{86}$  является тем индикатором, который дает возможность различать первичные глубинные гранитные породы от образовавшегося путем перекристаллизации сиалического материала с длительной коровой историей. Изучение графиков развития стронция для пород в целом может дать добавочную информацию об истории базальтовых интрузивов. Авторы считают, что при фракционной кристаллизации магматического тела различные фракции вначале будут иметь общее отношение  $Sr^{87}/Sr^{86}$ , но могут различаться по своим отношениям Rb/Sr.

После консолидации каждый тип породы накапливает радиогенный  $Sr^{87}$  со скоростью, соразмерной с его индивидуальным отношением Rb/Sr. Если картина развития стронция не нарушается поздними термальными событиями, то линии развития стронция в породах в целом для дифференциальной серии изверженных пород из интрузивов или из серии лавовых потоков будут пересекаться в одной точке. Координатами этой точки являются время дифференциации и отношение  $Sr^{87}/Sr^{86}$  (Schreiner, 1958). Отсутствие пересечения в одной точке Фор и Харлей считают доказательством контаминации одного или нескольких типов пород посторонним стронцием или же доказательством того, что магма произошла из нескольких источников.

Проведенный авторами анализ изотопного состава стронция в нескольких интрузивных изверженных породах из холмов Монтеррей (Квебек, Канада) подтверждает вывод об их общем магматическом резервуаре, образованном  $115 \pm 25$  млн лет назад. Первичное отношение  $Sr^{87}/Sr^{86}$

показывает сходство исходного материала с материалом базальтовой магмы в смысле отношения Rb/Sr.

Эти данные говорят о том, что ни один из анализированных типов пород не был заметно контаминирован стронцием из кристаллических гренвильских пород, в которые они интрудируют и возраст которых по меньшей мере 1000 млн лет.

Высказанные Фором и Харлеем (Faure, Hurley, 1963) положения о возможности использования первичного изотопного отношения стронция в качестве индикатора генезиса породы и глубины образования родоначального магматического очага достаточно убедительны. Ниже приводятся работы, подтверждающие действительность такого критерия. Что же касается вопроса об едином первичном изотопном отношении  $Sr^{87}/Sr^{86}$  при кристаллизации пород из дифференцированной в отношении рубидия и стронция магмы, то, по-видимому, авторы исходили из представления о кратковременной дифференциации в камере. В главе II будет высказано наше, несколько иное представление об этом вопросе.

## **§ 2. Использование первичных изотопных отношений стронция и свинца как индикатора генезиса магматических пород**

Параллельно с зарубежными работами изучение первичного отношения ( $Sr^{87}/Sr^{86}$ ) как индикатора генезиса породы проводилось также и в ИГГД АН СССР начиная с 1962 г. Казалось вероятным, что «аномальный» первичный изотопный состав стронция может иметь место не только в минералах, но и в породе в целом. Было обращено внимание на возможность потери породой своей начальной индивидуальности в смысле первичного отношения изотопов стронция при переплавлении. Приобретение вторичного «нулевого» отношения при консолидации такого расплава казалось определенным.

Теоретически можно себе представить образование гранитной магмы из материала, ранее существовавшего в земной коре и имевшего достаточный возраст и достаточную концентрацию рубидия, чтобы накопить избыточный радиогенный  $Sr^{87}$  по сравнению с первичным. Если

затем происходит переплавление породы, то магма сразу обогащается накопленным ранее радиогенным стронцием и при своей дальнейшей кристаллизации и образовании нового гранита передаст ему то нулевое отношение  $Sr^{87}/Sr^{86}$ , которое будет соответствовать имевшемуся в магме к моменту кристаллизации. В настоящее время это представляется уже аксиомой, но в годы начальных исследований и изучения изотопного состава стронция при твердо установленном представлении о незыблемости первичного отношения стронция в гранитах (0.709—0.712 в зависимости от точности определения) такое представление некоторым исследователям казалось сомнительным.

Этот вопрос экспериментально впервые был положительно разрешен М. Л. Ященко и др. (1964) на примере гранитоидов Абчадской интрузии ирельского комплекса северного Прибайкалья, в происхождении которых значительную роль играла гранитная магма, возникшая за счет частичного плавления вмещающих пород (Мануйлова и др., 1964). Интрузия является многофазной и формировалась в три незначительно разобщенные во времени этапа. Первый этап представлен порфировидными мезократовыми и меланократовыми гранитами и кварцевыми сиенитами, второй — порфировидными мезократовыми гранитами, третий, наиболее поздний, — лейкократовыми мелкозернистыми гранитами. Петрологическое изучение Абчадской интрузии, проведенное М. М. Мануйловой совместно с Д. П. Васьковским, доказывает, что кристаллизация этой интрузии и перекристаллизация вмещающих пород проходила в условиях относительно закрытых систем. Для изучения были взяты образцы (№№ 2006, 2225, 2231, 196/3) лейкократовых мелкозернистых гранитов третьей субфазы Абчадской интрузии и образцы (№№ 2230, 2054, 11) вмещающей породы (табл. 8, рис. 2).

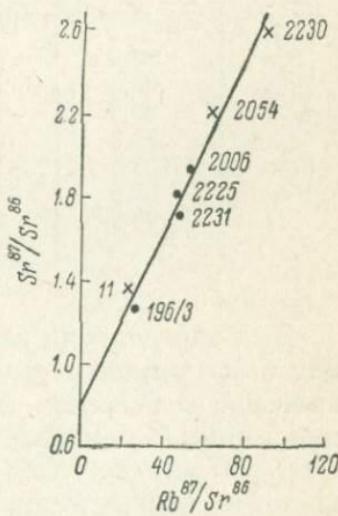


Рис. 2. Зависимость отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  от  $Rb^{87}/Rb^{86}$  для четырех образцов гранитов Абчадской интрузии и трех образцов вмещающих пород.

Таблица 8

Аналитические данные для образцов гранитоидов  
Абчадской интрузии и вмещающих пород

№ образца	Rb <sup>87</sup>	Sr <sup>86</sup>	Атомное отношение	
	10 <sup>-6</sup> г/г		Rb <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>
2006	86.3	1.633	52.3	1.952
2225	85.4	1.805	46.8	1.819
2231	92.6	1.996	45.8	1.730
196/3	71.3	2.714	26.0	1.284
2230	103.5	1.163	87.9	2.611
2054	95.0	1.491	63.0	2.210
11	95.9	3.890	23.6	1.340

Для определения изотопного состава первичного стронция был применен графический изохронный метод Николайсена. Отношение ( $Sr^{87}/Sr^{86}$ ), вычисленное из уравнения прямой, оказалось равным  $0.803 \pm 0.023$ ; возраст  $1560 \pm 80$  млн лет. Обращает на себя внимание аномально высокое значение первичной распространенности  $Sr^{87}$  вместо обычного для пород отношения  $(Sr^{87}/Sr^{86})_0 = 0.700 \div 0.710$ , что безусловно подтверждает сложную историю образования гранитоидной магмы.

В качестве одного из возможных путей возникновения магмы можно предположить дифференциацию исходного материала с последующим анатектическим плавлением и гомогенизацией изотопов стронция. Геологическое и радиологическое изучение гранитоидов и вмещающих пород показывает, что обогащение их рубидием и изменение отношения Rb/Sr, по-видимому, произошло в период высокотемпературного (граница гранулитовой и амфиболитовой фаций) регионального метаморфизма, сопровождавшегося метаморфической дифференциацией и частичным плавлением боковых пород с образованием гранитоидной магмы эвтектоидного состава. М. М. Мануйловой и др. (1964) устанавливается, что в исследованном районе процессы метаморфической дифференциации приводят к перекристаллизации пород и к некоторому отделению лейкократовой части, состоящей из калинатрового полевого шпата, кварца и иногда плагиоклаза, от более

меланократовой, представленной сегрегациями в виде полосок или пятен биотита и роговой обманки с кварцем. Эти процессы наиболее интенсивно происходят в микрогнейсах (метавулканитах) ахиэвтектического состава и способствуют развитию анатексиса.

Как известно, рубидий ассоциирует с калием, поэтому очевидно, что с процессами метаморфической дифференциации в лейкократовой части гнейса происходит накопление рубидия и возрастает отношение  $Rb/Sr$ . При этом благодаря особому положению, занимаемому радиогенным стронцием, вполне возможно и параллельное повышение отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  (из-за ухода обычного стронция). На заключительных этапах процесса, сопровождающегося плавлением, реальная гомогенизация изотопов стронция, приводящая к новому изотопному составу первичного стронция, захватываемого при процессах кристаллизации такого расплава вновь образующимися минералами. Такое предположение хорошо согласуется с теоретическими воззрениями Хайера (Heier, 1964), касающимися возможности получения повышенного значения первичной распространенности радиогенного стронция в анатектических расплавах. Хайер, кроме того, считает, что помимо анатексиса, приводящего к концентрации  $Sr^{87}$  в расплаве, обогащение изверженных пород при определенных условиях может вызываться миграцией  $Sr^{87}$  из вмещающих пород в магму, так как радиогенный стронций будет занимать в решетке иное положение, чем обычный стронций. Автор, однако, не при-

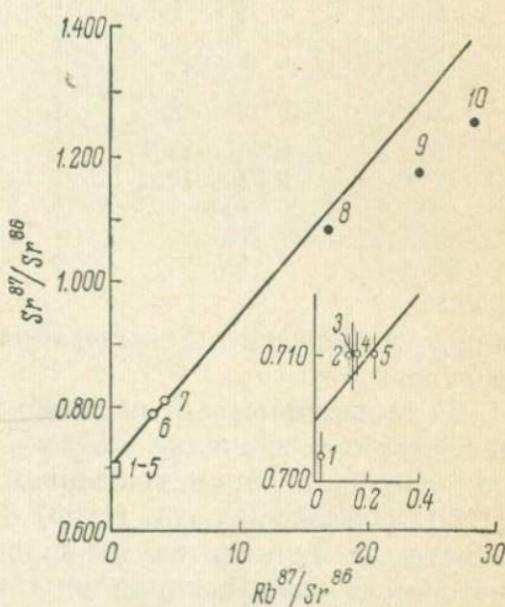


Рис. 3. Зависимость отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  от  $Rb^{87}/Rb^{86}$  для образцов породы в целом. Обозначение точек соответствует порядковым номерам образцов в табл. 9. Положение точек для образцов №№ 1—5 показано в большем масштабе.

(Heier, 1964), касающимися возможности получения повышенного значения первичной распространенности радиогенного стронция в анатектических расплавах. Хайер, кроме того, считает, что помимо анатексиса, приводящего к концентрации  $Sr^{87}$  в расплаве, обогащение изверженных пород при определенных условиях может вызываться миграцией  $Sr^{87}$  из вмещающих пород в магму, так как радиогенный стронций будет занимать в решетке иное положение, чем обычный стронций. Автор, однако, не при-

Таблица 9

Аналитические данные для эфузивов аkitканской серии

№ п.п.	№ образца	Rb <sup>87</sup>	Sr <sup>86</sup>
		$10^{-6}$ г/г	
1	336/56	$0.142 \pm 0.011$	$5.83 \pm 0.07$
2	524/56	$7.83 \pm 0.16$	$60.82 \pm 0.73$
3	342	$5.09 \pm 0.12$	$38.24 \pm 0.58$
4	606/56	$6.98 \pm 0.14$	$43.70 \pm 0.65$
5	59а/56	$9.02 \pm 0.19$	$40.73 \pm 0.53$
6	1034/ш-1961	$53.8 \pm 1.3$	$15.69 \pm 0.23$
7	1053/ш-1961	$66.6 \pm 1.6$	$15.48 \pm 0.20$
8	1048	$89.5 \pm 2.2$	$5.18 \pm 0.06$
9	1045	$77.1 \pm 1.8$	$3.47 \pm 0.04$
10	1046	$74.6 \pm 1.7$	$2.62 \pm 0.03$

водит экспериментальных данных в подтверждение своих взглядов.

В дальнейшем для решения вопроса о том, связано ли повышенное значение отношения  $(Sr^{87}/Sr^{86})_0$  именно со сложным происхождением гранитоидных пород, М. Л. Ященко и сотр. (1965) были исследованы образцы некоторых вулканогенных пород аkitканской серии среднего протерозоя, которая комагматична интрузиям ирельского комплекса. Образование вулканогенных пород предшествовало Абчадской интрузии гранитоидов ирельского комплекса. Изучались образцы, менее всего затронутые процессами метаморфизма. Всего исследовано 10 образцов, из которых первые пять (табл. 9) относятся к лавам, порфиритам и туфам, слагающим низы аkitканской серии (малокосинская свита), и остальные пять — к порфирам более кислого состава, слагающим среднюю часть аkitканской серии (хибilenская свита).

Все исследованные образцы заметно отличались друг от друга по содержанию рубидия и отношению  $Sr^{87}/Sr^{86}$  и были разбиты по этому признаку на три группы.

При построении изохронного графика (рис. 3) прямая линия была получена только для двух групп образцов (табл. 9, №№ 1—7). Образцы породы третьей группы близки по содержанию рубидия к ранее изученным гранитоидам Абчадской интрузии, и точки, отвечающие образ-

Атомное отношение $Rb^{87}/Sr^{86}$	Атомное отношение $Sr^{87}/Sr^{86}$		
	вычисленное из опыта с добавле- нием индикатора	измеренное непосредственно	среднее взвешенное значение
$0.024 \pm 0.002$	$0.699 \pm 0.006$	$0.705 \pm 0.003$ $0.701 \pm 0.002$	$0.702 \pm 0.002$
$0.127 \pm 0.004$	$0.707 \pm 0.002$	$0.713 \pm 0.002$	$0.710 \pm 0.002$
$0.133 \pm 0.005$	$0.709 \pm 0.003$	$0.710 \pm 0.003$	$0.710 \pm 0.002$
$0.158 \pm 0.006$	$0.711 \pm 0.002$	$0.708 \pm 0.002$	$0.710 \pm 0.002$
$0.222 \pm 0.008$	$0.712 \pm 0.002$	$0.708 \pm 0.002$ $0.709 \pm 0.002$	$0.710 \pm 0.002$
$3.39 \pm 0.13$	$0.786 \pm 0.004$		
$4.25 \pm 0.16$	$0.809 \pm 0.002$		
$17.08 \pm 0.64$	$1.083 \pm 0.004$		
$24.06 \pm 0.89$	$1.167 \pm 0.005$		
$28.17 \pm 0.96$	$1.255 \pm 0.004$		

цам этой группы (№№ 8—10), не легли на указанную прямую.

Первичный изотопный состав стронция, вычисленный из уравнения прямой, характеризуется отношением  $(Sr^{87}/Sr^{86})_0 = 0.705$ . Возраст, вычисленный из наклона прямой, равен  $1715 \pm 35$  млн лет. Таким образом, было показано, что аномально высокий изотопный состав первичного стронция не является региональной особенностью пород. Наряду с высоким первичным отношением  $Sr^{87}/Sr^{86}$  в гранитоидах близкие к ним по возрасту вулканиты имеют обычный изотопный состав первичного стронция.

В этой же работе М. Л. Ященко и др. (1965) было высказано предположение о возможной негомогенности первичного отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  в самом источнике эфузивов. Именно этой причиной объясняют авторы измеренные идентичные отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$ , равные 0.710, для четырех одновозрастных образцов эфузивов, имеющих различные отношения  $Rb^{87}/Sr^{86}$ . Впоследствии многие авторы указывали на возможную неоднородность магмы в смысле отношений  $(Sr^{87}/Sr^{86})_0$ .

М. Л. Ященко и др. (1964) при исследовании процессов «омоложения» в породах фундамента карелид Карелии обнаружили избыточное содержание  $Sr^{87}$  в первичном стронции пегматита ( $Sr^{87}/Sr^{86} = 0.7596$ ). Этот пегматит (Л-25) представляет собой небольшую жилу среди сумских

гнейсогранитов (Южная Карелия), являющуюся, по геологическим данным, продуктом анатексиса вмещающих двуслюдяных плагиомикроклиновых гнейсогранитов. Еще при определении возраста этого пегматита М. Л. Ященко и др. (1963) было высказано предположение о том, что, по-видимому, при своем образовании пегматит уже имел повышенное содержание радиогенного стронция.

Наиболее вероятным процессом, приводящим к такому результату, могла явиться преимущественная мобилизация при анатексисе легкоплавких компонентов, вмещающих гнейсогранитов, в частности микроклина, имеющего более высокое отношение Rb/Sr по сравнению со всей вмещающей породой. Пегматит, образовавшийся путем кристаллизации этого анатектического расплава, имел бы повышенное содержание Sr<sup>87</sup> в первичном стронции за счет радиогенного, возникшего из Rb<sup>87</sup> в период между формированием вмещающей породы и образованием анатектического расплава.

Вскоре появилась еще одна экспериментальная работа, подтверждающая возможность получения повышенного значения (Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup>)<sub>0</sub>. Снеллинг и др. (Snelling et al., 1964) получили значение (Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup>)<sub>0</sub>=0.795±0.020 для гранита Нханга (юго-западная Уганда). Авторы рассматривают высокое значение первичной распространенности радиогенного стронция как указание на то, что исследованные ими породы произошли путем омоложения древнего гранита, в котором было накоплено значительное

Таблица 10

Обогащение радиогенным Sr<sup>87</sup> пород-дериватов по срав-

Порода	Первичное отношение Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup> материнских пород	Первичное отношение Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup> пород-дериват
Пегматит-гранит, нижнеканский гранитный массив (Красноярский край)	0.709	0.740
Пегматит-гранит (южная Карелия)	0.703	0.735
Гранофир-феррогаббро (Кергаард, Гренландия) . . . . .	0.7065	0.7104
Меланократовый кислый гранофир-феррогаббро (Гренландия) . . . . .	0.7065	0.7103
Пегматит-гранит (Адирондак) . . . . .	0.7098	0.7157

количество радиогенного стронция либо за счет большого возраста, либо за счет высокого отношения Rb/Sr или в результате обеих причин вместе. Омоложение, по мнению Снеллинга и др., вызвано термальными событиями.

Вопросу о повышенном содержании радиогенного стронция в первичном стронции посвящена работа Ю. М. Артемова и А. А. Ярошевского (1965). Авторы обращают внимание на тот факт, что их экспериментальные данные, а также результаты, полученные другими исследователями (Герлинг и др., 1962; Ященко и др., 1963; Hamilton, 1963; Герлинг, Артемов, 1964; Hills, Gast, 1964) по изотопному составу первичного стронция пород-дериватов, указывают на обогащение последних радиогенным Sr<sup>87</sup> (вне пределов ошибки измерения) по сравнению с материнскими породами, тогда как время их кристаллизации одинаково или очень близко (табл. 10). Возможным объяснением такой аномалии является предположение о незамкнутости системы относительно стронция или рубидия или отрицание генетической связи между материнской породой и пегматитом.

Ю. М. Артемов и А. А. Ярошевский (1965), однако, предлагают иную интерпретацию наблюдаемого явления в рамках закрытой системы. Они считают возможным предложить модель, способную объяснить это явление при едином генезисе. При этом возникает необходимость сделать предположение о некотором процессе дифференциации магмы в докембрийский период. По их мнению,

#### нию с материнскими породами

Отношение Rb <sup>87</sup> /Sr <sup>88</sup> пород-дерив- атов	Длительность дифферен- циации	Возраст	Литературный источник
		млн лет	
20.06	110	540	Герлинг, Артемов, 1964
16.17	140	2600	Ященко и др., 1963
0.43	650	50	Hamilton, 1963
1.24	220	50	
2.66	160	1060	Hills, Gast, 1964

весьма вероятен механизм диффузного поступления вещества «остаточной» породы из магматического расплава в отделившуюся на определенной стадии эволюции магматической системы новую фазу (жидкую или газообразную)» (Ю. М. Артемов, А. А. Ярошевский, 1965, стр. 1102). Предполагая различные значения параметров для рубидия и стронция, а именно большую подвижность и больший коэффициент распределения для рубидия, можно объяснить преимущественное опережающее накопление рубидия в этой новой фазе («пузыре») и соответственно более быстрое накопление продукта распада  $Rb^{87}$  — радиогенного  $Sr^{87}$  в веществе пегматита по отношению к исходному гранитному расплаву. Если к моменту начала кристаллизации диффузионное равновесие для  $Sr^{87}$  между пегматитом и гранитом не достигается, то изотопный состав «первичного» стронция в образующихся двух породах будет различный, причем вещество пегматита будет обогащено по отношению к граниту радиогенным стронцием.

Если система полностью имеет закрытый характер, то можно по имеющимся данным оценить требуемый интервал времени между началом дифференциации и кристаллизации. По расчетам Артемова и Ярошевского для трех случаев пегматитов он оценивается от 110 до 160 млн лет.

Таким образом, статья Ю. М. Артемова и А. А. Ярошевского (1965) затрагивает вопрос о дифференциации рубидия и стронция еще в очаге и этим процессом объясняет различные первичные отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  у пород-дериватов и у материнских пород. С предложенной моделью можно согласиться или нет, но сам процесс разделения рубидия и стронция в очаге кажется возможным; механизм же его, по-видимому, не всегда одинаков. В главе II мы еще вернемся к этому вопросу.

Повышенное содержание первичного отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  найдено Б. Я. Хоревой и Г. А. Муриной (1968) при геолого-петрологическом и радиологическом изучении толщ, обнажающихся на юго-западном Памире в пределах мезозойской складчатой области. Стронциевым методом изучалась особая группа ортитсодержащих очково-порфиробластических мигматитов из зоны Даршайского разлома.\*

\* Очково-порфиробластический мигматит, возникший на начальной стадии гранитизации ранее мигматизированных амфиболов, в образовании которого существенную роль играли процессы

Изохона, проведенная через точки, соответствующие полевому шпату и породе в целом, дала для образца 152а значение  $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_0 = 0.810$ , что подтверждает сложный процесс образования этой породы.

К такого рода работам по определению генезиса пород относится работа А. И. Тугаринова и др. (1968), в которой авторы наряду с другими геологическими исследованиями определяют и изотопный состав свинца для выяснения происхождения своеобразных интрузивно-метасоматических образований, названных в советской литературе апогранитами (Беус и др., 1967).

По поводу генезиса апогранитов имеются различные точки зрения. Ряд зарубежных авторов на примере изучения колумбитоносных и пирохлороносных гранитов плато Джос, Нигерия (Williams, 1955—1956), считает их магматическими. Многие советские исследователи полагают, что решающую роль в формировании гранитоидов рассматриваемого типа играли гидротермальные, и в том числе автометасоматические процессы.

А. И. Тугаринов и др. с целью установления генетических связей между различными типами пород и руд Нигерии, Монголии и Советского Союза изучили изотопный состав свинца, выделенного ими для этого исследования из различных минералов и пород.

Полученные ими данные по Нигерии приведены в табл. 11.

Наиболее древними породами Нигерии являются гранат-биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы. Они прорываются и мигматизируются гранитами основания, а последние секутся древними пегматитами. Абсолютный возраст упомянутых гнейсов, кристаллических сланцев и гранитов основания оценен в 600 млн лет (Jacobson et al., 1958). Это значение возраста подтверждено также и данными по калий-argonовому и свинцовому методам А. И. Тугариновым и соавт. Комплексы «молодых гранитов» (150—170 млн лет) моложе гранитов основания.

Для гнейсов и древних гранитов был измерен как изотопный состав свинца по породе в целом, так и по мономинеральным фракциям калишпата. Предыдущие исследований перекристаллизации древнего мигматита, происходящие под влиянием растворов, но без существенного привноса и выноса составных элементов породы.

Таблица 11

Изотопный состав свинца из галенитов,  
полевых шпатов и интрузий (Нигерия)

№ п. п.	Образец	Изотопные отношения			Модель- ный возраст, млн лет
		Pb <sup>206</sup> /Pb <sup>204</sup>	Pb <sup>207</sup> /Pb <sup>204</sup>	Pb <sup>208</sup> /Pb <sup>204</sup>	
1	Галенит (Кигом Хилл) . . . . .	17.80	15.46	38.69	800
2	Гранит основания, калишпат (Рукуба)	17.93	15.75	39.00	770
3	То же . . . . .	17.38	15.32	38.54	950
4	Гнейс, валовая про- бая породы (Руку- ба) . . . . .	19.23	16.11	40.05	—
5	Риолит (Бяюджи)	17.63	15.67	38.74	810
6	Молодой гранит (Панкшин) . . .	18.36	15.96	39.63	?
7	Молодой порфир (Бяюджи) . . .	21.69	15.95	38.64	?
8	Молодой гранит (Мангансура) . .	18.76	15.96	38.73	?
9	Молодой гранит (Ри- ши) . . . . .	21.02	16.03	41.35	?
10	Базальт (Панъян) .	20.22	16.19	39.91	?
11	Базальт (Лируэй) .	18.10	15.78	38.07	660
12	Галенит (Лируэй) .	17.91	15.76	38.81	770
13	Галенит (р. Бенуэ)	18.68	15.98	39.14	500
14	То же . . . . .	18.27	15.90	38.57	690
15	» » . . . . .	18.01	15.70	38.55	640

ния авторов (Тугаринов и др., 1968) показали, что в первом приближении изотопный состав свинца калишпатов характеризует свинец данного интрузива в момент консолидации, т. е. по его изотопному составу можно судить о возрасте породы. При метасоматических проявлениях, действующих в первую очередь на полевые шпаты, свинец из них более свободно будет мобилизоваться в эндогенные растворы, чем радиогенный свинец из акцессорных минералов. Таким образом, по мнению авторов, свинец калишпата будет характеризовать также и свинец, вовлеченный в гидротермальную либо магматическую миграцию при воздействии соответствующих растворов на кристаллический фундамент Нигерии.

Для молодых гранитов Нигерии изотопный состав свинца определялся по пробам породы в целом (обр. №№ 5—10; табл. 11). Были также выполнены измерения изотопного состава свинца галенитов из рудопроявления, связанного со щелочным метасоматозом молодых гранитов (обр. № 1; табл. 11), и все эти данные сопоставлены с ранее полученными определениями изотопного свинца галенитов из щелочных метасоматитов и карбонатных отложений мелового возраста р. Бенуэ, выполненными Джекобсоном и др. (Jacobson et al., 1960).

Из полученных данных следует:

1) свинец полевых шпатов древних гранитов и гнейсов, а также ранних риолитов (обр. №№ 2, 3, 5; табл. 11) сходен по изотопному составу и дает модельный возраст от 750 до 950 млн лет;

2) свинец галенитов рудных тел (обр. №№ 1, 11, 12, 13, 15; табл. 11) сходен с обычным свинцом рудных тел. Таким образом, при выветривании основания либо при гидротермальном метаморфизме, по-видимому, свинец калишпатов в первую очередь поступал в миграцию и служил источником рудного свинца залежей;

3) свинец молодых гранитов и даже кайнозойских базальтов отличается явным обогащением радиогенным свинцом, означающим, что формирование расплавов происходило за счет переплавления каких-то формаций с повышенным содержанием урана по сравнению с калишпатом древних гранитов.

Авторы подчеркивают, что единственное определение изотопного состава свинца валовой пробы породы древнего гнейса (обр. № 4, табл. 11) показало ту же характеристику, что и свинец молодых гранитов. По-видимому, исходным субстратом для большинства молодых гранитов Нигерии, так же как и для базальтов более позднего времени, служили именно гнейсы и древние граниты. Их полное расплавление привело к перемешиванию свинца калишпатов и радиогенного свинца акцессорных минералов и придало ему явно радиогенную характеристику. Таким образом, авторы считают, что происхождение их из «мантийного источника» вызывает сомнение.

Генетическое родство молодых гранитов и их производных с кристаллическим фундаментом, вытекающее из свинцово-изотопных данных, находит отражение и в распределении в этих породах ряда редких элементов.

Не разбирая подробно следующих разделов работы, приводим здесь те общие выводы, к которым пришли А. И. Тугаринов с соавт. на основании всего проведенного исследования.

1. Магматические комплексы Нигерии, Монголии и Тувы, несущие редкометальные апограниты, возникли в результате палингенеза (анатексиса, либо полного плавления) древних толщ основания, без ощутимого привноса ювенильного подкорового вещества.

2. Геохимическим признаком палингенных пород является их общая обедненность многими редкими элементами по сравнению с анхиэвтектическими породами при близком или идентичном составе в отношении главных компонентов. Содержание редких элементов, как и изотопов свинца в палингенных расплавах и соответствующих породах, отражает их содержание и фазовое распределение в исходных породах.

3. Эволюция и дифференциация неперегретых палингенных расплавов возможна в результате изменения химических условий (условий щелочности) в силу разнотемпературности эвтектик разных минеральных фаций, которые, как установлено, имеют разную кремнекислотность.

4. Сопоставление геологических и геохимических данных с экспериментальными показывает, что существуют два механизма образования апогранитных пород ниже температур сухих гранитных эвтектик; для плумазитовых расплавов — это метасоматическое преобразование эвтектических гранитов под влиянием щелочногалоидных растворов, отделившихся при достижении критических концентраций; для агпайтовых расплавов, где критические явления отсутствуют, — это непрерывный переход в гидротермальный раствор, аналогичный котектической кристаллизации.

Опубликованная в 1964 г. работа Гаста и др. (Gast et al., 1964) представляет собой исследование, в котором эти авторы ставят своей целью нахождение индикатора для определения генезиса основных пород. Для этого, кроме изучения соотношения Rb—Sr, исследователи привлекают также соотношения U—Pb и Th—Pb. Наиболее ценным при этом авторы считают тот факт, что два изотопа  $U^{235}$  и  $U^{238}$  с весьма раз-

личными периодами полураспада образуют два свинца —  $Pb^{207}$  и  $Pb^{206}$ .

Ссылаясь на более ранние работы, в которых обсуждались поиски индикатора для определения генезиса гранитных пород (Gast, 1960; Hedge et al., 1963; Hurley et al., 1962b), Гаст и др. полагают, что при условии узкого ограниченного состава стронция в основных породах может оказаться возможным использование изотопного состава стронция для выявления различия между собственно

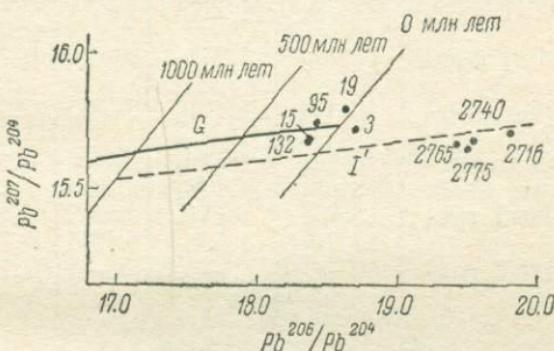


Рис. 4. Изотопные отношения свинца островов Гоф и Вознесения в сравнении с метеоритной изохроной (0 млн лет) и кривой роста (G) для свинца из соответствующих рудных тел по Остику и др. (Ostic et al., 1963).

I' — вторичная изохрона, соответствующая ожидаемому изотопному составу свинцов из субсистемы с возрастом в 1 млрд лет.

основными породами и породами с примесями коровых материалов. Отмечая недостаток имеющихся в распоряжении литературных данных по изотопному составу свинца в породах, Гаст и др. анализируют вариации изотопного состава свинца и стронция, избрав в качестве изучаемого объекта серию пород двух типичных островов Средне-Атлантического хребта — о. Вознесения и о. Гоф. Предпочтение, оказанное авторами океаническому окружению, объясняется желанием избежать возможных загрязнений из гранитных пород, ассоциированных с корой континентальных областей.

Полученные данные по изотопным составам свинца и стронция вместе с кратким описанием образцов сведены Гастом и др. в таблицу (табл. 12). Изотопные составы

Таблица 12

Изотопные составы свинца и стронция  
в породах островов Гоф и Вознесения

Образец, номер	$Pb^{206}/Pb^{204}$	$Pb^{207}/Pb^{204}$	$Pb^{208}/Pb^{204}$	$Sr^{87}/Sr^{86}$	$Sr/Pb$
О. Го Ф					
Бедный оливином базальт, 132	18.36 <sub>6</sub>	1.171 <sub>3</sub>	0.4711	0.7045; 0.7038	—
Порфиритовый трахиандезит, 15	18.37 <sub>5</sub>	1.170 <sub>8</sub>	0.4694	0.7050	13
Порфиритовый трахибазальт, 95	18.43 <sub>3</sub>	1.171 <sub>2</sub>	0.4695	0.7043	17
Содалит, эгирина- гитовый трахит, 19	18.63 <sub>6</sub> 18.63 <sub>7</sub>	1.179 <sub>6</sub> 1.178 <sub>6</sub>	0.4699 0.4688	0.7094 —	0.0155 —
Эгирина-гитовый трахит, 3	18.73 <sub>8</sub>	1.191 <sub>0</sub>	0.4738	—	—
Эгирина-гитовый трахит, 18	18.71 <sub>4</sub>	1.193 <sub>2</sub>	0.4744	0.7050 0.7069	0.5 0.05
О. Вознесения					
Оливиновый базальт, 2765	19.43	1.240	0.4958	0.7025; 0.7028	15
Бедный оливином базальт, 2740	19.55	1.247	0.5008	0.7025; 0.7028	—
Обсидиановая бомба, 2775	19.50 <sub>0</sub> 19.51 <sub>4</sub>	1.247 <sub>1</sub> 1.246 <sub>0</sub>	0.4973 0.4975	— —	—
Эгирина-рибекитовый трахит, 2716	19.72	1.255	0.5000	0.7073	0.25
Трахиандезит, 2864	—	—	—	0.7025	—
Трахит, 2863	—	—	—	0.7045	—
Стандарты					
Свинец (Калифор- нийский техноло- гический инст.)	{ 16.72 16.75	1.0718 1.0703	0.4556 0.4547	—	—

Примечание. Отношение  $Sr^{87}/Sr^{86}$  нормализовано к отношению  $Sr^{86}/Sr^{88}$ , равному 0.1194.

свинца для образцов из двух указанных островов представлены на рис. 4. На этом же рисунке отмечены прямыми линиями-изохронами (Hauterivans, 1947) изотопные отношения свинца, развивающегося в химически замкнутой системе с различными отношениями U/Pb. На графике зависимости отношения  $Pb^{206}/Pb^{204}$  от отношений  $Pb^{206}/Pb^{207}$  изохроны приближаются к прямым ли-

ниям (рис. 5). Для сравнения на рис. 4 и 5 показана изохона для метеоритного свинца, названная геохроной (Murthy et al., 1962), как изохона с 0 млн лет.

Гаст и др. при сравнении полученных данных (табл. 12) отмечают, что обе изученные трахитовые породы о. Гоф имеют, по-видимому, более радиогенный свинец, чем базальт и трахиандезит. Образец № 3 отличается от других

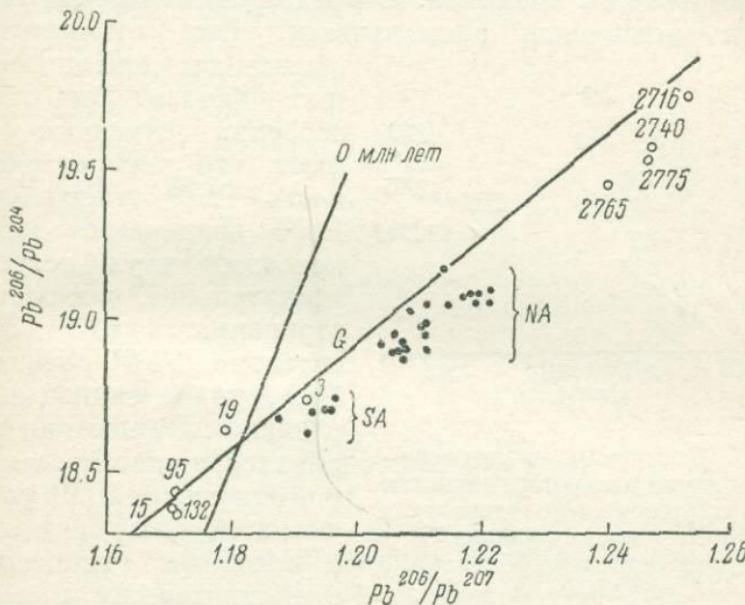


Рис. 5. Свинец островов Гоф и Вознесения в сравнении со свинцом из пелагических осадков, измеренных Чау и Паттерсоном (Chow, Patterson, 1962).

*G* — кривая роста для свинца из соответствующих рудных тел;  
*NA* — образцы пелагического свинца из Северной Атлантики;  
*SA* — пелагический свинец из Южной Атлантики.

большим избытком  $Pb^{206}$ . Различие между отношениями  $Pb^{206}/Pb^{204}$  образцов №№ 15 и 95 и определениями для № 3 не может быть приписано экспериментальной ошибке. Содержание урана и свинца для № 3 составляет  $1.6$  и  $8.4 \cdot 10^{-6}$  г/г соответственно, давая  $U^{238}/Pb^{204} = 14$ . Это ведет к скорости изменения отношения  $Pb^{206}/Pb^{204}$  на  $0.002$  за счет распада  $U^{238}$  за миллион лет. Предварительное определение возраста по калий-argonовому методу на трахите № 19 показало, что возраст этой породы меньше  $2$  млн лет. Из этого следует, что различие отношений  $Pb^{206}/Pb^{204}$  существовало уже во время внедрения пород.

Поэтому различные типы пород не могли произойти из изотопно гомогенной магмы.

Свинец из пород о. Вознесения намного более радиогенен, чем из пород о. Гоф. Отношения  $Pb^{206}/Pb^{204}$  для всех образцов очень смещены от изохронны. Изотопные отношения дают отрицательные модельные возрасты, достигающие 600 млн лет. Наивысшее отношение  $Pb^{206}/Pb^{204}$  вновь ассоциировано с трахитом. В предыдущих работах такие свинцы назывались аномальными. Они относительно

обычны для континентальных районов. Гаст и др. особенно отмечают тот факт, что распространенность  $Pb^{206}$  относительно  $Pb^{204}$  различается между породами двух островов значительно, чем распространенность  $Pb^{207}$  относительно  $Pb^{204}$ . Это требует, чтобы свинец в образцах о. Вознесения развивался в системе, в которой отношение  $U/Pb$  увеличивалось по сравнению с исходным отношением, существовавшим в источнике о. Гоф, примерно за последние 1.5 млрд лет.

К этому времени распро-

слишком мала, чтобы дать

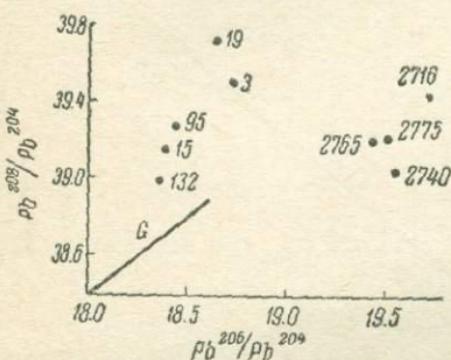


Рис. 6. Диаграмма, показывающая вариации распространенности  $Pb^{208}$  внутри островов и отсутствие вариаций распространенности  $Pb^{208}$  между островами (Gast et al., 1964).

G — кривая роста для свинца для соответствующих рудных тел.

страниценность  $U^{235}$  была уже много добавочного  $Pb^{207}$ . Гаст и др. показали также, что интервал отношений  $Pb^{208}/Pb^{204}$  приблизительно одинаков для обоих островов (рис. 6).

Данные, полученные авторами для отношения изотопов стронция, нанесены ими на график (рис. 7). Первичные отношения для двух образцов (№№ 18, 19) о. Гоф несколько неопределены. Если они имеют возраст 2 млн лет, то тогда их первичные положения будут соответствовать точкам на рис. 7, показанным стрелками. Если же их возраст на самом деле меньше, то первичное отношение будет больше, чем в более основных породах.

Два образца трахита из пород о. Вознесения (№№ 2863, 2716) дают более радиогенный изотопный состав строн-

ция, чем для основных пород этого острова. Таким образом, и здесь, подобно свинцу, стронций является более радиогенным в трахитах, нежели в основных породах. Авторы ссылаются на работу Лессинга и Катанзаро (Lessing, Catanzaro, 1964), которые наблюдали подобные, несколько меньшие различия для базальтов и трахитов на Гавайе. Кроме того, из рис. 7 видно, что стронций более основных пород этих двух островов систематически разли-

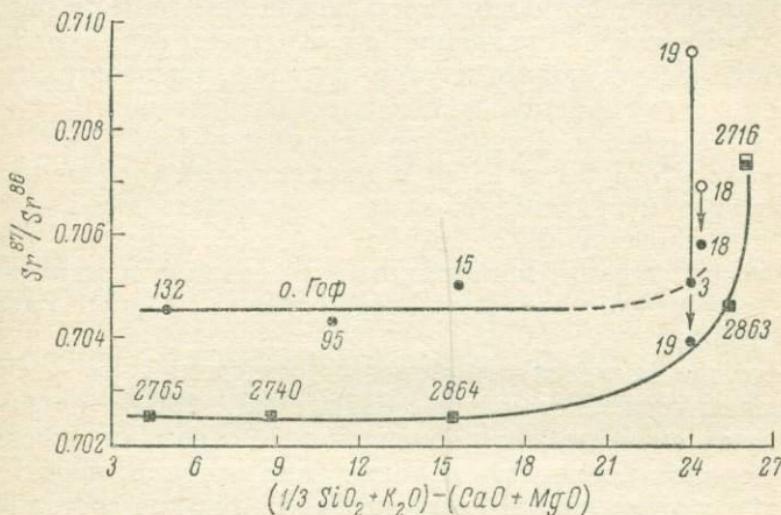


Рис. 7. Отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  к  $(1/3 SiO_2 + K_2O) - (CaO + MgO)$  (Gast et al., 1964).

Образцы №№ 2765, 2740 и 2716 химически не анализировались, их положения вдоль оси абсцисс поэтому являются только приближенными. Стрелки показывают положение первичного отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  для образцов №№ 18 и 19, если они имеют возраст 2 млн лет. Все другие отношения не изменились значительно за 2 млн лет.

чается. Отношение  $Sr^{87}/Sr^{86}$  пород о. Гоф выше отношения для пород о. Вознесения на 0.002.

Далее авторы приводят сравнения всех полученных результатов по свинцу и стронцию и констатируют:

1) внутриостровные источники, обогащенные ураном и торием по отношению к свинцу, также обогащены рубидием по отношению к стронцию;

2) между островами имеет место иная картина: высокие отношения  $Pb^{206}/Pb^{204}$  ассоциируются с низкими отношениями  $Sr^{87}/Sr^{86}$ .

Возможность возникновения таких вариаций, по мнению авторов, могла иметь место: 1) из-за примешивания

корового свинца и стронция к первичной магме; 2) из-за химических, а следовательно, изотопных гетерогенностей в источнике магмы в соединении с механизмом образования магмы, способствующим сохранению этих гетерогенностей.

Однако обычные источники радиогенного свинца и стронция не располагаются в океанических районах. Изотопный состав свинца в пелагических осадках исследовался Чау и Паттерсоном (Chow, Patterson, 1962). Их данные для Атлантического океана нанесены на рис. 5. Это графическое сравнение показывает, что вариации свинцовых изотопов ни внутри островов, ни между островами не легко объяснить смешением пелагического и магматического свинца. Сравнение отношения  $Pb^{208}/Pb^{204}$  для трахитов (№№ 19 и 2716) с измеренными отношениями в образцах пелагического свинца исключает эту возможность. Отношение  $Pb^{208}/Pb^{204}$  в образцах трахитов выше любого отношения, измеренного для осадков и марганцевых конкреций Атлантического океана (Chow, Patterson, 1962).

Что же касается стронциевых отношений, то расчет, произведенный Гастом и др. (Gast et al., 1964), показал, что из-за очень высокого содержания стронция в основных породах количество пелагических осадков, необходимое для увеличения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  на 0.002, должно составлять 10—20%. Такое количество загрязнений несовместимо с однородным химическим составом и минералогией изучаемых ими пород. Таким образом, колебания в отношении  $Sr^{87}/Sr^{86}$  в породах разных островов не могут быть объяснены смешением пелагических осадков с первичной магмой, даже если не принимать во внимание изотопный состав свинца.

Возможно, однако, что смешение поверхностного материала с материнской магмой может объяснить некоторые из наблюдавшихся изотопных вариаций, в частности высокое отношение  $Sr^{87}/Sr^{86}$  в трахитах.

Гаст и др. пришли к следующим заключениям.

1. Небольшие внутриостровные вариации изотопов свинца и стронция могут быть результатом локальных гетерогенностей в мантии. Если более богатые кремнием магмы, являющиеся ранними фракциями плавления мантии, имеющими более высокие отношения  $Rb/Sr$  и  $U+Th/Pb$ , перемещены к поверхности без полного смешения с позднее образовавшимися магмами, то в результате

возникают наблюдаемые минеральные фазы, имеющие более высокие первичные изотопные отношения.

2. Различие в изотопных отношениях в породах между островами могут отражать региональные вариации в Rb/Sr и U/Pb отношениях в мантии. Общее возрастание отношения U/Pb в течение последнего миллиарда лет или около этого в источнике вулканических пород о. Вознесения могло бы объяснить различные распространенности Pb<sup>206</sup> на этих двух островах. Этот механизм требует возрастания отношения U/Pb без возрастания отношения Th/Pb, а данные по стронцию показывают, что обогащение U/Pb идет без обогащения Rb/Sr. Следовательно, фракционирование этих элементов происходило во внешней мантии такими путями, которые обычно не наблюдаются при магматической дифференциации плутонических пород. Поэтому это скорее свидетельствует о нашем незнании процессов химического фракционирования в подкоровых частях, а не является аргументом против теории изотопной гетерогенности мантии. Альтернативная гипотеза состоит в том, что высокое отношение U/Th в вулканических породах обусловлено сходным высоким отношением в некоторых частях мантии.

Работы Н. Н. Шаровой (1956), Готфрида и др. (Gottfreid et al., 1962) по определению тория и урана в сериях вулканических пород, расположенных вокруг Тихого океана, на которые ссылаются Гаст и др., говорят также в пользу существования высоких отношений U/Th в источниках магмы о. Вознесения. Эти работы показывают, что отношения U/Th, равные 1 : 2, не являются необычными в вулканических породах, и это отношение не изменяется с составом породы. Последнее обстоятельство говорит, по-видимому, о том, что в исследованном районе значение U/Th скорее отражает состав источника, чем процесс магматической дифференциации.

Гаст и др. обращают особое внимание на совпадение данных по отношению U/Th в мантии, выведенных из изотопных данных для о. Вознесения, с результатами, полученными химическим путем для района Тихого океана.

Разбор данных приводит Гаста и др. к выводу, что наиболее правдоподобным объяснением наблюдаемых вариаций изотопного состава свинца и стронция является, по-видимому, региональная химическая гетерогенность верхней мантии. Авторы, кроме того, отмечают, что если

отношение U/Pb дифференцировалось в различных частях мантии в течение последних 3—4 млрд лет, то существование земного свинца, образовавшегося одновременно с планетой и развивавшегося в химически замкнутой системе, может быть поставлено под сомнение.

Таким образом, если изотопные вариации, наблюдавшиеся на островах Вознесения и Гоф, обусловлены химическими процессами в мантии, то индивидуальные изотопные отношения свинца и стронция в экструзивных изверженных породах не могут быть однозначными индикаторами контаминации более древними породами.

Все эти данные указывают на то, что для получения детальной информации о вероятном механизме образования магматических пород необходимы систематические и более многочисленные исследования в них изотопных отношений свинца и стронция.

Интересные данные по изотопам стронция были получены Харлем и др. (Hurley et al., 1966) при изучении калиевых лав Зап. Италии. Харлей и др. обнаружили варьирующие (от 0.706 до 0.711) отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  между вулканами Римской области. При довольно постоянном для каждого вулкана отношении  $Sr^{87}/Sr^{86}$  между вулканами с юга на север имеет место увеличение этого значения. Содержание калия, рубидия и стронция в лавах достигает необычно высоких уровней концентрации, а отношение K/Rb низкое. Наиболее древние лавы Везувия представлены трахитами. С промежутками спокойных периодов последовательно изливались фонолитовые тефриты, лейцитовые тефриты и тефритовые лейцититы. Объяснить развитие этих пород только процессом магматической дифференциации трудно. Дели (Daly, 1910) связал щелочные изверженные породы с ассоциацией магмой известковых коровых осадочных пород, через которые она поднималась. Риттманн (Rittmann, 1962), развив эту теорию, предположил кристаллизационную дифференциацию восходящей первичной магмы, ассилировавшей известковые осадки. Тернер и Ферхуген (Turner, Verhoogen, 1960) опровергают эту теорию и сопоставляют щелочные типы пород с аналогичными африканскими эфузивами, в которых невозможна ассоциация известняка. Они предпочитают обычную гипотезу, по которой богатая калием магма является продуктом реакции ассоциации между щелочными оливин-

базальтовыми или нефелин-базальтовыми магмами и «гранитными» породами континентальных оснований. С этой точки зрения гранитные и метаосадочные породы основания являются поставщиком таких элементов, как стронций, барий, рубидий и цирконий, а природа продуктов реакции будет зависеть от химической природы «гранитного» основания и от физических условий асимиляции.

Харлей и др. предприняли свое исследование, считая возможной причиной повышения отношения  $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_0$  асимиляцию гранитного материала основания. Они изучили изотопное отношение  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  на образцах пород, собранных из 8 кратеров вулканов Римской провинции с юга на север. Образцы имели состав от трахитов до пород, очень богатых калием. Из-за очень молодого возраста вулкаников не было необходимости в точном определении отношения  $\text{Rb/Sr}$ .

Анализ полученных данных показал отсутствие взаимосвязи между отношениями  $\text{Rb/Sr}$  и  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ , что указывает, по-видимому, на очень молодой возраст лав и очень молодое отношение  $\text{Rb/Sr}$ . Однако с увеличением общего содержания рубидия и стронция наблюдается заметное увеличение  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ . Это говорит о том, что обогащение имело место в более древнее время, чем вулканическая активность.

Разбирая вопрос о распределении следовых элементов, Харлей и др. упоминают о различных моделях экстракции плава из мантии.

Разделение следовых элементов может происходить как при частичном плавлении, при фракционной кристаллизации, так и при нескольких стадиях зонного плавления (Harris, 1957; McIntyre, 1963; Masuda et al., 1966). Слишком высокое обогащение  $\text{Sr}^{87}$  не позволяет применить ни одну из этих моделей к итальянской калиевой лаве и ее аналогам в Африке.

На основании анализа полученных данных по изотопному составу стронция и детального разбора вопроса о распределении следовых элементов Харлей и др. пришли к выводу, что здесь имеет место необычная мagma, которая получилась путем переплавления или антексиса древних континентальных сиалических пород.

Для получения магмы, столь обогащенной стронцием, необходимо, однако, чтобы  $D_{\text{Sr}}$  было бы меньше единицы. Это возможно лишь на глубине в условиях субкоровых  $P$

и  $T$ , ниже уровня образования плагиоклаза — значительного акцептора стронция.

Таким образом, Харлей и др. пришли к выводу, что сиалические породы глубоко опустились в режим высоких давлений, где гранат и моноклинный пироксен являются преобладающей остаточной фазой. Непрерывные вариации полученных отношений  $Sr^{87}/Sr^{86}$  от низкого до высокого требуют смешения магмы в различных пропорциях.

Недавно вышла работа Легго и Хатчисона (Leggo, Hutchison, 1968) по ксенолитам ультраосновных пород из Центрального массива Франции. Возраст извержения определялся как позднетретичный или четвертичный. Образцы перидотитов, имеющие вид бомб или блоков в базальтовых породах, были взяты из далеко отстоящих друг от друга мест. Ассоциированная лава богата щелочами и перенасыщена кремнием. Ксенолиты состоят из оливина, ортопироксена, клинопироксена и шпинели и рассматриваются поэтому как кристаллизовавшиеся в условиях, преобладающих в верхней мантии.

Полученные аналитические данные (табл. 13) показывают, что базальты, вмещающие ксенолиты, по существу идентичны по содержанию рубидия и стронция. Значения отношения  $Rb/Sr$  лежат между 0.053 и 0.063 и отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  — между 0.7024 и 0.7049. Для ксенолитов же значения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  очень варьируют — от 0.7036 до 0.7106 и  $Rb/Sr$  — от 0.011 до 0.112. Они очень сильно истощены рубидием, имея в среднем содержание  $0.75 \cdot 10^{-6}$  г/г.

Интерпретация данных по ксенолитам всегда усложняется из-за возможных химических изменений, имевших место при переносе их на поверхность (Green et al., 1968).

Однако значения, полученные Леггом и Хатчисоном для перидотовых ксенолитов, рассматриваются как первичные, так как время после излияния интрузии очень короткое, и значение  $Rb/Sr$  очень мало.

Концентрации стронция незначительные — от 3.4 до  $79.5 \cdot 10^{-6}$  г/г.

На основании данных, полученных Стьюбером и Мэрфи (Stueber, Murthy, 1966а) для ультраосновных пород альпино-типа, Легго и Хатчисон считают возможным разделить породы ксенолитов на две группы. Породы, имеющие отношения  $Sr^{87}/Sr^{86} = 0.706$  и ниже, сравнимы

Таблица 13

Аналитические данные по рубидию и стронцию  
для перidotитовых нодулей и для вмещающих базальтов

Образцы	$Rb \cdot 10^{-6}$ г/г	$Sr \cdot 10^{-6}$ г/г	$Rb/Sr$	$Rb^{87}/Sr^{86}$	$Sr^{87}/Sr^{86}$
П е р и д о т и т о в ы е н о д у л и					
Bt1TRA . . . . .	0.40	16.1	0.026	0.071	0.7056
Bt1TRB . . . . .	0.45	16.4	—	0.079	0.7063
Bt2TRA . . . . .	—	—	—	—	0.7057
Bt3TRA . . . . .	0.49	7.45	0.066	0.191	0.7087
Bt3TRB . . . . .	—	—	—	—	0.7105
Bt36TRA . . . . .	—	—	—	—	0.7094
Bt36TRB . . . . .	—	—	—	—	0.7086
Bt37TRA . . . . .	—	—	—	—	0.7054
Bt37TRB . . . . .	—	—	—	—	0.7063
MS1TRA . . . . .	0.89	79.5	0.011	0.033	0.7089
MS1TRB . . . . .	—	79.5	—	—	0.7096
Z2TRA . . . . .	0.80	25.5	0.031	0.091	0.7103
Z2TRB . . . . .	—	—	—	—	0.7109
Mb8TRA . . . . .	0.98	40.4	0.024	0.070	0.7041
Mb8TRB . . . . .	—	—	—	—	0.7032
Mb66TRA . . . . .	0.44	3.44	0.112	0.371	0.7058
Mb66TRB . . . . .	0.33	3.51	—	0.270	0.7063
В м е щ а ю щ и е б а з а л ь т ы					
Bt1TRA . . . . .	40.7	760	0.053	0.155	0.7035
Bt1TRB . . . . .	40.5	770	—	0.152	—
MS1TRA . . . . .	40.9	736	0.056	0.161	0.7038
MS300TRA . . . . .	39.9	728	0.055	0.160	0.7049
Z2TRA . . . . .	51.0	846	0.060	0.175	0.7029
Z2TRB . . . . .	—	—	—	—	0.7043
Mb66TRA . . . . .	56.0	887	0.063	0.183	0.7043
Mb400TRA . . . . .	53.3	914	0.058	0.169	0.7024

П р и м е ч а н и е. TR — порода в целом; обозначения «A» и «B» соответствуют параллельным анализам.

с ксенолитами, изученными Стьюбером и Мэрфи, породы с более высокими значениями этих отношений следует сопоставить с образцами перidotитов альпино-типа.

Разница между отношениями  $Sr^{87}/Sr^{86}$  в ксенолитах и вмещающих породах, полученная Легго и Хатчисоном, говорит об отсутствии равновесия между ними. По мнению этих авторов, ультраосновные блоки действительно

являются ксенолитами и не имеют прямой генетической связи с лавами, которые их выносят на поверхность, что противоречит исследованиям (Frechen, 1963; O'Hara, Mercus, 1963; O'Hara, 1965, 1967), относящим их к продуктам частичной кристаллизации щелочно-базальтовых магм на глубине. Уайт (White, 1966), изучавший богатые клинопироксеном ксенолиты-верлиты в гавайских лавах, рассматривал их как кристаллические скопления (шири).

Один из изученных Легго и Хатчисоном ксенолитов Центрального массива Франции (Mb8) имеет отношение  $Sr^{87}/Sr^{86}$ , сравнимое с отношением во вмещающей породе. Однако, так как образец изменен и содержит корбанат, Легго и Хатчисон относят это изотопное отношение частично за счет базальтового. Два исследованные образца из Франции (Bt36 и 37) показывают более высокие отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$ , типичные для большинства шпинель-перцолитовых ксенолитов.

Изохронная картина показывает, что ксенолиты не связаны друг с другом и не дают реального возраста. Следовательно, в них или отсутствовало изотопное смещение, или имела место открытая система. С точки зрения содержания рубидия высокие отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  в них строго аномальны. С этим можно примириться, если встать на точку зрения Стьюбера и Мэрфи (Stueber, Murthy, 1966a). Эти авторы, обсуждая по существу ту же проблему, сделали вывод, что относительно высокие значения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  в ультраосновном материале требуют многостадийной эволюции. Для объяснения остаточной природы изучаемого материала они использовали двустадийную модель для системы кора—мантия, предложенную Паттерсоном и Тацумото (Patterson, Tatsumoto, 1964). Работы Грина и др. (Green et al., 1968) по содержанию Th, U и K в периодитовых включениях и вмещающих их базальтах также совместимы с представлением об остаточном происхождении периодита после экстракции базальтового компонента из материнской мантии.

На основании своего исследования Легго и Хатчисон приходят к выводу, что в общем их работа согласуется с другими работами по ультраосновным породам. Анализы вмещающего базальтового материала не дают указаний на генетическое соотношение с включенными периодитовыми ксенолитами. Порядок отношений  $Sr^{87}/Sr^{86}$  и  $Rb/Sr$  говорит о том, что ксенолиты захвачены из глубинных

частей верхней мантии и случайно перенесены базальтовой магмой в результате вулканического взрыва. Возможно, что ксенолиты с отношениями 0.708—0.710 появились из зоны перидотита альпино-типа, лежащей ниже континентальной коры, в то время как перидотиты с отношениями 0.706 пришли из зоны, которая подстилает как океаническую кору, так и зоны перидотита альпино-типа.

В работе Саммерхейес (Summerhayes, 1966) изучался возраст изверженного комплекса Гэрабал Хилл-Глен Файн рубидий-стронциевым методом. Этот комплекс является известково-щелочной ассоциацией из кислых, промежуточных, основных и ультраосновных пород, которые интрудировали в метаосадочные породы Дальрадийской антиклинали Каузл на северной оконечности Лог Ломонд (Шотландия).

Петрология этих пород была изучена Ноколдсом (Nockolds, 1940), который предпринял геохимические анализы различных членов комплекса. Ноколдс нашел, что полученные им данные следуют такому же распределению, как и для других каледонских изверженных пород, и пришел к выводу, что такое распределение элементов лучше всего объясняется дифференциацией при кристаллизации диорит-пироксен-слюдяной магмы. Более основные породы, чем материнская магма, рассматриваются как агрегат минералов, образовавшийся при последовательной кристаллизации ранее, чем большая часть кислых пород. Этот процесс укладывается на плавную кривую на вариационной диаграмме, представляющей последовательные стадии кристаллизации.

Исследование изверженного комплекса Гэрабал Саммерхейесом было проведено в связи с определением возраста интрузии рубидий-стронциевым методом и для проверки гипотезы Ноколдса о когенетичности этого замечательного естественного ряда пород путем сравнения их первичного изотопного состава стронция.

Определения возраста рубидий-стронциевым изохронным методом были проведены для трех компонентов комплекса: порфировый гранодиорит, средний гранодиорит, пироксен-слюдяной диорит. Точность определений для рубидия и стронция  $\pm 2\%$ , для вычисленных отношений  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$   $\pm 1\%$  и для определенных непосредственно  $\pm 0.5\%$ . Полученное средневзвешенное значение возраста  $392 \pm 4$  млн лет. Результат показывает, что три датирован-

ные компоненты были интрудированы в одно и то же время, и становление комплекса имело место за очень короткое время. Возраст близок к другим опубликованным определениям возраста для Каледонской интрузии. Полученные Саммерхейесом первичные стронциевые отношения лежали в ряду 0.704 и 0.710.

Проверка образцов на чистоту показала в некоторых из них проявление контаминации в виде небольших метаосадочных ксенолитов и включений железо-магнезиальных минералов. На этом основании при изучении первичного изотопного состава стронция автор разделяет образцы на две группы: неконтаминированные и контаминированные. Незагрязненные породы дают отношение от 0.704 до 0.7065, тогда как две контаминированные дают 0.708 и 0.711. Несходство первичного отношения для этих двух групп совершенно явное.

Используя затем все данные по рубидию и стронцию, полученные ранее при определении пригодности образцов для возрастных определений (по X-лучам флюоресцентным методом) и значения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  на настоящее время (определенные масс-спектрально), автор вычислил отношение  $Rb^{87}/Sr^{86}$  для каждого анализированного образца. Затем для каждого образца было определено значение  $(Sr^{87}/Sr^{86})_0$  при принятии возраста комплекса в 392 млн лет.

Получены следующие средние значения  $(Sr^{87}/Sr^{86})_0$  по трем главным группам комплекса.

А. Порфиритовый гранодиорит — 0.706.

В. Основные и ультраосновные породы — 0.704.

С. Средний гранодиорит — 0.710.

Группы А и В не отличаются между собой, но отличаются от группы С. Саммерхейес приводит гистограмму значений  $(Sr^{87}/Sr^{86})_0$ , где демонстрируется близкая связь между этими отношениями и степенью геологического загрязнения каждого образца. Из сходства первичного отношения для групп А и В автор сделал вывод об их когенетичности. Расхождение с группой С объясняется контаминацией породы метаосадочным материалом. Анализ типичных сланцев из этого района показывает достаточно высокое отношение  $Sr^{87}/Sr^{86}$ . Это значение 390 млн лет назад было равным примерно 0.716—0.722. Ассимиляция такого материала создала бы заметный эффект на первичные отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  компонентов комплекса. Такая

возможность и рассматривается как лучшее объяснение высоких значений  $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_0$  в контаминированных образцах.

Саммерхейес считает, что когенетичность с другими компонентами комплекса просто затмняется контаминацией и отмечает отсутствие значительной разницы в первичном отношении  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  между кислыми, промежуточными, основными и ультраосновными членами комплекса. Среднее значение равно  $0.705 \pm 0.003$ . Низкое значение  $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_0$  указывает на происхождение из источника, аналогичного базальтовому, с низким отношением  $\text{Rb}/\text{Sr}$ , вероятно находящимся внутри верхней мантии. Таким образом, последовательность образования пород в массиве, наблюдаемая в полевых условиях, хорошо соответствует кристаллизации из одной материнской магмы, а изотопные данные подтверждают такое происхождение.

Работа по изучению и сравнению мезозойских базальтовых пород Антарктики, Южной Африки, Южной Америки и Тасмании была предпринята Компстоном и др. (Compston et al., 1968) после неожиданно обнаруженных Хайером с соавт. (Heier et al., 1965) высоких отношений  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ ,  $\text{Th}/\text{K}$  ( $4.9 \cdot 10^{-4}$ ),  $\text{U}/\text{K}$  ( $1.3 \cdot 10^{-4}$ ) и низких (200) отношений  $\text{K}/\text{Rb}$  в юрских тасманских долеритах. Было решено продолжить и расширить исследование на толеитах Антарктики, Южной Африки и Южной Америки, во многих отношениях подобных тасманским. По значениям указанных параметров долериты Феррар из Антарктики оказались подобны долеритам Тасмании, но мезозойские базальтовые породы из Южной Америки и Южной Африки значительно отличаются.

Долериты Феррар обнажаются на дистанции в 1000 миль или более в Земле Виктории. Они интрудировали в гранитный фундамент, гнейсовые породы и по существу в горизонтально залегающие песчаники Бикон. Силлы находятся почти полностью в фундаменте, но локально, возможно, встречаются и по поверхности несогласия между основанием и налегающими песчаниками Бикон. Платформенные силлы строго следуют этому несогласию. Силлы и трансгрессивные слои также находятся внутри песчаников Бикон. Мощность долеритовых слоев обычно лежит в области от 300 до 1500 футов. В отдельном разрезе общая мощность возможна более 3000 футов.

Широко распространенные толеитовые юрские долериты Феррар характеризуются высокими значениями первичного отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  ( $\sim 0.711$ ), U/K, Th/K и низкими значениями (от 200 до 260) отношений K/Rb. Это скорее типично для коровых пород, чем для материала, происходящего из мантии. Такие необычные для базальтов данные были получены Компстоном и другими для всех тасманских и антарктических долеритов в большом региональном масштабе на двух, далеко удаленных континентах. Предположение о том, что антарктические и тасманские долериты образовались в коре, кажется невероятным. Если же они образовались в верхней мантии, то источник должен был бы иметь необычную геохимию или быть контаминирован коровым материалом. Если разброс отношений  $(Sr^{87}/Sr^{86})_0$  можно объяснить локальным загрязнением, то объяснить геохимию этих долеритов локальной контаминацией нельзя. Скорее должна была бы быть общая контаминация коровым материалом.

Тэйлор (Taylor, 1964) дает следующие величины средних коровых распространенностей:  $K=2\%$ ,  $Th=9.6 \times 10^{-6}$  г/г;  $U=2.7 \cdot 10^{-6}$  г/г,  $Rb=90 \cdot 10^{-6}$  г/г и  $Sr=375 \times 10^{-6}$  г/г. Добавление от 10 до 30% такого материала к океанической толеитовой магме приближает продукты кристаллизации магмы по распространенности этих элементов к гиперстеновому толеиту Антарктики и долериту Тасмании. Однако в конечной смеси отношение K/Rb было бы несколько выше, чем в тасманских долеритах, а концентрации стронция оказались бы аномально высокими. Расчет показывает, что добавление такого материала не приводит к истинным данным при учете как главных, так и следовых элементов. Только при ассилияции более «гранитного» материала расплавом океанического толеита или пикрита могли бы возникнуть тасманские и антарктические долериты. Однако такая гипотеза, по мнению Компстона и др., приводит к недостаточно обоснованным выводам.

Влияние процесса контаминации на первичное отношение  $Sr^{87}/Sr^{86}$  рассматривается Мурбассом и Беллом (Moorbath, Bell, 1965) на примере вулканогенных пород Шотландии. Эти основные породы имеют относительно низкое первичное отношение  $Sr^{87}/Sr^{86}$  (в среднем 0.7058), в то время как ассоциированные кислые изверженные породы имеют значение от 0.709 до 0.716. Мурбасс и Белл полагают,

что основные магмы (из источников с низким отношением Rb/Sr), внедряющиеся в гнейсы фундамента, создают термальные условия, при которых происходит частичное плавление гнейсов и образование кислых магм.

Однако, по мнению Компстона и др., такой механизм образования вряд ли применим к вулканам Антарктики и Тасмании: кислый материал при этом должен был бы быть в большей степени обогащен радиогенным стронцием, а полное перемешивание должно было бы произойти на значительных площадях.

Гиперстеновые и пижонитовые долеритовые магмы в Антарктике и Тасмании, по мнению Компстона и др., могли образоваться из антарктического оливинового толеита главным образом путем дифференциации. Однако какая-то дальнейшая контаминация, по-видимому, возможна, на что указывает слегка повышенное значение первичного отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  в кислых долеритах.

В доказательство своей точки зрения Компстон и др. проводят химический анализ дифференциатов толеитовой магмы. Полученные данные для краевой зоны закалки долеритовых слоев показывают, что толеитовые магмы характеризуются высоким содержанием  $SiO_2$  и низким  $MgO$ . В некоторых мощных слоях имела место заметная дифференциация (Gunn, 1962; 1966; Hamilton, 1965). Гунн (Gunn, 1966) по присутствию микрофенокристов пижонита, гиперстена и оливина в закаленных контактах, а также по химии главных и следовых элементов различает три связанных типа магм. Как Гамильтон, так и Гунн приходят к выводу, что силлы в фундаменте (гиперстеновый толеит) имели становление при «импульсах» заметно различного магматического материала. Вариации среднего валового состава долеритов Антарктики проявились, возможно, как результат дифференциации материнского вещества. Эта дифференциация должна была иметь место в то же или почти в то же время, когда материнская магма достигла коровых отношений, потому что первичные отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  и отношения K/Rb сравнимы в каждом из трех типов магм. Влияние процессов магматической дифференциации на первичное отношение  $Sr^{87}/Sr^{86}$  подтверждается детальным изучением долерита Феррар, простирающегося на расстояние свыше 1000 миль и характеризующегося на всем протяжении необычно повышенным первичным отношением  $Sr^{87}/Sr^{86}$ . Мало-

вероятно, чтобы контаминация могла проявиться так равномерно и на таких больших площадях.

По полученным рубидиевым и стронциевым данным для образцов гиперстенового толеита Компстон и др. построили изохрону \* (рис. 8). Вычисленный возраст (с 95% доверительным пределом, при  $\lambda=1.39 \cdot 10^{-11}$  лет) равен  $151 \pm 13$  млн лет. Этот возраст согласуется с K—Ag возрастом (в среднем 155 млн лет).

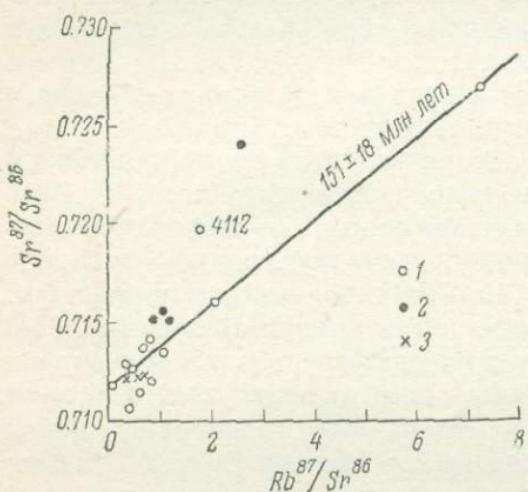


Рис. 8. Диаграмма данных  $Sr^{87}/Sr^{86}$  относительно  $Rb^{87}/Sr^{86}$  по долеритам Феррара (Compton et al., 1968).

Изохона для гиперстеновых толеитов была вычислена с использованием всех данных, за исключением трех образцов. Образец № 4112 явно аномален, а два образца не были использованы из-за неуверенности в том, что они относятся к интрузиям гиперстен-долеритов. 1 — гиперстеновые толеиты; 2 — пижонитовые толеиты; 3 — оливиновые толеиты.

значение возраста и измеренные изотопные отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$ . Эти данные представлены на гистограмме (рис. 9) совместно с данными для юрских тасманских долеритов (Heier et al., 1965).

Гистограмма подчеркивает существенную идентичность первичных отношений  $Sr^{87}/Sr^{86}$  для долеритов Феррар, юрских тасманских долеритов и тасманских толеитов. С точки зрения «нормальных» базальтовых пород эти

возрастом (в среднем 155 млн лет). Пижонитовый толеит определено древнее, так как он перекрыт гиперстеновым толеитом. Возрастные соотношения с третьим типом магмы — оливиновым толеитом — еще неясны.

В соответствии со взглядами большинства исследователей становление всех трех типов магм имело место около 155 млн лет назад. Согласно этому представлению, Компстон и др. вычислили для различных образцов первичные изотопные отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$ , используя указанное отношение  $Rb^{87}/Sr^{86}$ .

\* Изохона была проведена по методу (McIntyre et al., 1966),

допускающему неоднородные вариации  $Rb^{87}/Sr^{86}$ .

отношения аномально высоки. Различие в первичных отношениях  $Sr^{87}/Sr^{86}$  между тремя типами магм в Антарктике коррелируется, по-видимому, с валовым химическим составом. Это отношение слегка увеличивается от оливинового толеита к более кислому пижонитовому толеиту, что может отражать небольшую разницу в химии источника, механизме образования магмы или в степени по-

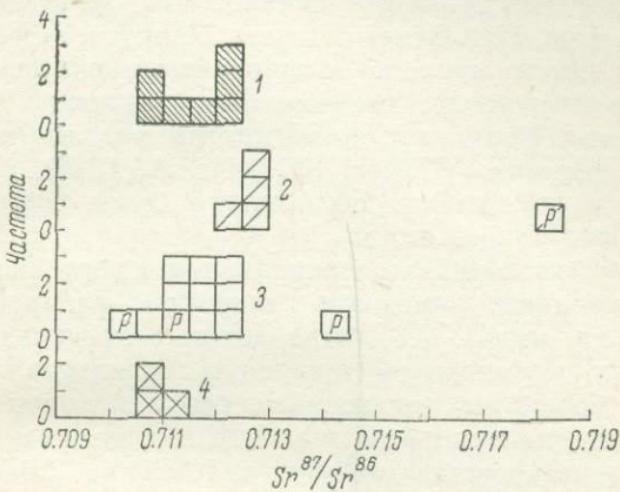


Рис. 9. Первичное отношение  $Sr^{87}/Sr^{86}$  в долерите Феррар и тасманских долеритах (Compton et al., 1968).

1 — тасманские долериты; 2 — пижонитовые толеиты; 3 — гиперстеновые толеиты; 4 — оливиновые толеиты. Пегматитовые образцы обозначены буквой Р.

следующей контаминации. Одинаковый возраст и идентичность первичных отношений  $Sr^{87}/Sr^{86}$  долеритов Тасмании и Антарктики соответствует петрографическим данным о том, что генетически они тесно связаны.

В противоположность долеритам Тасмании и Антарктики мезозойские толеитовые долериты Карру в Южной Африке и базальтовые породы Сьерра Джераль в Южной Америке имеют более низкие первичные отношения, сходные между собой и равные в среднем 0.7057. Это значение несколько выше обычно наблюдаемого для океанических базальтов и более характерно для континентальных базальтов. Отношения U/K, Th/K и K/Rb в анализированных образцах более типичны для верхней мантии, чем для коровых пород. По валовому химическому составу

содержания главных компонентов толеитов Карру и Сьерра Джераль, по-видимому, сходны с толеитами Антарктики и Тасмании. Указания на коровье загрязнения почти отсутствуют. На основании всех этих данных можно предположить, что начало таким долеритам могла бы дать магма, образующаяся в верхнейmantии при дифференциации, с небольшим коровым загрязнением.

Компстон и др. подчеркивают, что проведенные ими исследования базальтовых пород Карру и Сьерра Джераль по своей природе только рекогносцировочные, и поэтому результаты, возможно, не типичны для всех базальтовых формаций, которые, по указаниям Уокера и Польдерваарта (Walker, Polderwaart, 1949), очень разнообразны по составу. Желательно более широкое изучение пород такого типа.

Авторы исследовали также и третичные базальтовые лавы Тасмании, имеющие широкое распространение ( $\sim 1600$  кв. миль). Их состав лежит в пределах от недосыщенных кремнеземом щелочных базальтов до насыщенных базальтов толеитового типа. Авторы приводят примерные значения отношений  $Rb/Sr$ , полученные рентгено-флюоресцентным методом (от 0.020 до 0.074) и значения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  (от 0.7026—0.7039) на настоящее время. Эти отношения рассматриваются авторами как первичные, так как благодаря очень низкому отношению в них  $Rb/Sr$  изменения значений  $Sr^{87}/Sr^{86}$  в этих базальтах за максимально возможный возраст ( $\sim 40$  млн лет) очень малы. Из данных видно, что источник щелочных базальтов имеет низкое  $Sr^{87}/Sr^{86}$  отношение, характерное для субкоровых областей. Следует, однако, заметить, что гораздо большая распространенность стронция в щелочных базальтах в сравнении с толеитами сделала бы коровую контаминацию менее очевидной.

Мезозойские долериты и базальты, исследованные в работе, содержат нормативный кварц. Значительная часть тасманских и антарктических долеритов является заметно более кислыми, превышающими диапазоны состава базальтов как континентального, так и океанического окружения. Лабораторные исследования при высоком давлении и температуре на составах, примерно отвечающих верхнейmantии, указывают на невероятность образования кварцевых толеитов непосредственно в верхнейmantии (Green, Ringwood, 1964; Boyd et al., 1964;

О’Нара, 1965). Эти исследователи считают, что расплавы, богатые нормативным оливином, должны были составлять минимальную часть в родоначальном перидотите мантии. Кварцевые толеиты могли бы образоваться из некоторых богатых оливином магм путем заметного фракционирования при низких давлениях с отделением избытка оливина или путем контаминации коровыми материалами.

Таблица 14

Сравнение антарктических и тасманских толеитов с океаническими и гавайскими толеитами

Оксиды, элементы и их отношения	Пижонитовые толеиты, Антарктика	Гиперстено-вильные толеиты, Антарктика	Тасманские долериты	Оливиновые толеиты, Антарктика	Океанические толеиты	Гавайские толеиты
Содержание, %						
SiO <sub>2</sub> . . . . .	55.65	53.75	53.18	50.40	49.34	49.36
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1.03	0.70	0.65	0.44	1.49	2.50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	13.95	14.23	15.37	15.51	17.04	12.94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	3.24	2.23	0.76	0.99	1.99	3.03
FeO . . . . .	7.38	7.61	8.33	7.83	6.82	8.53
MnO . . . . .	0.17	0.18	0.15	0.17	0.17	0.16
MgO . . . . .	4.50	6.64	6.71	10.60	7.19	8.44
CaO . . . . .	8.51	10.60	11.04	10.87	11.72	10.30
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2.50	1.83	1.65	1.42	2.73	2.13
H <sub>2</sub> O . . . . .	1.45	0.81	1.03	0.37	0.16	0.38
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	0.98	0.64	0.67	1.21	0.69	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> . . . . .	0.69	0.67	0.45	0.34	0.58	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0.23	0.18	0.08	0.08	0.16	0.26

Элементы и их отношения

Sr, 10 <sup>-6</sup> г/г . . .	137	125	130	100	115	250
Rb, 10 <sup>-6</sup> г/г . . .	55	31	33	12	1.2	10
Rb/Sr . . . . .	0.4	0.25	0.25	0.12	0.01	0.04
K/Rb . . . . .	219	200	200	267	1400	500
U, 10 <sup>-6</sup> г/г . . .	1.6	1.6	0.87	0.59	0.1	0.18
Th, 10 <sup>-6</sup> г/г . . .	5.4	3.8	3.25	2.15	0.18	0.69
Th/U . . . . .	3.5	2.3	3.9	3.7	1.8	3.8
Th/K·10 <sup>4</sup> . . . . .	4.9	7.5	4.9	5.0	1.3	2.6
U/K·10 <sup>4</sup> . . . . .	1.4	3.2	1.3	1.4	0.7	0.7
Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup> . . . . .	0.712	0.712	0.711	0.711	0.702	0.703

Примечание. Литературные источники: антарктические толеиты — Gunn, 1965, 1966; Compston et al., 1968; тасманские долериты — McDougal, 1962; Heller et al., 1965; океанические толеиты — Engel et al., 1965; Tatsuno et al., 1965; гавайские толеиты — Hedge, Walhall, 1963; MacDonald, Katsura, 1964; Lessing et al., 1964; Heier et al., 1964.

В табл. 14 представлены составы антарктического оливинового толеита, недосыщенного кремнеземом, гиперстенового толеита и пижонитового толеита, долерита Тасмании, океанического толеита и гавайского толеитового базальта. Последние два состава могут относиться к магмам, образовавшимся из родоначальных пикритовых магм при процессе только дифференциации без возможной коровой контаминации. Можно было бы предположить, что океанические толеиты близки к такому составу магм, которые могут образоваться из верхней мантии при условии, что некоторое количество оливина почти определенно должно было бы кристаллизоваться до экструзии.

Компстон и др. подчеркивают, что в главных химических элементах имеет место поражающее подобие между оливиновым толеитом Антарктики и океаническими толеитами, за исключением значительно меньших количеств  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и слегка большего  $\text{SiO}_2$  в антарктическом оливиновом толеите. Высокое содержание  $\text{MgO}$  в последнем указывает, возможно, на то, что большая часть оливина кристаллизовалась из океанических толеитов.

Другие типы антарктических и тасманских долеритов гораздо более кислые по составу. Обращает на себя внимание подобие между антарктическим гиперстеновым толеитом и тасманскими долеритами. Если гиперстеновый толеит Антарктики произошел из оливинового толеита, тогда возможно, что магма тасманского долерита имела подобного же родоначальника. Следует, однако, отметить, что оливиновый толеит из Антарктики найден в небольшом объеме. В Тасмании не имеется данных о существовании оливиново-толеитной магмы, ассоциированной с долеритами.

При обсуждении данных Компстон и др. останавливаются на работе Стьюбера и Мэрфи (Stueber, Murthy, 1966a, 1966b) и отмечают, что эти авторы при рассмотрении данных по ультраосновным породам альпино-типа не объясняют контаминацией полученные ими высокие отношения  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  ( $\sim 0.710$ ) и низкие  $\text{K/Rb}$ .

По мнению Компстона и др., исследование Стьюбера и Мэрфи вновь поднимает вопрос о возможности приобретения родоначальной долеритовой магмой необычных отношений скорее путем дифференциации мантии, чем путем контаминации.

Компстон и др. заканчивают свою работу констатацией того, что широко развитые мезозойские долериты в Антарктике и Тасмании характеризуются отношениями  $Sr^{87}/Sr^{86}$  и  $K/Rb$ , типичными для коровых пород, тогда как эти же отношения для южно-африканских и южноамериканских мезозойских базальтовых пород говорят в пользу их образования из верхней мантии.

Для тасманских и антарктических долеритов можно было бы предположить единый источник и единую историю их образования. Это было бы объяснимо, если бы две, в настоящее время отдаленные области были в тесной близости в юрское время, как утверждают сторонники дрейфа континентов. Подобие базальтовых пород Южной Америки и Южной Африки, возможно, также не случайно по той же причине, и можно предположить тесную ассоциацию двух континентов в мезозое.



Из обзора исследований, представленных в главе I, видно, что в настоящее время уже не вызывает сомнения тот факт, что магматические породы могут иметь различные первичные отношения изотопов стронция и свинца. Представления, к которым пришли авторы приведенных в данном обзоре исследований, могут быть сформулированы таким образом, что первичные изотопные отношения как стронция, так и свинца отражают сложные пути образования пород и свидетельствуют о процессах, имевших место, вероятно, уже в родоначальном магматическом очаге. Следовательно, изучение вариаций в первичных изотопных отношениях стронция и свинца могут дать дополнительные возможности при определении генезиса пород.

Объяснения этих вариаций в каждом рассматриваемом случае могут быть различными. Некоторые авторы приводят в качестве одной из возможных причин изменений первичного изотопного состава стронция и свинца локальную контаминацию коровым материалом. Большинство же исследователей склонно считать, что контаминацию следовало бы тогда принять в большом региональном масштабе. Рассматривается возможность гетерогенности самой мантии и поднимаются вопросы о магматической дифференциации. Последние более подробно будут рассмотрены в главе II.

**ВОПРОСЫ ОБРАЗОВАНИЯ  
КОНТИНЕНТОВ И МАГМАТИЧЕСКОЙ  
ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ**

**§ 3. Вопросы образования  
континентов**

Изучение геологических процессов рубидий-стронциевым, уран-свинцовыми и торий-свинцовыми методами привело многих исследователей к созданию целого ряда гипотез, касающихся строения Земли.

Так, например, Харлей и др. (Hurley et al., 1962b) на основании распространенности радиогенного  $\text{Sr}^{87}$  выдвигают модель образования континентов. Основным положением своего исследования авторы считают предположение, что отношение  $\text{Rb}/\text{Sr}$  может быть использовано в качестве индикатора обогащения другими сиалическими компонентами ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}$ ,  $\text{K}$ ) по отношению к среднему значению. Это положение подтверждается данными табл. 15, где значения концентрации рубидия и стронция взяты из компиляции, составленной Фором (Fawre, 1961). Все другие значения заимствованы из работы Турекиана и Ведеполя (Turekian, Wedepohl, 1961).

Исследование Харлея и др. имеет своей целью показать, что сиалическая кора получала непрерывно большие добавки материала, который отделялся из субсиалических источников в ходе всей геологической истории. Доказательство основано на изучении содержания радиогенного  $\text{Sr}^{87}$  в образцах пород в целом, представляющих различные типы пород кристаллического основания. Распространенность  $\text{Sr}^{87}$  относилась авторами к распространенности материнского  $\text{Rb}^{87}$  и ко времени, прошедшему после отделения породы от источника на глубине. Харлей

Таблица 15

Концентрации некоторых элементов в изверженных породах с различным содержанием кремния  
(все концентрации даны в  $10^{-6}$  г/г)

Порода	Si	Rb	K	Na	Al
Ультраосновные	$205 \cdot 10^3$	0.5	40	$4.2 \cdot 10^3$	$20 \cdot 10^3$
Базальт . . . . .	$230 \cdot 10^3$	32	$8.3 \cdot 10^3$	$18 \cdot 10^3$	$78 \cdot 10^3$
Андезит . . . . .	—	88	—	—	—
Гранодиорит . . .	$314 \cdot 10^3$	122	$25.2 \cdot 10^3$	$28.4 \cdot 10^3$	$82 \cdot 10^3$
Гранит . . . . .	$347 \cdot 10^3$	196	$42.0 \cdot 10^3$	$25.8 \cdot 10^3$	$72 \cdot 10^3$

Таблица 15 (продолжение)

Порода	Sr	Ca	Mg	U	Pb	Rb/Sr	U/Pb
Ультраосновные	49	$25 \cdot 10^3$	$204 \cdot 10^3$	0.001	1	0.01	0.001
Базальт . . . . .	440	$76 \cdot 10^3$	$46 \cdot 10^3$	1.0	6	0.07	0.17
Андезит . . . . .	500	—	—	—	—	0.18	—
Гранодиорит . . .	440	$25.3 \cdot 10^3$	$9.4 \cdot 10^3$	3.0	15	0.28	0.20
Гранит . . . . .	197	$5.5 \cdot 10^3$	$1.6 \cdot 10^3$	3.0	19	1.0	0.16

и соавт. убеждены, что изучение изотопных вариаций стронция более существенно для петрогенезиса, чем изучение вариаций свинца, и что измерения стронция могут быть достаточно точными.

Рассмотрение данных показывает, что концентрация рубидия, калия, натрия и до некоторой степени алюминия растет с увеличением кремния в породах. Содержание же стронция, кальция, магния убывает с ростом концентрации кремния. В противоположность поведению рубидия и стронция, которые определенно отделяются друг от друга в ходе магматической дифференциации, концентрация как урана, так и свинца возрастает с ростом содержания кремния. Таким образом, отношение U/Pb в богатых кремнеземом гранитах остается приблизительно постоянным и равным около 0.2. В то же время отношение Rb/Sr возрастает от около 0.1 в базальтах до 1.0 и больше в гранитах. Эти данные подтверждают положение, что магматическая дифференциация ведет к обо-

тращению рубидия, калия, натрия и алюминия по отношению к стронцию, кальцию и магнию в более богатых кремнеземом изверженных породах.

Харлей и др. полагают, что обогащение Rb/Sr в средней сиалической коре обусловлено главным образом магматической дифференциацией, а не поверхностным геохимическим разделением, так как на поверхности неизвестен резервуар, который содержал бы в 3—5 раз больше стронция, чем его содержится в сиалической коре. Если историю дифференциации сиала приравнять к истории дифференциации рубидия и стронция, то приращение Sr<sup>87</sup> по отношению к стабильному Sr<sup>86</sup> будет давать средневзвешенное время обогащения, если известно первичное отношение Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> в источнике.

Харлей и др. приводят в своей работе сводную таблицу экспериментальных данных по рубидию и стронцию, взятых из работ различных авторов, для 88 пород фундамента различного геологического возраста (от наиболее древних до самых молодых). Под геологическим возрастом Харлей и др. понимают возраст внедрения материала на его современное место в современной структурной форме. Для изверженных пород это время интрузии или экструзии; для осадочных — время отложения, для метаморфических — время метаморфизма или метасоматоза. Этот возраст определяется или геологическими взаимоотношениями, или с помощью радиоактивных методов на отдельных минералах.

На рис. 10 значения \*Sr<sup>87</sup>/Rb<sup>87</sup>, вычисленные при принятии (Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup>)<sub>0</sub>=0.708 (Faure, Hurley, 1963), нанесены относительно геологического возраста. Харлей и др. считают, что, несмотря на преобладание данных по анализам интрузивных пород, имеется также достаточно измерений для гнейсов, сланцев и главных плутонических тел, что позволяет сделать первые выводы. Из рисунка ясно, что отношение \*Sr<sup>87</sup>/Rb<sup>87</sup> в образцах пород фундамента пропорционально геологическому возрасту. Это отношение указывает также на историю обогащения Rb/Sr в сравнении с субсиалическим источником. Если обогащение Rb/Sr используется как индикатор общего процесса дифференциации сиала из глубинных источников, то данные рис. 10 показывают, что процесс дифференциации продолжался в ходе всего геологического времени и первичный возраст материала сиалического фундамента

в среднем незначительно выше геологического. Если бы весь сиалический материал континентальной коры был дифференцирован из мантии, скажем 3000 млн лет назад, и затем только перерабатывался, давая различные геологические возрасты, то все точки дали бы в среднем горизонтальную линию в верхней части рис. 10. По мнению Харлея и др., последующее переплавление и дифференциация обусловливали бы только вертикальный разброс точек и можно было бы ожидать в дифференци-

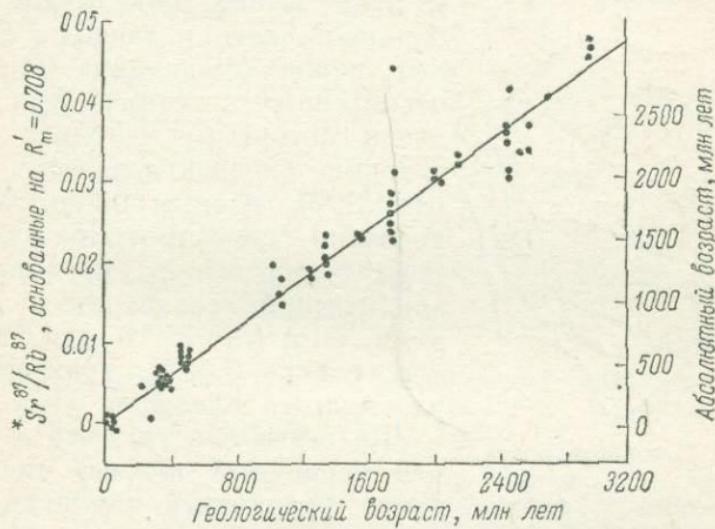


Рис. 10. Отношение  $^{87}\text{Sr}/\text{Rb}^{87}$  в образцах пород в целом типичного континентального сиала по сравнению с геологическим возрастом (Hurley et al., 1962a).

рованных изверженных провинциях существование литологических фаз, содержащих кальций, с ненормально высоким отношением  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ , отражающим предшествующую ассоциацию с рубидием. Никакого доказательства такого явления не найдено, и точки на графике не дают горизонтальной линии. Радиогенный  $\text{Sr}^{87}$  не мог остаться в каком-либо мafическом, более глубоком регионе коры в процессе ремобилизации, так как стронций предпочитает плагиоклаз мafическим минералам.

С другой стороны, авторы показывают, что в гипотетическом случае образования всего сиалического фундамента из субсиалических источников во время, указанное геологическим возрастом, значения  $*\text{Sr}^{87}/\text{Rb}^{87}$  для

пород в целом должны были бы укладываться на графике на прямую с наклоном, равным  $\lambda$  — константе распада  $Rb^{87}$ . На рис. 10 этот наклон показан сплошной линией, где использовано значение  $\lambda = 1.47 \cdot 10^{-11}$  лет<sup>-1</sup>. Нулевое пересечение этой линии предполагает значение отношения  $(Sr^{87}/Sr^{86})_0$  в источнике сиала равным 0.708. Если источник сиала имел значение  $(Sr^{87}/Sr^{86})_0$  ниже 0.708, то линия сместились бы на графике слегка книзу, но основные выводы сохранились бы. Близость точек на рис. 10

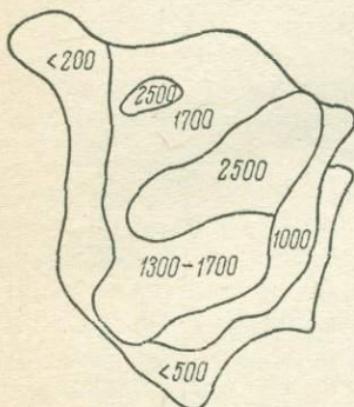


Рис. 11. Скорость роста площадей (в млн лет) сиалического фундамента в Северной Америке. (Hurley et al., 1962a).

к этой линии показывает, что большая часть изученных образцов пород фундамента (геологический возраст которых был определен авторами) начинала свою историю внедрения в кору, имея  $(Sr^{87}/Sr^{86})_0$  равным 0.708. Маловероятно существование какой-либо длительной предыстории сиалической ассоциации с рубидием, если  $(Sr^{87}/Sr^{86})_0$  для базальтов, равное 0.708, характерно и для чистого сиала.

Из этого следует, что в среднем первичный возраст сиалического фундамента немногим превосходит его геологический возраст. Другими словами, большая часть его дифференцировалась из субсиалических источников при-

мерно во время, определяемое геологическим возрастом.

Корреляция первичного возраста с геологическим возрастом делает возможным использовать карту геологических возрастных провинций как приблизительную карту, показывающую последовательность развития сиала.

На примере Северной Америки авторы показывают развитие сиалического фундамента, сопоставляя измеренные площади возрастных провинций со скоростью роста (рис. 11, 12). При усреднении на достаточно длительное время эта скорость, по-видимому, в общем имеет постоянную величину 7000 км<sup>2</sup>/млн лет со времени начала процесса 2800 млн лет назад. Внедрение нового сиала вильт орогенных поясов происходит, по представлению Харлея и др., путем подъема границ плутона и некото-

рого локального разрушения резервуаров седиментации. Вся метаосадочная вмещающая среда оказывается сложенной не только из геосинклинальных осадков, но в большей своей части смешивается с локально унаследованным недавним сиалическим материалом из поднимающихся масс.

В следующей части своей работы Харлей и др. предлагают приближенную модель образования континента, основанную на взаимосвязи  $Rb^{87}$  и  $Sr^{87}$ . Эта модель независима ни от измерений на настоящее время, ни от точ-

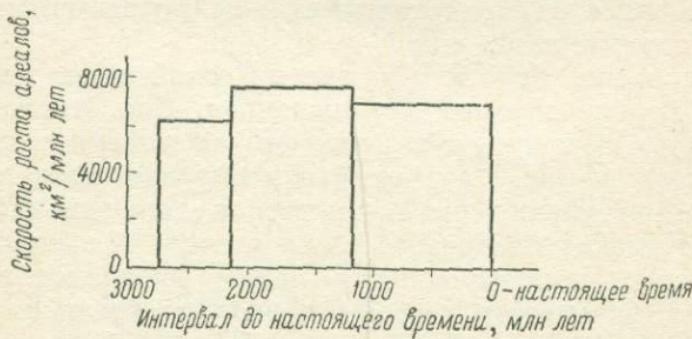


Рис. 12. Приблизительное расположение геологических возрастных провинций Северной Америки.  
(Hurley et al., 1962a).

ного значения константы распада  $Rb^{87}$  и может быть выдвинута только на основании геохимических представлений. Авторы модели предупреждают, что все выбранные ими значения параметров являются только оценочными и в ходе дальнейшей работы могут быть изменены. Применение определенных значений к модели поэтому будет только демонстрацией ее работы, и выводы рассматриваются как предварительные.

Харлей и др. рассматривают две системы, в которых будет пребывать частица после ее поднятия из мантии и перед ее внедрением в сиалический фундамент, а также среднее время, проведенное ею в каждой системе:

1) новый неэродированный фундамент со средним временем перед эрозией  $\tau_e$ ;

2) осадочный материал, внедряющийся затем внутрь кристаллического фундамента; среднее время пребывания частицы в осадочном резервуаре —  $\tau_r$ .

Обозначая главные неизвестные параметры через:  $X$  — доля стронция в новом постоянном сиалическом фундаменте,  $S$  — доля стронция во всех осадочных породах (без глубинно-океанических отложений),  $P$  — отношение массы осадочных пород  $m$  к массе сиалического фундамента  $M$ ,  $\tau_e$  — время между происхождением из источника и средним временем первого периода эрозии новой сиалической добавки,  $R_m = \text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  в источнике сиала. Приравнивая рост радиогенного  $\text{Sr}^{87}$  за эти два периода к полученному посредством измерения  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  в неизменном сиале, можно создать связь между этими неизвестными параметрами.

Отношение  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  в океанической воде является также хорошо измеренным значением. Оно отражает тот же рост в течение двух периодов, за исключением времени погружения. Поэтому, чтобы выразить историю осадочного материала через океаническое отношение  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ , следует уменьшить среднее время  $\tau$ , на  $\tau_b$  — время между отложением и внедрением в новый фундамент. Таким образом, получается второе независимое уравнение, связывающее  $X$ ,  $S$  и  $\tau_e$ . Параметр  $R_m = \text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  в источнике сиала имеет очень ограниченный интервал, и  $\tau_e$  также ограничен геологическими соображениями; приписав им ограниченные фиксированные значения, можно решить уравнение для  $X$  и  $S$ .

Если  $B$  — количество нового постоянного сиалического фундамента, образованного за миллион лет в Северной Америке, то скорость внедрения осадков в новом фундаменте

$$XB = m/\tau_r,$$

где  $m$  — общая масса осадков в резервуаре. Масса сиалического фундамента  $M = t_0 B = m/P$ , так что

$$\tau_r = t_0 P/X,$$

где  $t_0$  — начало геологического времени;  $\tau_r$  — среднее время, которое проводит частица в осадочном резервуаре.

Среднее значение первичного отношения  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  в осадочных породах во время отложения лучше всего определяется этим отношением в океанической воде ( $R_w$ ).

Если выразить историю осадочного материала через  $R_w$ , то, уменьшив среднее время  $\tau_r$  на количество  $\tau_b$ , в качестве приближения в среднем имеем

$$R_w = (1 - S) \left[ (R_i + r_s \lambda \tau_e) + r_s \lambda \left( \frac{t_0 P}{X} - \tau_b \right) \right] + \\ + S \left[ R_b + r_b \lambda \left( \frac{t_0 P}{X} - \tau_b \right) \right],$$

Отношение  $R_i = \text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ , среднее значение для нового фундамента во время образования, будет складываться из отношения в новом материале из субсиалического источника и отношения во внедренных осадках и вулканических материалах следующим образом:

$$R_i = (1 - X) R_m + X \left\{ (1 - S) \left[ R_i + r_s \lambda \left( \tau_e + \frac{t_0 P}{X} \right) \right] + \right. \\ \left. + S \left( R_b + r_b \lambda \frac{t_0 P}{X} \right) \right\},$$

где  $R_b$  — среднее значение  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  для вулканических пород во время извержения;  $r$  —  $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$  — измерено в породе;  $r_s$  —  $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$  — среднее значение в сиалическом фундаменте;  $r_b$  —  $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$  — среднее значение в вулканических породах.

В работе приводится пример решения этого уравнения с пробными, наиболее вероятными значениями параметров (табл. 16).

По мнению Харлея и др., наиболее совместимый ряд этих параметров (рис. 13):  $P/X = 0.14$ ;  $S = 0.10$ ;  $R_m =$

Таблица 16  
Пробные значения параметров

Параметр	Примерное значение	Вероятный предел
$R_m$	—	0.705—0.710
$R_b$	0.708	0.705—0.710
$R_w$	0.712	—
$R_i$	0.708	0.707—0.710
$r_s$	0.56	—
$r_b$	0.15	—
$S$	—	<0.3
$B$	—	—
$\tau_e$	—	100—300 млн лет
$\tau_b$	100 млн лет	<300 » »
$t_0$	2800 » »	2800—3200 » »
$P$	—	≤0.1
$X$	Следует найти	—
$\tau_r$	» »	—

$=0.7064$ ,  $\tau_e=100$  млн лет. Если  $P=0.1$ ,  $X=0.7$ , то  $\tau_r=400$  млн лет — среднее время, которое частица проводит в осадочном резервуаре.

На этом примере авторы нашли, что  $Sr^{87}/Sr^{86}$  в сиалическом фундаменте в среднем на 0.002 больше, чем отношение в субсиалическом источнике. Сиаль, по-видимому, является интенсивно переработанным так, что средний фундамент состоит примерно на 70% из внедрившихся осадков.

Это частично эродированные вулканические породы, но главным образом переработанный древний сиаль, имеющий в среднем отличие от первичного возраста примерно на 500 млн лет и существовавший в качестве осадочных пород около 400 млн лет.

Оставшаяся доля (30%) состоит из сиала, свежедифференцированного примерно во время формирования породы. Он входит в фундамент непосредственно как магма или как гранитизированный флюид и большей частью не проходит через эрозионно-осадочный цикл.

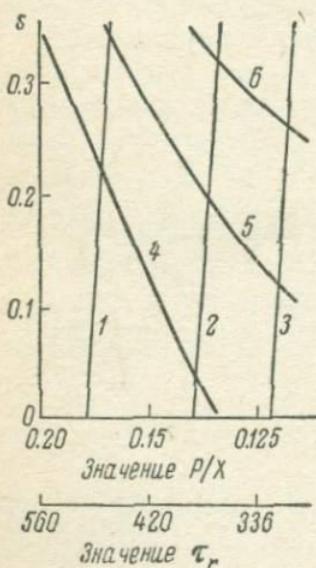
Харлей и др. подчеркивают, что главное значение модели — это ясная демонстрация того, что переработанный сиаль, если он имеет большой возраст во время внедрения, должен составлять

Рис. 13. Возможные значения параметров  $P/X$ ,  $S$ ,  $R_m$ ,  $\tau_r$  и  $\tau_e$ . (Hurley et al., 1962a).

1 —  $R_m = 0.707$ ; 2 —  $R_m = 0.706$ ; 3 —  $R_m = 0.705$ ; 4 —  $\tau_e = 100$  млн лет; 5 —  $\tau_e = 200$  млн лет; 6 —  $\tau_e = 300$  млн лет.

очень небольшую часть фундамента. Напротив, если он имеет во время внедрения молодой возраст, то он может составлять главную часть фундамента.

Работа Харлея, опубликованная в 1968 г. (Hurley, 1968), посвящена новому уникальному определению общего содержания малых элементов в Земле. Свою работу автор проводит для изучения распространенности рубидия, калия и стронция в Земле. Автор показывает, что распространенность калия и рубидия может быть установлена в узких пределах неопределенности



сти через знание двух измеряемых количеств распространенности Rb и Ar<sup>40</sup> в коре (и атмосфере).

Исходные моменты следующие:

1. Отношение K/Rb во всей Земле должно быть не меньше, чем в коровых породах.

2. Отношение Ar<sup>40</sup>/Rb в коре (+атмосфера) должно быть не меньше такового во всей Земле.

Распространенность Ar<sup>40</sup> в атмосфере хорошо известна, и так как менее 4% этого количества содержится в породах коры и в океанах, то распространенность в коре + поверхность резервуары также хорошо известна. Распространенность рубидия в коре может быть определена с увеличением точности отбора поверхностного материала. Верхняя континентальная кора и осадочные породы должны содержать большую часть рубидия, что намного облегчает отбор проб. Вышеуказанными исходными положениями устанавливается верхний предел возможной распространенности рубидия. Пределы неопределенности содержаний калия и рубидия в Земле не должны превышать 10%.

Если содержания рубидия и калия будут известны, то содержание стронция в мантии можно найти из распространенности радиогенного Sr<sup>87</sup> и распределения всех вышеуказанных элементов между мантией и корой в настоящее время. Зная рост радиогенного Sr<sup>87</sup> в коре в сравнении с ростом в мантии, можно установить пределы времени и скорости отделения коры от мантии.

Большинство оценок по содержанию рубидия в континентальной коре было проведено ранее (Mason, 1958; Виноградов, 1962; Taylor, 1964). Кроме того, в ходе последних исследований, связанных с движением континентов, были получены данные (Харлей) для 350 образцов из докембрийских площадей Африки и Южной Америки. Образцы были взяты из различных мест обширной территории из хороших обнажений. Анализы дали среднее значение рубидия в  $100 \cdot 10^{-6}$  г/г. Такое же значение было получено и при опробовании Канадского щита. Харлей счел это значение наиболее близким к истинному. Для нижней части коры Харлей принял значение  $0.15 \cdot 10^{-6}$  г/г, полученное (Heath, 1968; Spooner, частное сообщение) для стабильных площадей щита по анализам пород гранулитовых фаций.

Таблица 17  
Содержание рубидия в коре

Кора	Масса, $\times 10^{15}$ т	Рубидий, $10^{-6}$ г/г	Рубидий, $\times 10^{15}$ т
Верхняя континентальная	6000	100	0.60
Нижняя континентальная	8797	15	0.13
Диорит . . . . .	857	40	0.03
Океанический базальт . . .	6515	5	0.03
Осадочные породы . . . .	1474	180	0.27
Общее . . . . .	23643	45	1.06

Значительная часть присутствующего в коре рубидия содержится в осадочных породах, из которых рассматривается только глинистый сланец. Была использована оценка Польдерваарта, значение которого —  $180 \cdot 10^{-6}$  г/г

рубидия — представляет среднее из данных Турекиана и Ведеполя (Turekian, Wedepohl, 1961), Виноградова (1962) и данных автора (Хар-

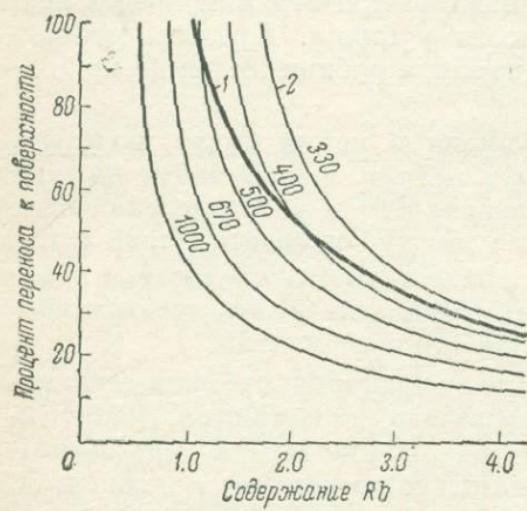


Рис. 14. Процент переноса рубидия и  $\text{Ar}^{40}$  к поверхности для различных значений отношений  $K/\text{Rb}$ . Величины этих отношений обозначены цифрами на кривых. (Hurley, 1968).

1 — кривая переноса  $\text{Rb}$ ;  
2 — кривая переноса  $\text{Ar}^{40}$ .

лей) по осадочным породам. Это значение составляет 25% от содержания рубидия в коре.

В табл. 17 дано количество рубидия в коре по модифицированной модели Польдерваарта.

На рис. 14 показан процент переноса рубидия и  $\text{Ar}^{40}$  к поверхности для различных значений  $K/\text{Rb}$  в функции содержания рубидия в Земле (содержание рубидия нанесено произвольно). Принятое распространение  $\text{Rb}$  в коре

и  $\text{Ar}^{40}$  в коре и атмосфере (+океан) равно 1.06 и  $0.066 \times 10^{15}$  т соответственно.

Для определения содержания рубидия в Земле устанавливается содержание калия выбором отношения  $K/Rb$ . Например, при отношении  $K/Rb$ , равном 300, вычисленный перенос  $\text{Ar}^{40}$  будет обозначаться кривой 300 для различных возможных значений рубидия.

Неразумно ожидать, чтобы процент переноса рубидия к поверхности был выше, чем  $\text{Ar}^{40}$ . Придерживаясь верхнего предела отношения  $K/Rb = 400$  и переноса  $\text{Ar}^{40}$ , равного или более высокого, чем перенос рубидия, можно видеть (рис. 14), что возможное содержание рубидия в Земле лежит между  $1.5 \cdot 10^{15}$  и  $2.2 \cdot 10^{15}$  т. Ниже этого интервала рубидий будет по существу весь в коре.

Харлей предпочел значение  $2.2 \cdot 10^{15}$  т для содержания рубидия в Земле. Если принять для коры значение в  $1.0 \cdot 10^{15}$  т рубидия, то в мантии (+ядро) находится  $1.2 \cdot 10^5$  т рубидия и перенос составляет 45 %. Знание содержания рубидия в коре и мантии в соединении со значениями значений среднего отношения  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  на настоящее время в коре и мантии, а также стронция в коре дает значение стронция в мантии. Эти данные в свою очередь устанавливают пределы возможного времени и скорости отделения коры.

Среднее значение для стронция в 350 образцах докембрийских пород основания, как полагалось ранее, равно  $305 \cdot 10^{-6}$  г/г. Граниты с высоким содержанием кальция и промежуточные породы имеют содержание стронция в  $400 \cdot 10^{-6}$  г/г, а базальты —  $500 \cdot 10^{-6}$  г/г и более. Следовательно, среднее значение для верхней континентальной коры составляет около  $400 \cdot 10^{-6}$  г/г стронция.

В табл. 18 показаны значения для стронция в соответствии с модифицированной моделью Польдерваарта. Компиляция данных первичных отношений  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  континентальных изверженных пород, показанная на рис. 15, основана на работах многих авторов (75 публикаций). Первичное отношение  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ , равное 0.705, было вычислено с использованием среднего возраста верхней континентальной коры в  $1500 \times 10^6$  лет. Так как это представляет собой средневзвешенный возраст, автор применил его ко всей верхней коре. Используя средние значения для рубидия и стронция в коре, Харлей нашел, что

Таблица 18

Коровая распространенность Sr и радиогенного Sr<sup>87</sup>

	Sr, 10 <sup>-6</sup> г/г	Sr, ×10 <sup>16</sup> т	Среднее Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	Радиогенный Sr <sup>87</sup> , ×10 <sup>10</sup>
Верхняя континентальная кора	400	2.4	0.7205	523
Нижняя континентальная кора	500	4.4	0.7045	262
Диорит . . . . .	975	0.8	0.7045	48
Океанические базальты . . . .	200	1.3	0.7035	64
Осадочные породы . . . . .	200	0.3	0.7160	52
Кора в целом . . . . .	390	9.2	0.7090	950

Примечание. Расчеты основаны на  $\lambda = 1.39 \cdot 10^{-11}$  лет<sup>-1</sup>; первичное отношение Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> для Земли равно 0.6985.

в настоящее время значение Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> равно 0.720 для верхней коры.

Все измерения отношения Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> в глубоко расположенных коровых породах показали весьма ограниченный ряд значений от 0.704 до 0.706. Для океанических осадочных пород эти значения лежат между 0.720 и 0.740 для глин и 0.709 для карбонатной фракции. Океанические базальты дают 0.703 и 0.704. Эти данные использованы в оценке Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> (табл. 18) для всей коры.

Зная содержание рубидия и стронция в коре и среднее отношение Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> и используя рост радиогенного Sr<sup>87</sup> в мантии, Харлей приходит к уникальному способу нахождения стронция в мантии. Исключительно малые вариации Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> во всех океанических вулканах около среднего значения 0.7035 (Gast et al., 1964; Hedge, 1966; Powell, Delong, 1966) создают эту возможность.

Харлей создает модель, представив себе, что кора отделялась в последовательные ступени при  $t_1, t_2, \dots$ . Если  $R_0, R_1, \dots$  будут отношениями Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> во времена  $t_0, t_1, \dots$  и  $r_0, r_1, \dots$  отношениями Rb<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> в эти же времена, то, обозначая мантию и кору через  $m$  и  $c$  соответственно, получим:

$$R_{1m} = R_{0m} + r_{0m}\lambda(t_0 - t_1), \quad (1)$$

$$R_{2m} = R_{1m} + r_{1m}\lambda(t_1 - t_2), \quad (2)$$

$$R_{2c} = R_{1m} + r_{1c}\lambda(t_1 - t_2), \quad (3)$$

$$R_{3m} = R_{1m} + r_{1m}\lambda(t_1 - t_2) + r_{2m}\lambda(t_2 - t_3). \quad (4)$$

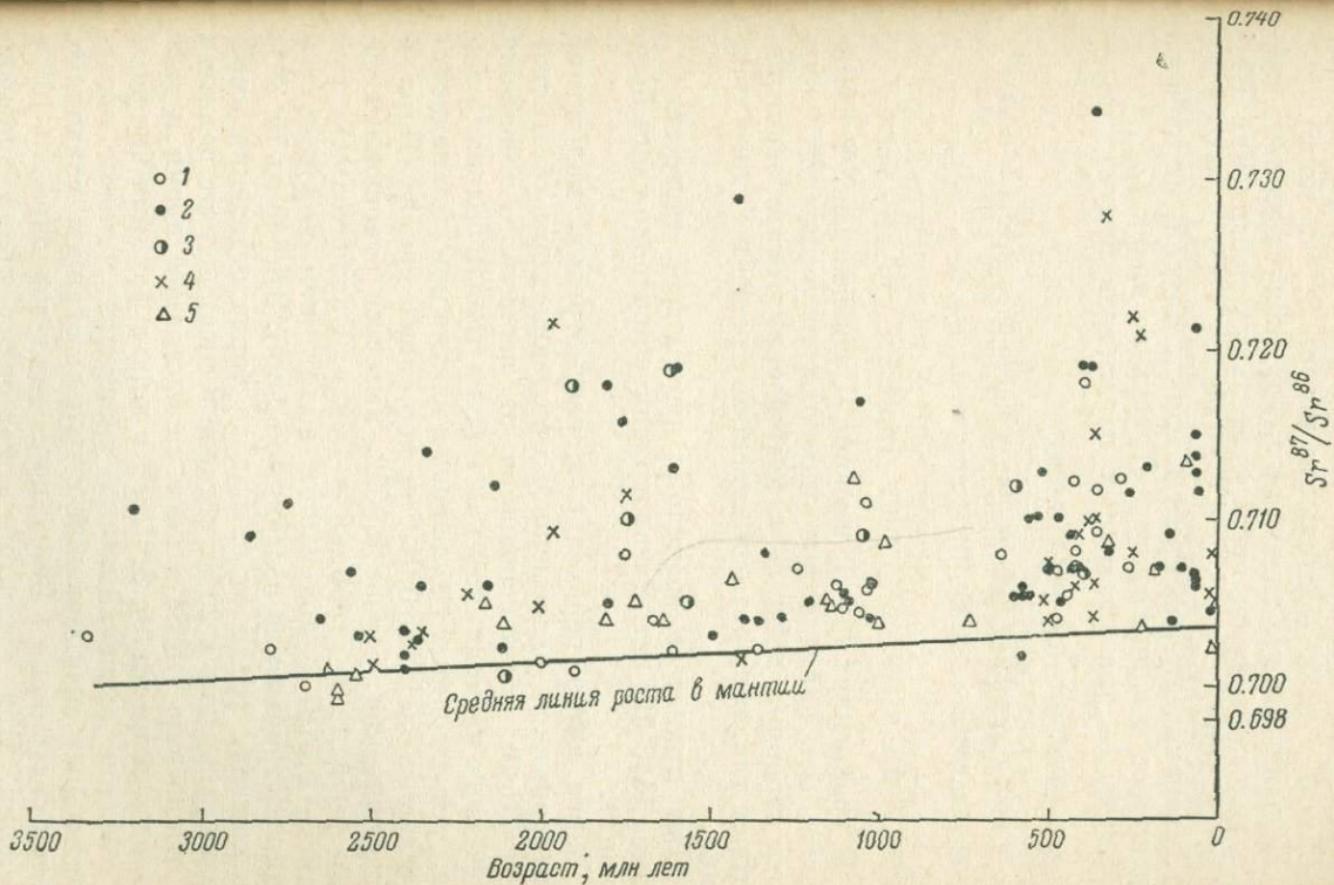


Рис. 15. Компиляция данных по первичному отношению в континентальных породах. (Hurley, 1968).  
 1 — сланцы и гнейсы; 2 — граниты; 3 — осадочные породы; 4 — изверженные породы (главным образом кислые);  
 5 — ультраосновные породы.

Значения  $r_{1m}$ ,  $r_{2m}$  получаются путем деления  $\text{Rb}_{0m}^{87}$  (за вычетом последовательных потерь  $\text{Rb}^{87}$  в коре) на  $\text{Sr}_{0m}^{86}$  (за вычетом последовательных потерь  $\text{Sr}^{86}$  в коре).

Подобно этому, значения  $r_{1c}$ ,  $r_{2c}$  получаются из первого значения путем последовательных добавлений  $\text{Rb}^{87}$  и  $\text{Sr}^{86}$  в кору.

Автор модели разбирает в начале случай, когда кора отделилась в единственную ступень во время  $t_1$ .

Значения для различных параметров будут:

$$t_0 = 4500 \cdot 10^6 \text{ лет}, R_{2c} = 0.7090;$$

$$t_2 = 0, r_{1c} = 0.333 \text{ (отношение в настоящее время в коре);}$$

$$R_0 = 0.6985, \lambda = 1.39 \cdot 10^{-11} \text{ лет}^{-1};$$

$$R_{2m} = 0.7035.$$

В уравнениях (1—3) имеются 4 неизвестных. Решение может быть найдено при опробовании различных количеств стронция в Земле и нахождении такого значения, которое удовлетворит единственному решению этого уравнения.

При принятых значениях параметров получено  $t_1$ , равное  $1410 \cdot 10^6$  лет. Очевидно, такое предположение было ложным.

Далее автор переходит к рассмотрению положения о непрерывном равномерном отделении коры с отношением  $\text{Rb/Sr}$ , уменьшающимся от первичного значения с течением времени, так как мантия теряет больше рубидия, чем стронция. Отношение в мантии при этом падает от начального 0.0322 до 0.0197 на настоящее время. (Первичное отношение, равное 0.0322, является отношением общего рубидия и стронция в Земле. Окончательное значение — 0.0197 — получается вычитанием корового рубидия и стронция на настоящее время). Эта убыль на 39% в отношении  $\text{Rb/Sr}$  от начала до конца отделения имеет среднее значение в 20%, которое в соединении с данными по отношению  $\text{Rb/Sr}$  в коре на настоящее время и дает скорость возрастания  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  в коре в функции времени.

Решение вышеуказанных уравнений методом последовательных приближений с использованием различных значений стронция в Земле приводит к значению  $70 \cdot 10^{15}$  т стронция. При принятом в настоящее время значении  $9.2 \cdot 10^{15}$  т стронция в коре (табл. 18) на долю мантии при-

ходится  $61 \cdot 10^{15}$  т. Вынос стронция к поверхности был, следовательно, 13%.

Вышеуказанное решение для равномерного непрерывного отделения коры требует начала процесса отделения в  $3400 \cdot 10^6$  лет назад. Радиогенный Sr<sup>87</sup> непрерывно разбавляется новыми поступлениями в мантию стронция из глубины. Благодаря изменению отношения Rb/Sr со временем падает и средняя скорость роста Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup>, заканчиваясь на настоящее время коровым значением — 0.7090. Значение в мантии достигает 0.7035.

По мнению Харлея, основанному на лучших совпадениях данных, предположение о непрерывности равномерного отделения коры, начавшегося 3400 млн лет назад, более правильно. Из этого следует, что коровые материалы не могли претерпевать пространную переработку на поверхности (Hedge, Walther, 1963; Moorbat, Bell, 1965), а дело идет о добавке нового материала к поверхности.

К числу исследований, посвященных вопросу образования континентов, относится работа Паттерсона и Тацумото (Patterson, Tatsumoto, 1964). Целью авторов было определение времени и скорости образования континента Северной Америки. Для этого авторы изучали эволюцию изотопов свинца по образцам, представительным для больших сегментов континента. Образцы были приготовлены из смесей сотен прибрежных песков, характеризующих большие области континента Северной Америки различного возраста. Для анализа из каждой смеси выделялись циркон и калишпат. Свинец калишпата из изверженных и метаморфизованных пород из тысячи различных мест обладал практически неизменным изотопным составом со времени образования этих пород, так как уран и торий содержатся в калишпатае только в следах. Для возрастных данных использовался как наиболее сохранный материал циркон. Возраст определялся по уран-свинцовому методу из цирконовых концентратов и по рубидий-стронциевому методу на концентратах полевого шпата.

Изотопный состав свинца изучался на следующих семи концентратах калишпата.

1. Концентрат со средним нулевым возрастом получен из вулканических осадков, драгированных из Восточного Тихоокеанского хребта.

2. Два концентраты со средними возрастами в несколько сот млн лет из отдельных смесей песков, представляющих восточные берега Северной Америки.

3. Один концентрат со средним возрастом в 1 млрд лет взят из дельты р. Миссисипи.

4. Два концентраты со средними возрастами в 2 млрд лет получены из одного песка из верховья р. Миссисипи и из смеси, представительной для южной оконечности Канадского щита.

5. Один концентрат со средним возрастом в 2.5 млрд лет получен из кембрийского песчаника в Висконсине. Использованные изотопные отношения являлись средними значениями из трех или более различных анализов с точностью, оцененной в 0.5 и 0.25 для  $Rb^{206}/Rb^{204}$  и  $Pb^{206}/Pb^{207}$  соответственно.

Для упрощения дальнейших вычислений свинцы полевых шпатов (табл. 19) не принимались за смесь свинцов различного возраста, а считались одним свинцом одного возраста.

Наблюдаемые свинцы сравнивались затем с гипотетическими свинцами, развивающимися в закрытых системах. С этой целью для различных отрезков времени вычислялись изотопные отношения гипотетических свинцов, относящихся к одной и той же замкнутой системе урана и тория. Отрезки времени соответствовали предполагаемым периодам орогении в Северной Америке (табл. 20).

При таком сравнении всегда наблюдалось прогрессивное обогащение  $Pb^{206}$  в калишпатах относительно теоретических свинцов. Они, очевидно, развивались в открытых системах, в которых имелся привнос урана или потеря обычного свинца со временем, а также благодаря тому, что кажущееся отношение  $U^{238}/Pb^{204}$ , приписываемое наблюдаемым свинцам, изменяется с возрастом (в добавление к изменению за счет радиоактивного распада).

Отклонения от кривой роста в замкнутой системе вычислялись методом проб и ошибок, исходя из известных значений возраста Земли, изотопного состава первоначального свинца, констант распада  $U^{235}$  и  $U^{238}$  и отношения  $U^{238}/U^{235}$ . Соответственно использовались следующие значения: 4.55 лет,  $206/204=9.56$ ,  $207/204=10.45$ ,  $1.537 \cdot 10^{-10}$  лет $^{-1}$ ;  $9.722 \cdot 10^{-10}$  лет $^{-1}$ , 137.7.

На рис. 16 отклонения наблюдаемых свинцов от теоретических представлены как варьирующие значения

Таблица 19

## Свинец детритовых полевых шпатов

Образец	Концентрации, $10^{-6}$ г/г			Атомные отношения Pb				
	Pb	U	Th	206/204 (исправ- лено на радиоген- ную добавку)	206/207 (исправ- лено на радиоген- ную добавку)	206/207 (исправ- лено на радиоген- ную добавку)	206/208 (исправ- лено на радиоген- ную добавку)	206/208 (исправ- лено на радиоген- ную добавку)
DWHD 47 (F) . .	0.76	0.05	—	19.33	19.33	1.234	1.234	0.494
WCF . . . . .	49.6	0.15	—	18.92	18.91	1.206	1.206	0.484
ECF . . . . .	55.8	0.13	—	18.23	18.22	1.168	1.167	0.478
MDF . . . . .	49.7	0.14	—	17.38	17.35	1.117	1.115	0.468
CSF . . . . .	57.6	0.12	0.34	15.51	15.47	1.022	1.020	0.440
UMF . . . . .	48.1	0.15	0.28	15.41	15.35	1.020	1.016	0.439
FCF . . . . .	50.9	0.04	—	14.14	14.12	0.956	0.955	0.417

Таблица 20

## Сравнение наблюдаемых свинцов с теоретическими свинцами, развивающимися в закрытой системе

Образец	Наблюденные атомные отношения Pb, исправлено на смещение и на константу распада U и Th			Rb/Sr возраст, млн лет	Теоретические атом- ные отношения Pb при указанном возрасте		$U^{238}/Pb^{204}$ отноше- ние кривой роста, проходящей через точку наблюде- мого свинца
	206/204	206/207	206/208		206/204	206/207	
DWHD 47 (F) . .	19.33	1.234	0.494	0	18.37	1.170	8.7
WCF . . . . .	18.91	1.206	0.484	90	18.24	1.168	8.7
ECF . . . . .	18.22	1.167	0.478	420	17.79	1.135	8.7
MDF . . . . .	17.35	1.115	0.468	950	17.00	1.089	8.7
CSF, UMF . . . . .	15.45	1.016	0.439	1900	15.28	1.002	8.5
FCF . . . . .	14.15	0.953	0.417	2400	14.37	0.958	8.5

разности возрастов по  $Pb^{206}/Pb^{207}$  и  $Rb/Sr$ , отнесенных к Rb-Sr возрастам. Из рисунка следует, что явного расхождения до времени около 2.5 млрд лет назад не наблюдается и кажущийся избыток имеет максимальное увеличение на сегодня.

Переходя затем к интерпретации этих отклонений, Паттерсон и Тацумото останавливаются на разборе моделей, предложенных ими для выяснения процессов, приводящих к наблюдаемому отклонению.

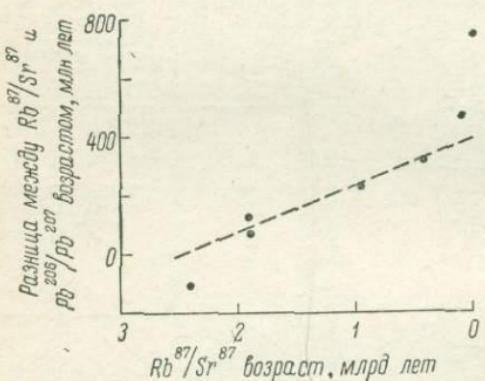


Рис. 16. Иллюстрация ожидаемого эффекта свинца (пунктирная линия), если в начальный период Земля имела  $\mu=8.5$  и затем разделилась на две фазы 2.5 млрд лет назад так, что в одной из них  $\mu$  стало равно 10. Можно считать, что экспериментальные точки, отвечающие наиболее древним образцам, лежат на этой линии, так как отклонение Rb-Sr возрастов составляет 4%, что находится в пределах ошибки опыта. Два более молодых образца не попадают на эту линию. (Patterson, Tatsumoto, 1964).

Две более молодых образца не попадают на эту линию. (Patterson, Tatsumoto, 1964).

Первая модель совместима с гомогенной Землей при первичном отношении  $U^{238}/Pb^{204}=8.5$ , которая внезапно разделилась 2.5 млрд лет назад на 2 фазы, в одной из которых (верхняя мантия или кора) отношение  $U^{238}/Pb^{204}$  становится равным 10. Эта модель соответствует первоначально холодной Земле, которая разогревалась в течение нескольких миллиардов лет путем радиоактивного распада до тех пор, пока не отделилась внезапно внутрь тела фаза металлического железа. Авторы, однако, отмечают, что принятие этой модели оставляет необъяснимыми многие факты:

- необъяснимы наиболее молодые образцы;
- трудно понять прогрессивное обогащение  $Pb^{206}$ , увеличивающееся с уменьшением возраста;
- материал внешней коры существует значительно более 2.5 млрд лет.

г) имеется доказательство существования процессов, дающих типичный материал верхней коры с возрастом, значительно меньшим чем 2.5 млрд лет.

По мнению авторов модели, она недостаточна и не удовлетворяет требованиям дифференциации урана и свинца через весь продолжительный интервал времени. В своей второй модели Паттерсон и Тацумото рассматривают систему двух фаз, внутри которых уран и свинец непрерывно переносились с различными скоростями из глубокой внутренней фазы к фазе, находящейся вблизи поверхности Земли. Предполагается положительный перенос из внутренней к внешней фазе, пропорциональный количеству присутствующего урана и свинца. Авторы приводят систему 10 уравнений, характеризующих изменения в содержании этих элементов в функции времени во внутренней и внешней фазе при процессе переноса. Обе фазы, различаясь по массам, полагаются вначале химически и изотопно идентичными.

Исходные первичные условия определяются: 1) возрастом Земли, 2) изотопным составом первозданного свинца, 3) первичным отношением  $U^{238}/Pb^{204} = \mu_0$  в обеих фазах и 4) первичным отношением  $Pb_{\text{внешняя фаза}}^{204}/Pb_{\text{внутренняя фаза}}^{204}$ .

В своих вычислениях авторы использовали следующие значения для возраста Земли и для изотопного состава первозданного свинца:  $4.55 \cdot 10^9$ ,  $206/204 = 9.56$ ,  $207/204 = 10.42$ . Неопределенности этих значений, по данным Мэрфи и Паттерсона (Murthy, Patterson, 1962), составляют примерно 1% для возраста Земли и 1.5% для первозданных отношений свинцов.

Удачные решения этой модели опираются на независимые определения, показывающие, что  $\mu_0 = U^{238}/Pb^{204}$  было не более 8.5. В своих вычислениях (сотни последовательных приближений) авторы использовали три исходных значения для  $\mu_0$ , равные 0.5, 5.0 и 8.0 и три значения — 0.5, 1.0 и 0.02 — для отношений  $Pb_{\text{внешняя фаза}}^{204}/Pb_{\text{внутренняя фаза}}^{204}$ . Ядро Земли при расчетах игнорировалось. Единых решений получено авторами не было. Введение некоторых модификаций также не дало удовлетворительного соответствия. Однако все серии параметров оценивают эволюцию урана и свинца в фазе внешней мантии по существу одинаково: очень быстрое падение переноса свинца почти до нуля, менее быстрое падение пере-

носа урана за тот же период около 100 млн лет до все еще значительной величины, которая продолжает медленно уменьшаться в течение 4 млрд лет.

По третьей модели, предложенной авторами (Patterson, Tatsumoto, 1964), третья статическая фаза в раннее время изолируется от внешней фазы и свинец развивается за дополнительное время изолированно от прогрессивного обогащения ураном. Диаграмма этой модели показана на рис. 17.

Эволюция в третьей фазе выражается добавлением еще системы двух уравнений радиоактивного распада. Таким образом, изотопная эволюция свинца, существующего в настоящее время вблизи земной поверхности, выражается десятью уравнениями для периода от  $4.55 \times 10^9$  лет назад (образование Земли) до времени  $T_s$  (изоляции третьей статической фазы) и двумя уравнениями от  $T_s$  до  $T_f$  — времени «вымораживания» свинца калишпата внутри третьей фазы.

Паттерсон и Тацумото считают, что процессы, вызывающие химическую эволюцию внешней мантии, должны быть иными, чем процессы, происходящие вблизи от земной поверхности или в ней. Скорости изменения процессов дифференциации в них совершенно различны.

При рассмотрении процесса сегрегации внутренняя мантия—внешняя мантия отдельно от процесса образования континента можно принять внешнюю мантию за протоконтинентальный слой, который прошел непрерывную эволюцию и в котором в различные времена и в различных местах происходило образование континента. Чтобы были выполнены известные геохимические требования, мощность этого протоконтинентального слоя должна быть более 100 км, а образование континента должно являться процессом аккумуляции кислого верхнего слоя толщиной в десятки километров, лежащего на основном остатке мощностью сотни километров. Это комплексное явление происходит в течение ограниченного периода в несколько сот миллионов лет.

Образованный кислый слой может содержать почти весь уран и свинец из протоконтинентального слоя, и, таким образом, его  $\mu_0 = U^{238}/Pb^{204}$  может быть равно этому отношению в протоконтинентальном слое. Благодаря мощному остаточному слою  $\mu_0$  остается статичным в пределах коры. В районе Большых озер в Северной Америке

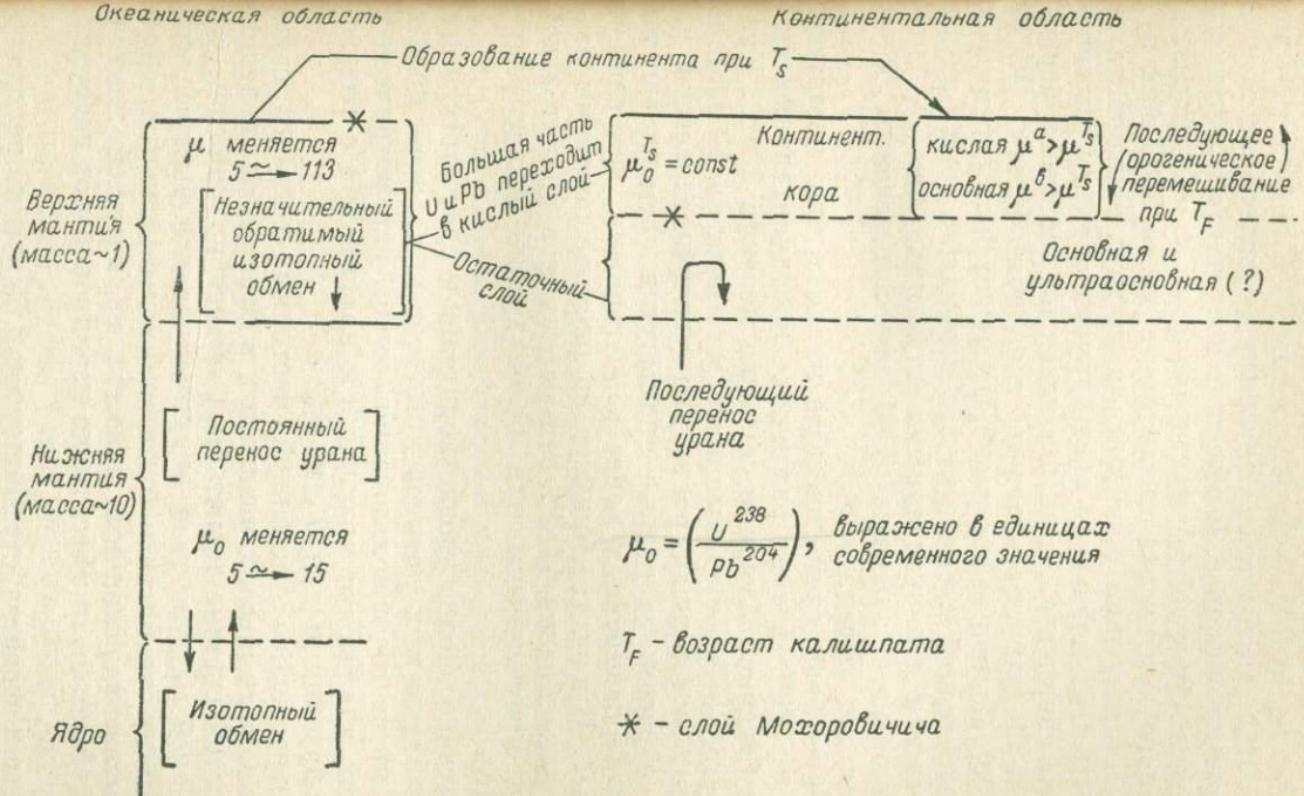


Рис. 17. Диаграмма приемлемой модели, которая точно соответствует наблюдаемым свинцовыми данным. Значения для отношений масс обеих фаз и  $\mu_0$  приблизительны. Для сравнения выделен слой Мохоровичича вблизи поверхности протоконтинентального слоя и вблизи основания верхнего континентального корового слоя. (Patterson, Tatsumoto, 1964).

образование континента могло иметь место 3500 млн лет назад. Последующие орогении в этом континентальном сегменте создали 2400 млн лет назад (FCF) и 1900 млн лет назад (UMF, CGF) (табл. 20) среди других образцы «вымороженных свинцов». В областях восточного и западного побережья Северной Америки явление с образованием начального континента могло иметь место 2500 млн лет назад. Последующие орогении в этих двух континентальных сегментах произвели среди других образцы «вымороженных» свинцов 420 млн лет назад на восточном берегу (ECF) и 90 млн лет назад на западном берегу (WCF) (табл. 20). Свинец из образца MDF может быть рассмотрен как занимающий промежуточное положение между двумя предельными вышеуказанными случаями, где  $T_s$  должно быть значение 3000 млн лет назад и  $T_f$  — 950 млн лет назад.

Авторы дают схематическую иллюстрацию изотопной эволюции  $Pb^{206}$  в трех различных континентальных сегментах Северной Америки согласно моделям 2 и 3. Кривые роста  $Pb^{206}$ , фиксированного  $\mu_0$ , имеют более пологие наклоны, чем кривая роста для увеличивающегося  $\mu_0$ . Таким образом, за равные промежутки времени свинцы модели 3 оказываются менее радиогенными, чем свинцы модели 2. В качестве примера на рисунке показаны различия для образца WCF. Эти различия в значительной степени преувеличены для более четкой иллюстрации (рис. 18).

Получено вполне удовлетворительное соответствие для всех наблюдаемых датированных точек по этой модели путем простого использования серии параметрических значений для десяти уравнений в комбинации с различными значениями для  $T_s$  и  $T_f$ .

Прогрессивное отклонение изотопных составов свинцов в полевых шпатах различных возрастов от эволюции в закрытой системе может быть объяснено или тем, что во внешней мантии уран аккумулировался быстрее, чем свинец, или же тем, что континентальные сегменты, образовавшиеся в различные времена из внешней мантии, в дальнейшем были эффективно изолированы от поступления урана.

Далее в своей работе Паттерсон и Тацумото переходят к интерпретации данных, полученных по ториевому  $Pb^{208}$ . Наблюдаемые данные сравнены авторами со свинцами,

генерация которых имела место в двух замкнутых системах, при  $K_0 = \text{Th}^{232}/\text{U}^{238} = 3.8$  и 4.2. Более молодые свинцы полевого шпата показывают избыток  $\text{Pb}^{208}$ ; следовательно, торий переносился отлично от свинца и очень сходно с ураном. В более поздние времена тория переносилось меньше, чем урана.  $K_0$  уменьшается со временем во внешней фазе.

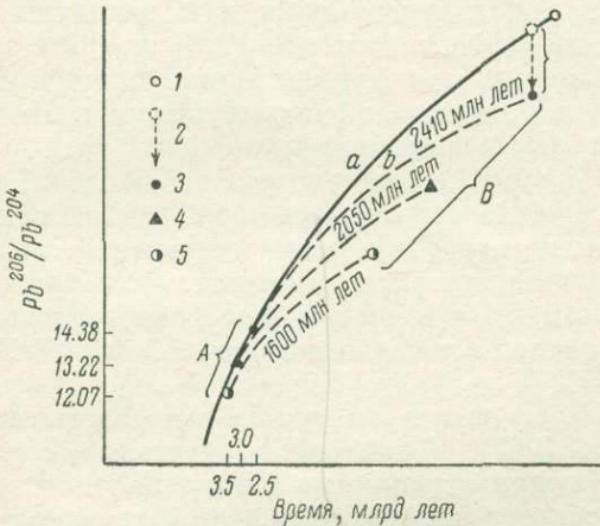


Рис. 18. Схематическая иллюстрация различия изотопной эволюции  $\text{Pb}^{206}$  согласно моделям 2 и 3. (Patterson, Tatsumoto, 1968).

а — эволюция в протоконтинентальном слое для уменьшающегося  $K_0$ ; б — эволюция в континентальном сегменте для фиксированного  $K_0$ ; А — образование Североамериканского континента; В — образование орогенического калишпата. 1 — образец DWHP 47 (F); 2 — уменьшение количества  $\text{Pb}^{206}$  при переходе от модели 2 к модели 3; 3 — прибрежные области; 4 — промежуточные области; 5 — область Больших озер.

Вычисления тория и ториевого свинца были проведены по пяти уравнениям, связывающим  $\text{Pb}^{208}$ ,  $\text{Th}^{232}$  и  $K_0$ . Использовано первозданное значение  $\text{Pb}^{208}/\text{Pb}^{204} = 29.87$ . При этом  $K_0$  для всей Земли дало значение 4.05 и менялось от 4.14 до 3.98 и до 3.86 в области континента Северной Америки.  $K_0$ , рассчитанное на настоящее время для внешней мантии под океаническим дном, равно 3.50.

Паттерсон и Тацумото отмечают, что изотопный состав свинцов из калишпата Северной Америки отклоняется от эволюции в закрытой системе. Имеется избыток  $\text{Pb}^{208}$

и  $Pb^{208}$  (в меньшей степени), причем этот избыток увеличивается с уменьшением возраста полевого шпата. Они считают, что этот эффект является результатом длительного периода передвижения в прошлом урана и тория из внутренней части Земли к слою внешней мантии. Этот слой внешней мантии функционирует как источник сегментов континентальной коры, которые образовывались и изолировались в различное время и в различных местах. Наблюдаемый эффект избытка  $Pb^{206}$  и  $Pb^{208}$  имеет решающее значение при определении скоростей движения урана, тория и свинца в функции времени. Имел место уменьшение скоростей переноса этих трех элементов в течение первых ста миллионов лет после образования Земли. В течение оставшегося периода времени перенос свинца стал по существу равен нулю, тогда как перенос урана и тория оставался заметным. Этот эффект также говорит о том, что в основном Североамериканский континент образовался в течение интервала 3500—2500 млн лет назад.

В 1968 г. вышла работа Армстронга (Armstrong, 1968), в которой предлагается модель изотопной эволюции стронция и свинца в Земле.

Автор считает необходимым отыскать единую модель для изотопов свинца и стронция, которая могла бы объяснить наблюдаемые распределения этих изотопов во времени и пространстве. Многие из ранее предложенных моделей являются трудно согласующимися со структурой коры и мантии, полученной по геофизическим и геологическим данным. Удовлетворительное объяснение для одного элемента не всегда может быть принято в неизменной форме для другого. Очевидная несовместимость изотопно-стронциевой модели постоянной эволюции континентов (Hurley et al., 1962a) с данными по изотопам свинца, из которых следует существование континентов в примерно настоящем объеме в течение нескольких миллиардов лет (Slawson et al., 1963; Ledent et al., 1964; Patterson, Tatsumoto, 1964), является ярким примером такого случая.

Поражает особенность коровых изотопных данных по свинцу (Russel, Farquhar, 1960; Cannon et al., 1962; Patterson, Tatsumoto, 1964; Ostic et al., 1967), для которых имеется замечательное согласие наблюдаемых изотопных отношений с отношениями, ожидаемыми для эволю-

ции через всю историю Земли в системе со сравнительно постоянными соотношениями урана, тория и свинца. Современный свинец, хотя несколько и различающийся, показывает в среднем только небольшую аномалию *J*-типа. Паттерсон и Тацумото по этим данным сделали вывод, что фракционирование ядра и мантии произошло в ранний период истории Земли.

Таким образом, Армстронг считает, что при выборе общей модели для эволюции свинца и стронция необходимо, чтобы в выбранной системе отношение U/Pb оставалось почти постоянным большую часть геологического времени, а следовательно, надо принять быструю и раннюю дифференциацию ядра от мантии. При таком представлении должна быть рассмотрена также и дифференция коры от мантии. По этому вопросу имеются геологические данные, полученные при изучении осадочных пород докембрийских щитов. Геофизические наблюдения показали (McConnell et al., 1966; Lee, Taylor, 1966), что мощность коры примерно постоянна для докембрийских стабильных щитов с точки зрения их географического положения. Это, по-видимому, указывает на постоянство коровой структуры докембрийских щитов за земную историю. За время достижения равновесия относительные поднятия поверхности щита и океанического dna были одинаковыми как в докембрийское, так и в настоящее время. Можно предположить, что объемы континентальной коры и океанической воды оставались примерно одинаковыми за 2.5 млрд лет. Реально дифференциация Земли, возможно, продолжалась очень быстро вначале и постепенно спадала в скорости, пока не завершилась в некоторое время 2.5 млрд лет назад. Последующая тектоническая и изотопная эволюция происходила в системе устойчивого состояния при постоянном объеме коры и мантии.

Так как для объяснения действовавших прежде процессов большинство геологических интерпретаций основано на использовании процессов, наблюдавшихся в настоящее время, то для модели изотопной эволюции Армстронг счел правильным принять за основу современную Землю и считать, что процессы, наблюдавшиеся нами, имели место и в прошлом.

В предлагаемой Армстронгом модели изотопной эволюции автор использовал при расчетах мгновенную диф-

ференциацию с последующим устойчивым состоянием для 4.5 млрд лет. Исходные представления автора следующие: земная кора и верхняя мантия являются устойчивой системой; объемы и средние валовые составы континента остаются почти постоянными, по крайней мере за последние 2.5 млрд лет. Кроме того, Армстронг рассматривает Землю разделенной на четыре химических резервуара: сиалическая кора, конвекционная верхняя мантия, нижняя мантия и ядро. В своей работе автор приводит объемы и массы этих резервуаров.

Коровий сиалический материал непрерывно эродируется из континентов в океанические бассейны и там изотопно гомогенизуется. Этот материал попадает в глубоководные впадины и трещины, затем драгируется в мантию. В литературе имеются убедительные данные (Dietz, 1961; Hess, 1962, 1965; Vine, Matthews, 1963; Vine, 1966), согласно которым накопление сиалического материала в океане происходит при горизонтальном перемещении этого материала. Поэтому континентальная кора не может быть просто продуктом дифференциации мантии.

После достижения изотопного равновесия между сиалическим и симатическим материалом внутри мантии сиалический материал возвращается в континенты или островные дуги в виде проявления ювенильного вулканизма, завершая этим геохимический цикл. Для объяснения этих движений Армстронг принял модель Элзассера (Elsasser, 1966), в которой конвекционное смещение происходит внизу примерно на глубине 500 км (рис. 19, а). Это определение глубины произвольно. Реально, по-видимому, 400—700 км. Армстронг считает, что сама по себе мантия неспособна поддерживать наблюдаемый эффект изменения изотопного состава, так как мантия очень источена радиоактивными материнскими изотопами, находящимися внутри континентального сиала. Сущность модели, предложенной Армстронгом, заключается в процессе постоянного перемещения материала коры и верхней мантии. Степень перемешивания различна. Наиболее значительным этапом этого процесса является расширение морского дна с последующим драгированием в мантию осадков, дериватов из сиалической коры щита. Там они изотопно уравновешиваются в различной степени с материалом мантии и затем возвращаются к земной поверхности или внедряются на глубине в континенты и

островные дуги как сиалические магмы. Изменение изотопного состава стронция происходит в резервуаре стронция в мантии в противоположность изотопам свинца, для которых этот эффект имеет место главным образом при смешении в ходе эрозии и осаждения.

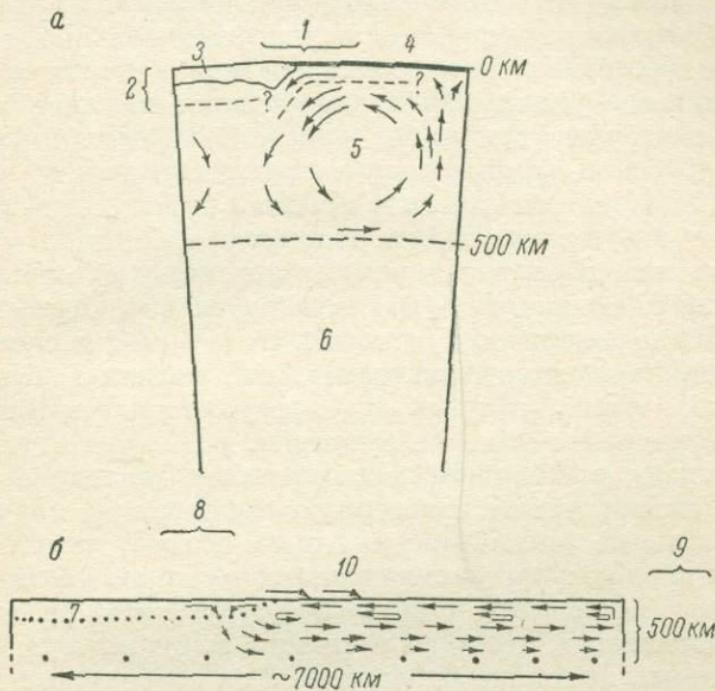


Рис. 19. Схематическое представление модели Земли, использованной для объяснения изотопной эволюции.

*а* — смешение коры и мантии с последующим изотопным обменом; 1 — орогенная континентальная граница и островная дуга; 2 — структурная кора; 3 — континентальная кора; 4 — океан; 5 — верхняя мантия; 6 — нижняя мантия. *б* — приближенная схема конвекционной ячейки (без учета кривизны Земли, которая для указанного сектора должна быть 60°); 7 — стабильная кора; 8 — сжатие в орогенной зоне; 9 — расширение океанического dna; 10 — перенос путем эрозии.

Порция мантии, прошедшая зону смешения и дифференциации, продолжает двигаться в своем истощенном состоянии конвекционным путем до поднятия верхним потоком, образуя океаническую кору и более верхнюю мантию, затем процесс повторяется. Таким образом, вся верхняя мантия проходит через этот процесс смешения и последующей дифференциации.

Материал, поступающий снизу, является материалом, прошедшим вновь через мантию, а не материалом, зародившимся в мантии. Смесь корового материала и мантии и генерация больших объемов сиалической магмы имеет место в континентально-береговых орогенических поясах и островных дугах. Известково-щелочные магмы являются эродированным материалом коры, отложенным в океанических бассейнах, драгированным вниз, частично перемешанным с мантией и возвращенным на поверхность.

В настоящее время нет простого объяснения, как и почему осадки драгируются в мантию, но данные об оседании океанической коры в мантию (Oliver, Isacks, 1967) делают такую модель, по-видимому, разумной. Можно считать, что мантия и кора негомогенны. Реакции между мантией и осадками будут варьировать в зависимости от физико-химических условий и от местоположения. Однако, по мнению Армстронга, для модели в целом это не столь важно, так как она предусматривает гомогенизацию внутри целых резервуаров.

В своих вычислениях, связанных с эволюцией коры, автор рассматривает гомогенную сиалическую кору (континентальные щиты + океанические осадки) и конвекционную верхнюю часть химически гомогенной мантии (наиболее глубокие части коры включаются в этот резервуар). Предполагается, что ядро и нижняя мантия не участвуют в эволюции изотопов, наблюдаемой на поверхности Земли. В модели не принималась в расчет возможность вертикальной дифференциации внутри коры и мантии или горизонтальной негомогенности. Автор модели считает, что для объяснения основных особенностей изотопной эволюции нет необходимости прибегать к этим процессам.

В предлагаемой модели автор исходит из представлений о закрытой системе с двумя главными резервуарами—сиалическая кора и верхняя мантия. Такая модель позволяет объяснить наблюдаемые изотопные данные.

Для сиалической коры автор принял следующий состав: одна часть обычного базальта и одна часть гранитной породы среднего состава. Для мантии в целом была использована пиролитовая модель (Clark, Ringwood, 1964). Как базальтовый компонент пиролита, состоящего из одной части базальта и трех частей дунита, использован океанической толеит. Этот выбор, хотя и несколько произволен, согласуется с современными представлениями

о верхней мантии, обедненной следовыми элементами и имеющей относительно низкие значения Th/U и Rb/K.

На рис. 19 схематически представлена использованная земная модель для объяснения изотопной эволюции.

Далее автор приводит математическое выражение единой модели эволюции стронциевых и свинцовых изотопов. Для описания ее главных черт автор использует простую систему уравнений, причем количество параметров уменьшает до минимума. В этих уравнениях приняты следующие обозначения:

$D_c$  — количество дочернего изотопа в коре;  $D_m$  — то же в верхней мантии;  $P_c$  — количество материнского изотопа в коре;  $P_m$  — то же в верхней мантии;  $S_c$  — количество стабильного изотопа дочернего элемента в коре;  $S_m$  — то же в верхней мантии;  $K(t)$  — фракция смешивающей коры в единицу времени. Как известные параметры имеем:  $\lambda$  — константа распада материнского элемента;  $t$  — время.

В устойчивом состоянии  $S_c$  и  $S_m$  являются постоянными, а  $P_c$  и  $P_m$  имеют следующий вид:

$$P_c = \text{первичное } P_c e^{-\lambda t},$$

$$P_m = \text{первичное } P_m e^{-\lambda t}.$$

Эволюция одного дочернего продукта может быть выражена следующим образом:

$$\frac{d(D_c/S_c)}{dt} = \lambda(P_c/S_c) - K(t)(D_c/S_c) + K(t)(D_1/S_1). \quad (1)$$

Проблема заключается в определении  $D_1/S_1$ . В предельном случае, когда материал возвращается в кору с изотопным составом верхней мантии, мы имеем

$$D_1/S_1 = D_m/S_m,$$

и

$$\frac{d\left(\frac{D_c + D_m}{S_c + S_m}\right)}{dt} = \lambda\left(\frac{P_c + P_m}{S_c + S_m}\right). \quad (2)$$

В действительности процесс смешения недостаточен, и возвращенный материал имеет изотопный состав, который находится где-то между изотопным составом коры и мантии. Если в модели фракция коры смешивается с равной фракцией верхней мантии, то мы имеем образование

смеси части коры  $K'(t)$  ( $D_e/S_e$ ) и части мантии  $K'(t)$  ( $D_m/S_m$ ) и возврат смеси коры и мантии с изотопным составом материала:  $\frac{D_e + D_m}{S_e + S_m}$ . И так как это отношение равно  $D_1/S_1$ , уравнение может быть представлено в виде

$$\frac{d(D_e/S_e)}{dt} = \lambda(P_e/S_e) - K'(t) \left( D_e/S_e - \frac{D_e + D_m}{S_e + S_m} \right), \quad (3)$$

$$\frac{d(D_m/S_m)}{dt} = \lambda(P_m/S_m) - K'(t) \left( D_m/S_m - \frac{D_e + D_m}{S_e + S_m} \right). \quad (4)$$

Возможно, что этот случай наиболее близок к наблюдаемому в Земле.

Однако фракции смеси коры в единицу времени будут различными. Для определения величины  $K'(t)$  при ограниченном смешении возможно несколько независимых количественных решений по заданным независимым составляющим и изотопным данным. Значение  $K'(t)$  может быть оценено с использованием данных по отклонению наблюдаемой изотопной эволюции от ожидаемой эволюции в замкнутой системе, имеющей отношение материнского вещества к дочернему, равное этому отношению в системе кора+верхняя мантия.

На рис. 20 представлена диаграмма зависимости  $\Delta$  от времени, где

$$\Delta = (D_e/S_e)_{\text{набл}} - \left( \frac{D_e + D_m}{S_e + S_m} \right)_{\text{теор}}. \quad (5)$$

Продифференцировав (5), прибавив к (3) и произведя сокращение с использованием (2), получаем

$$K'(t) = \frac{\lambda(P_e/S_e) - \lambda(P_e + P_m)/(S_e + S_m) - d\Delta/dt}{\Delta}. \quad (6)$$

Таким образом,  $\Delta$  и  $d\Delta/dt$  — значение и наклон функции, показанной на рис. 20, могут быть использованы для определения значения  $K'(t)$ .

Значения, полученные для  $K'(t)$  по отношениям  $\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204}$  и  $\text{Pb}^{208}/\text{Pb}^{204}$ , соответствуют ежегодному смешению 5  $\text{km}^3$  коры с мантией. Это согласуется с двумя независимыми геологическими оценками этого параметра, полученными позднее. Данные по стронцию приводят к аналогичному результату. Направление отклонений ( $\Delta$ ) для стронция и свинца идентичны и для всех изотопных

схем избыток дочернего продукта пропадает, по-видимому, ко времени примерно 2.5–3 млрд лет назад.

Значения, соответствующие более древним образцам, имеют тенденцию ложиться ниже линии на рис. 20. Это возможно и реально; надо полагать, что предположение об эволюции в течение 4.5 млрд лет в закрытой системе кора+верхняя мантия является неправильным. Возможно, что в короткий период истории Земли изотопная эволюция проходила в системе, имеющей более низкое отношение материнского вещества к дочернему, чем в настоящее время. В эволюции большой системы должен был быть короткий период в ранней истории Земли. При этом имела место дифференциация ядра и произошло конвекционное смешение по всей мантии (эта интерпретация высказана из предположения  $P_m/S_m < P_e/S_e$ ). Однако ранний период эволюции не мог быть долгим. Как свинец, так и стронций, по-видимому, показывают этот эффект конечного замедления в земной дифференциации.

По-видимому, величина  $K'(t)$  была намного больше в прошлом. Возможно, что 1.5 млрд лет назад значение  $K'(t)$  было в два раза больше, а 2.5–3 млрд лет назад в 4 раза больше, чем в настоящее время.

Армстронг считает, что удовлетворительные решения модели требуют в прошлом гораздо более быстрой кон-

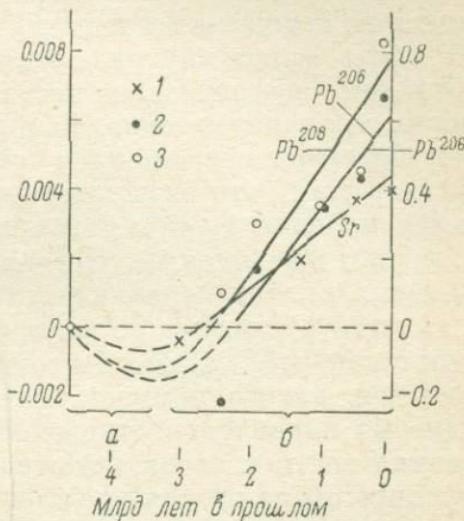


Рис. 20. Диаграмма для  $\Delta$ -дочернего продукта, наблюдаемого в избытке в породах земной поверхности, по отношению к дочернему продукту, ожидаемому в простой замкнутой системе, имеющей отношение материнского к дочернему такое, как в смешанной системе кора—верхняя мантия. Увеличение этого избытка за последние 3 млрд лет очевидно. Получение и значение диаграммы обсуждены в тексте. (Armstrong, 1968).

*a* — замедленная дифференциация; *б* — возраст коры. 1 — избыток  $Sr^{87}/Sr^{86}$ ; 2 — избыток  $Pb^{206}/Pb^{204}$ ; 3 — избыток  $Pb^{208}/Pb^{204}$ .

векции в мантии и более быстрого расширения морского дна и соответственно более крутых термальных градиентов и более сильных потоков тепла.

В модели сиалическая кора так сильно обогащена рубидием по отношению к верхней мантии, что большая часть  $\text{Sr}^{87}$  образовалась внутри коры. Прирост стронция в верхней мантии обеспечивался постоянным смешением океанических осадков с материалом верхней мантии и последующим переуравновешиванием стронция коры и верхней мантии, так что сиалический материал, возвращавшийся на поверхность, имел низкое отношение  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  и казался ювенильным. Постоянная генерация гранитов, имеющих низкие первичные отношения  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  (Hurley et al., 1962a), возможно, явилась результатом смешения коры с мантией. Это как бы генерация новой коры, однако здесь нет явного прироста объема континента. Как это видно из первичного отношения  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  (0.698—0.700), верхняя мантия очень истощена рубидием относительно стронция. Кора развивает более высокое отношение 0.725. Предположенное значение (0.705) для смешанной системы близко к вычисленному значению (0.706).

Повторное смешение коры и верхней мантии возмещает некоторую недостаточность процесса изотопного обмена при одном прохождении через систему впадина—дуга—кордильера.

Таким образом, по Армстронгу, имеется удовлетворительное объяснение для океанических вулканитов и для имеющихся данных по добавлению «нового» сиала.

Автор модели не сомневается, что процессы смешения и изотопного обмена могут приводить при недостаточном перемешивании к наблюдаемым негомогенностям отношений в источнике вулканитов (Gast et al., 1964). Средний изотопный состав стронция в активно эродированной поверхности Земли тесно связан со скоростью процесса смешения. Автор отмечает далее, что модель приводит к достаточному результату, если рассматривается смешиваемой только верхняя часть мантии. Если же предположить смешение всей мантии, то ожидаемые отношения  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  будут значительно ниже наблюдаемых. Если же принять процесс смешения только верхней мантии с корой и считать, что состав верхней мантии известен с достаточной точностью, то появляется возможность

оценки глубины конвекционного смешения, полностью независимой от сейсмических данных.

Вышеуказанный моделью Армстронга объясняет и главные черты эволюции свинца, включая данные по соглашающемуся свинцу и данные по свинцу океанических вул-

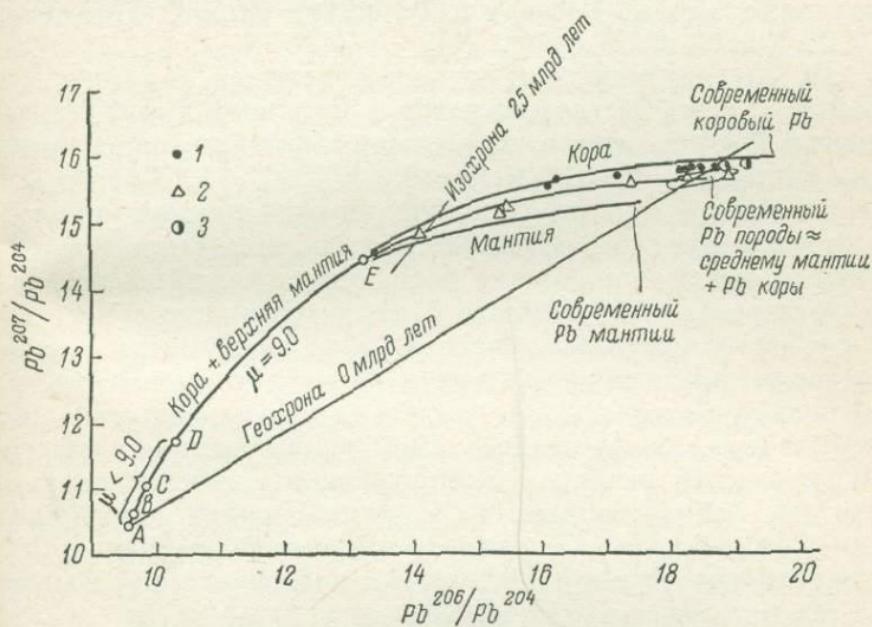


Рис. 21. Диаграмма изотопной эволюции свинца по некоторым данным, приведенным в тексте. (Armstrong, 1968).

1 — согласующийся свинец (Ostic et al., 1967); 2 — свинец калишпата (Patterson, Tatsumoto, 1964); 3 — океанический свинец (Chow, Patterson, 1962). Продолжение кривой ABCDE выражает распределение большей части анализов современного вулканического свинца, который не является явно аномальным. A, B, C, D и E — отражают события в истории Земли: A — происхождение Земли; B — дифференциация ядра; C — дифференциация коры; D — конец глубинной конвекции в мантии; E — объем стабильных кратонов становится существенным. Кривая ABCDE свинца современной коры иллюстрирует эволюцию поверхностного свинца в Земле с замедленной дифференциацией и эволюцией в смешанной системе с уменьшающейся скоростью смешения. Расходящиеся кривые с индексами «кора» и «мантия» представляют схематические кривые роста для двух резервуаров в смешанной системе с уменьшающейся скоростью смешения.

Расхождение кривых несколько преувеличено.

канических пород. В принятой модели считается, что наибольшая часть U и Th, а также свыше половины свинца находится в сиалической коре. При процессе эрозии на поверхности Земли при переносе и осаждении коровий свинец очень хорошо перемешивается (Chow, Patterson, 1962). Это смешение свинца перед его внедрением в мантию является наиболее значительной частью

процесса и дает объяснение кажущейся простоты эволюции свинца.

Автор модели отмечает, что свинец глубинных морских осадков, изученный Чау и Паттерсоном, ложится, по-видимому, на продолжение линии роста согласующегося свинца по Расселу и Фарквару (Russel, Farquhar, 1960; Russel, 1963) (рис. 21).

По определению, согласующийся свинец является тем свинцом, который ассоциирован с островной дугой вулканической активности и показывает эволюцию, ожидаемую для системы с  $\mu = U^{238}/Pb^{204} = 9.0$  и  $Th/U = 4.15$  через все геологическое время. Отклонения от простой кривой роста поразительно малы. Обычный свинец (свинец породы и руды) показывает рост, аналогичный согласующемуся свинцу, но намного более разбросан и относится к системе с несколько более низким кажущимся  $\mu$ , чем согласующийся свинец. Свинец из мантии должен иметь несколько более древние модельные возрасты, так как мантия имеет более низкое  $\mu$ , чем вся смешанная система. Наблюдаемый разброс обычного свинца в изверженных породах, образованных в заданное время (например, 1.0 млрд лет назад), оказывается примерно равным  $\pm 3\%$  для кажущегося  $\mu$  и  $\pm 300$  млн лет для возрастной модели (Zartmann, Wasserburg, 1966).

По модели Армстронга, согласующийся свинец представляет собой наименее измененный свинец глубинного морского осадка, возможно отложенного после маломасштабной мобилизации из геометрически близкого источника. Он может быть также магматически возвращенным к земной поверхности в виде первичного плава, возогнанного из мантии, но не контактированного свинцом из мантии. Обычный же свинец представляет собой свинец глубоководных морских осадков, смешанный в различной степени со свинцом мантии.

Как уже было указано, разница между обычным и согласующимся свинцом заключается в небольшом повышении кажущегося  $\mu$  для согласующегося свинца.

Так как эволюция свинца имеет место в почти замкнутой, но смешанной системе кора+верхняя мантия, то можно было бы ждать, что средний современный свинец ляжет близко к геохроне Мэрфи и Паттерсона (Murthy, Patterson, 1962), однако он ложится на прямую с модельным возрастом в несколько сот миллионов лет. Эта ано-

малия, по-видимому, возрастает за геологическое время (Doe, 1962; Patterson, Tatsumoto, 1964; Doe et al., 1965; Doe, 1967; Ostic et al., 1967). Объяснение этой аномалии аналогично объяснению, выдвинутому Паттерсоном и Тацумото. По мнению Армстронга, она обязана идущему вверх обогащению урана относительно свинца. Поверхность Земли имеет систему с более высоким  $\mu$  и с изменением поверхностных пород. Свинец из хорошо перемешанной системы кора+верхняя мантия не должен показывать аномалии, поверхностный свинец из глубинных морских осадков покажет резко выраженную аномалию, а свинец породы должен лежать между ними. Как и с эволюцией изотопа стронция, этот, более радиогенный характер поверхностного свинца по сравнению со средним свинцом может быть функцией скорости процесса смешения кора+верхняя мантия.

Как свинец, так и стронций указывают на то, что 3 млрд лет назад источником коровых образований были молодые породы, недавно прошедшие через процесс перемешивания кора—мантия. Это может соответствовать завершению дифференциации на кору и мантию или же это, возможно, следствие более быстрого процесса движения материала через систему в ранней части истории Земли. Имеет место и постепенное уменьшение (от 5 до 10%) кажущегося  $\mu = U^{238}/Pb^{204}$  и отношения Th/U.

Рассел (R. D. Russel, частное сообщение Армстронгу) дает следующее объяснение этому явлению: смешение за очень длительный период времени в расслоенной мантии с понижающимся вниз  $\mu$  может создать этот эффект. Слабое понижение кажущегося  $\mu$  может быть выражением постепенного перемещения из системы смешения кора+верхняя мантия к нижней мантии на глубине 500 км. Медленное перемешивание свинца в течение долгого периода в окружении более низкого  $\mu$  и Th/U уменьшит кажущееся  $\mu$  и Th/U за долгий период времени. Такой эффект не должен наблюдаться для изотопов стронция из-за слишком большого резервуара стронция в верхней мантии.

Торий очень сильно обогащен в коре, и, таким образом, большая часть Pb<sup>208</sup> образовалась в коре. Следовательно, Pb<sup>208</sup>, найденный в вулканических породах, вне сомнения произошедший из мантии, мог попасть туда только путем изотопного обмена с коровым материалом,

драгированным в мантию. Современные океанические вулканиты дают свинцово-изотопные данные, отличные от данных модельного возраста.

Ульрих (Ulrich, 1967) при анализе этих данных для расчета возраста Земли приближается к выводу, что свинец развивался в системе с постоянным отношением  $U/Pb$  за большую часть истории Земли и в ходе последних нескольких сотен до тысячи миллионов лет — в системах с варьирующими  $\mu$ .

Образование систем с варьирующими  $\mu$  определяется тем периодом, когда часть верхней мантии проходит процесс изотопного обмена в районе впадина—дуга—кордильеры. При этом предыстория стирается и изотопный состав свинца приближается к составу свинца средней коры+верхняя мантия. Последующие эволюции должны проходить (в изолированных системах с различными  $\mu$ ) при движении элементарного объема мантии по конвекционному пути, пока он не становится источником современной магмы.

Таким образом, эта модель дает объяснение для интервала времени, полученного Ульрихом. Так как каждый элементарный объем мантии является уникальным по значению  $\mu$  и по конвекционному пути, то ожидаются различные спектры океанического свинца. Недостаточное смешение, сохраняющее гетерогенность коры и мантии, и случайная ремобилизация и распределение свинца могут служить объяснением наблюдаемого разброса свинцовых изотопных данных и генерации аномального свинца.

В данном параграфе главы II мы привели несколько работ различных авторов, которые предложили модели эволюции изотопов свинца и стронция на основе изучения поведения этих изотопов в Земле.

Армстронг в одной из своих работ останавливается прежде всего на необходимости создания единой модели эволюции свинца и стронция как в пространстве, так и во времени. Он указывает на очевидную несовместимость изотопно-стронциевой модели (Hurley et al., 1962a) постоянной эволюции континентов с данными по изотопии свинца (Tatsumoto, Patterson, 1964), из которых следует существование континентов в примерно постоянном объеме в течение нескольких млрд лет.

Как мы уже видели, Армстронг, при расчетах предлагаемой модели использовал мгновенную дифференциацию с последующим устойчивым состоянием в течение 4.5 млрд лет.

Модель Армстронга представляет собой циклическое передвижение материала коры в верхнюю мантию с последующим возвратом на континенты при завершении геохимического цикла. При этом Армстронг полагает материал коры изотопно гомогенизованным в океаническом бассейне, а мантию столь истощенной радиоактивными элементами, что сама по себе, без внедрения корового материала, она не способна поддерживать наблюдаемый эффект изменения изотопного состава свинца и стронция.

Эта модель постоянного движения материала, согласующаяся с изотопной эволюцией как свинца, так и стронция, может дать объяснение и той гетерогенности мантии, с которой встретились многие исследователи. Этот факт ставит под вопрос и существование чистой базальтовой магмы. Следует, по-видимому, пересмотреть установленные представления по этому вопросу.

Хочется подчеркнуть еще одно положение, лежащее в основе модели Армстронга, а именно тот факт, что смешанная с коровым материалом мантия обязательно проходит процесс дифференциации перед возвратом материала в континенты, и порция мантии, уже прошедшая через зону смешения и дифференциации, продолжает свое движение в истощенном состоянии.

#### § 4. Вопросы магматической дифференциации

Тацумото (Tatsumoto, 1966a), изучая изотопы свинца в океанических базальтах и океанических толеитах, приходит к выводу о дифференцированной верхней мантии. Автор указывает, что генетические соотношения толеита и щелочного базальта дебатируются. Некоторые авторы (Powers, 1935, 1955; MacDonald et al., 1961) считают, что материнским веществом щелочных базальтов является только один толеит, другие (Kushiro et al., 1963; Yoder, Filley, 1962) предполагают возможность нескольких материнских магм, образующихся путем фракционного плавления перidotита в разных условиях давления и температуры.

По данным Энжела и др. (Engel et al., 1965), океанические базальты, крайне бедные по содержанию щелочных металлов, щелочных земель, фосфора, титана, циркона, тория и урана, являются единственной материнской магмой, образовавшейся из верхней мантии под океаном, а богатые щелочами базальты появляются при фракционировании океанических толеитов в процессе магматической дифференциации.

Ранее были сообщены данные по изотопному составу свинца в вулканических породах (Gast et al., 1964; Massuda, 1964; Tatsumoto, 1966b), но, за исключением работы Тацумото, в этих статьях обсуждались только отношения свинцовых изотопов без знания отношений  $U/Pb$  и  $Th/Pb$  в породах. Таким образом, интерпретации таких данных были ограничены. В своей статье Тацумото приводит изотопный состав и концентрации свинца, а также концентрации урана и тория в океанических базальтах и обсуждает их генетическое значение.

Тацумото и др. (Tatsumoto et al., 1965) сообщали, что отношение  $Th/U$  в типичных океанических толеитах очень низко в сравнении со щелочными базальтами. Это значение (1.8) является только половиной обычно выводимого для коры и верхней мантии (Russel et al., 1960; Chow et al., 1962, Patterson et al., 1964). Тогда же перед авторами встал вопрос: каков изотопный состав свинца океанических базальтов и можно ли по океаническому составу свинца получить какое-либо указание о генетическом соотношении толеитов и щелочных базальтов? Может ли это изучение подкрепить или ослабить взгляд на то, что отношение является примерно таким же, как в мантии — источнике океанических толеитов?

Для проведения такого исследования автором были взяты три образца толеитовых базальтов из Средне-Атлантического хребта и Восточного Тихоокеанского хребта. Были также взяты две серии щелочных базальтов с островов Пасхи и Гваделупа. Концентрации свинца урана и тория были определены изотопным разбавлением (табл. 21). Надежность определений оценивалась повторными измерениями и сравнением со стандартом свинца СИТ, использованным Тацумото.

Автор подчеркивает, что концентрации урана и тория в океанических толеитах находятся в пределах  $\frac{1}{4}$  до  $\frac{1}{2}$  от концентрации гавайских и японских толеитов и что

в океанических толеитах существует положительная корреляция между количествами калия, свинца, тория и урана. Отношения  $U^{238}/Pb^{204}$  в океанических толеитах и щелочных сериях возрастают к риолиту. Наблюдаемые для океанических толеитов отношения  $Th^{232}/U^{238}$  не имеют прогрессивного изменения и, как для японских толеитов (Tatsumoto et al., 1965; Tatsumoto, 1966b), крайне малы (около 2). Это отношение в лабрадорит-андезитовых щелочных базальтах с о. Гваделупа очень высокое (около 4) из-за низкого содержания урана. По мнению Тацумото, неравномерность отношения  $Th^{232}/U^{238}$  может быть объяснена давлением кислорода, содержанием воды в магме и различными степенями окисления урана и тория. Тацумото рассматривает отношения  $\mu=U^{238}/Pb^{204}$  и  $K=Th^{232}/U^{238}$  и сравнивает их с кривыми первичного роста при  $\mu_0$ , равным 8.6 и 8.8, и  $K_0$ , равным 4.0 и 3.9, где  $\mu_0$  и  $K_0$  указывают отношения в химически замкнутой системе со времени образования Земли 4.5 млрд лет назад ( $\mu$  и  $K$  всегда указывают наблюдаемые отношения).

В статье приводятся изотопные составы свинца в толеитах и щелочных сериях. Все эти данные показаны на рис. 22, представляющем собой комбинированную диаграмму  $Pb^{206}/Pb^{204}$  относительно  $Pb^{207}/Pb^{204}$  (нижняя часть) и  $Pb^{206}/Pb^{204}$  относительно  $Pb^{208}/Pb^{204}$  (верхняя часть). Кривые первичного роста ( $G$ ) для замкнутой химической системы показаны в нижней части рис. 22 на настоящее время, на  $\pm 100$  млн лет,  $\pm 500$  и  $-1500$  млн лет. В верхней части рис. 22 кривые первичного роста показаны для  $\mu_0=8.6$  и  $K_0=4.0$  сплошной линией, а для  $\mu_0=8.6$  и  $K_0=3.9$  — пунктирной линией. Эти первичные изохроны и кривые первичного роста, полученные по метеоритному свинцу, дают наглядное изображение, удобное для сравнения. Первичная изохрона, соответствующая океаническим толеитам, дает разброс в  $\pm 300$  млн лет. Разброс еще более явно выражен для образцов Атлантики. Образцы PD1 и PD3 соответствуют кривой роста при  $\mu_0=8.55$  и близки к изохроне на настоящее время.

Среднее значение для свинцов океанических толеитов соответствует линии роста при  $\mu=8.6$ . Низкое  $\mu_0$  дает указание на то, что свинцы океанических толеитов являются более «первичными», чем другие (обычный галенит 9.0 — 9.1; коровый свинец 8.95—9.0; базальты о. Пасхи и японские толеиты 8.75). Последние, по-види-

Таблица 21

Концентрации щелочей, свинца, урана и тория и изотопов Гваделупа и океанических толеитах

№ образца	Описание образца	Концентрации					
		%		$10^{-6}$ г/г			
		K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Pb	U	Tb	
П о р о ды							
PV650	Натровое риолитовое стекло . . . . .	3.51	4.94	6.94	3.33	11.51	
PV652	Андезиновый андезит . . .	1.33	4.31	2.33	1.11	3.61	
PV653	Щелочной базальт . . . .	1.00	3.26	1.98	0.63	2.58	
PV651	Толеит, сходный со щелочным базальтом . . .	0.58	3.30	1.20	0.44	1.67	
П о р о ды							
GU77	Лабрадорит-андезиновый щелочной базальт . . .	1.93	4.80	3.39	1.05	7.16	
GU52	Лабрадорит-андезиновый щелочной базальт . . .	1.65	4.08	2.58	1.36	4.91	
GU22	Лабрадоритовый щелочный базальт . . . . .	1.30	4.00	2.04	1.00	3.60	
GU44	Лабрадоритовый оливиновый базальт со щелочным уклоном . . . .	0.65	2.25	1.30	0.51	1.83	
О к е а н и чес к и е							
AD2	Средне-Атлантический хребет . . . . .	0.14	3.01	1.29	0.16	0.15	
AD3		0.24	2.66	1.15	10	0.29	
AD5		0.08	2.92	0.56	0.09	0.13	
PD1	Восточное Тихоокеанское поднятие . . .	0.6	2.18	0.49	0.05	0.13	
PD3		0.24	2.91	0.49	0.09	0.21	
PD4		0.11	2.75	0.53	0.07	0.12	
	Среднее для океанических толеитов . . . . .	0.15		0.75	0.09	0.17	

Примечание. Содержание щелочей по А. Е. Энжелу (личное сообщение).

мому, развивались в системах с более высоким и длительное время назад, так что  $\mu_0$  увеличивается с дифференциацией мантии, как это было обсуждено в работе Паттерсона и Тацумото (Patterson, Tatsumoto, 1964). Эти соотношения показаны автором на рис. 23, на котором  $Pb^{206}/Pb^{207}$  расположено по отношению к  $Pb^{206}/Pb^{204}$ . Первичность свинца в океаническом толеите также видна из рис. 24,

изотопный состав свинца в вулканических породах островов Пасхи

тации

наблюдаемое атомное отношение		изотопный состав свинца (атомное отношение)				
U <sup>238</sup> /Pb <sup>204</sup>	Th <sup>232</sup> /U <sup>238</sup>	Pb <sup>206</sup> /Pb <sup>204</sup>	Pb <sup>206</sup> /Pb <sup>207</sup>	Pb <sup>206</sup> /Pb <sup>208</sup>	Pb <sup>207</sup> /Pb <sup>204</sup>	Pb <sup>208</sup> /Pb <sup>204</sup>

о. Пасхи

31.4	3.57	19.310	1.231	0.492	15.66	39.15
30.9	3.37	19.253	1.2353	0.4944	15.58	38.94
21.1	4.19	19.301	1.2271	0.4891	15.73	39.46
23.9	3.93	19.280	1.2302	0.4923	15.67	39.16

Гаваделупа

21.0	6.82	20.437	1.2986	0.5011	15.74	40.78
35.6	3.73	20.278	1.2894	0.5001	15.73	40.55
33.1	3.72	20.172	1.2801	0.4981	15.76	40.49
26.5	3.68	20.178	1.2877	0.5006	15.67	40.31

Олеиты

7.9	0.9	18.471	1.1886	0.4850	15.54	38.01
5.6	3.0	17.824	1.1472	0.4751	15.54	37.52
10.5	1.4	18.816	1.2002	0.4868	15.68	38.65
6.4	2.8	18.193	1.1711	0.4797	15.54	37.93
11.6	2.5	18.240	1.1744	0.4796	15.53	38.03
8.5	1.7	18.497	1.1870	0.4825	15.58	38.34

на котором Pb<sup>208</sup>/Pb<sup>207</sup> расположено относительно Pb<sup>208</sup>/Pb<sup>204</sup>. Свинцы океанического толеита находятся вблизи гавайских свинцов (Tatsumoto, 1966) и имеют меньшее  $K_0$  и  $\mu_0$ , чем другие.

Свинец из щелочной серии о. Пасхи радиогенен и показывает отклонение Pb<sup>206</sup> от модели. Отношения Pb<sup>206</sup>/Pb<sup>204</sup> находятся в пределах экспериментальной ошибки внутри

ряда 19.25—19.31, но отношения  $Pb^{208}/Pb^{204}$  имеют небольшие вариации — 38.9—39.5. В свинце с о. Гваделупа отношения  $Pb^{206}/Pb^{204}$  и  $Pb^{208}/Pb^{204}$  наиболее высокие для

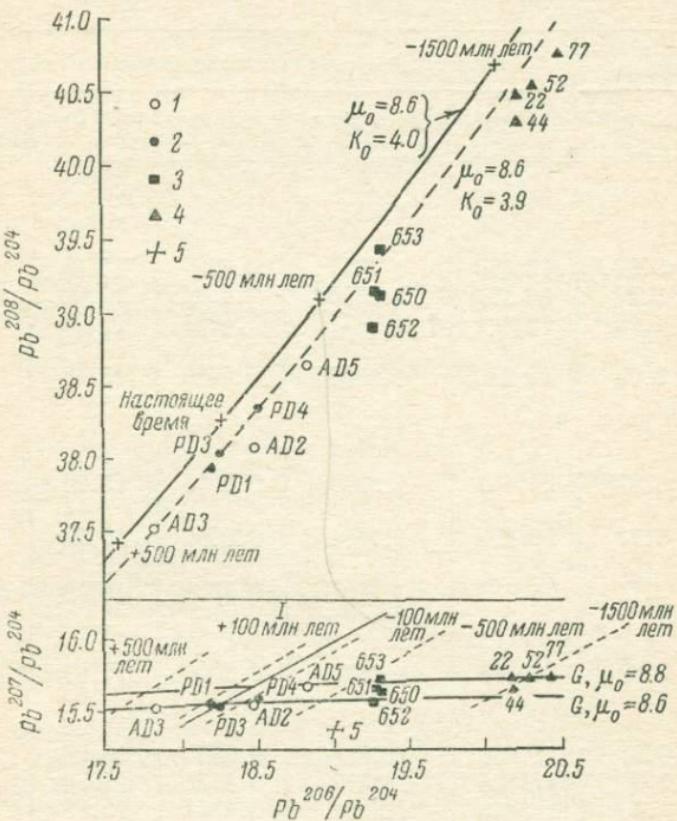


Рис. 22. Отношения  $Pb^{206}/Pb^{204}$  к  $Pb^{207}/Pb^{206}$  (нижняя часть) и  $Pb^{206}/Pb^{204}$  к  $Pb^{208}/Pb^{204}$  (верхняя часть) в толеитах и породах островов Пасхи и Гваделупа. (Tatsumoto, 1966).

1 — толеит из Средне-Атлантического хребта; 2 — толеит из Тихоокеанского поднятия; 3 — щелочная серия с о. Пасхи; 4 — щелочная серия с о. Гваделупа; 5 — точность определения.

вулканических пород. Они тоже несколько варьируют (от 20.12 до 20.42 и от 40.3 до 40.8 соответственно).

Татсумото отмечает также некоторые вариации изотопного состава свинца в молодых вулканических породах и приходит к выводу о неоднородности верхней мантии. Это утверждение о неоднородности правильно даже для наиболее первичного океанического толеита. По-ви-

димому, следует считать, что источник толеита в какое-то время ранее был дифференцирован из начального материала верхней мантии, как это и предполагалось по низким отношениям Th/U и Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> (Tatsumoto et al., 1965). На этом основании Тацумото приходит к выводу, что

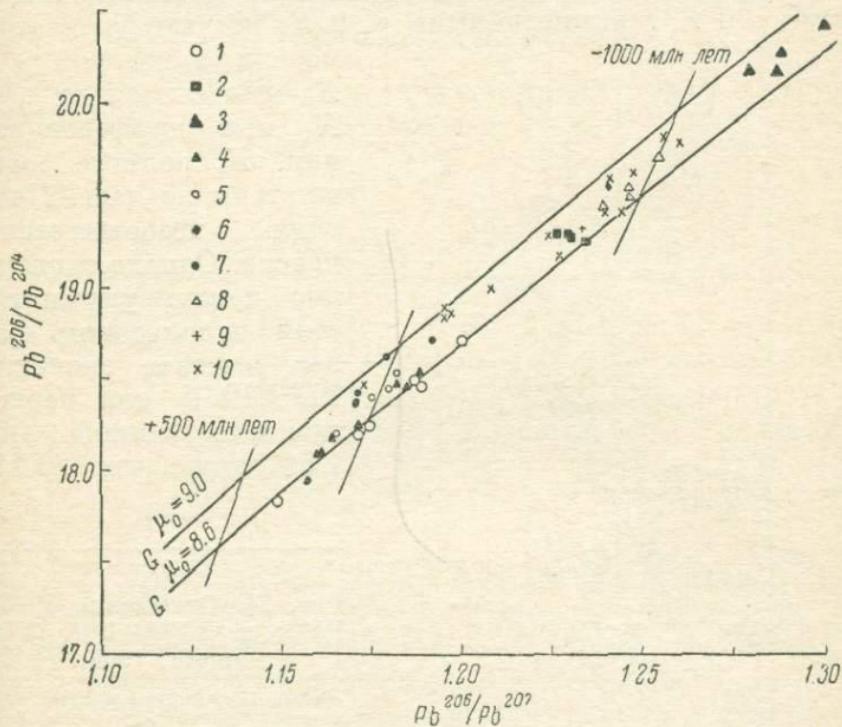


Рис. 23. Отношение Pb<sup>206</sup>/Pb<sup>207</sup> к Pb<sup>206</sup>/Pb<sup>204</sup> для вулканических пород. (Tatsumoto, 1966).

Для сравнения приведены вулканические породы из Гавайи, Японии, Айва-Джита, островов Гоф и Вознесения, из Орегонского побережья, а также полевые шпаты из Восточного Тихоокеанского поднятия. 1 — океанический толеит; 2 — щелочная серия, о. Пасхи; 3 — о. Гваделупа; 4 — Гавайи; 5 — Япония; 6 — Айва-Джита; 7 — о. Гоф; 8 — о. Вознесения; 9 — полевой шпат; 10 — вулканическая порода, Орегон.

существует химическая гетерогенность верхней мантии и что химически она является открытой системой. Таким образом, свинец базальтов мог и не развиваться в одной единственной закрытой гомогенной системе, как это предполагалось для рудного свинца (Tatsumoto, 1966). Дифференциация верхней мантии, вероятно, завершилась за продолжительный период времени (Patterson, Tatsumoto, 1964; Tatsumoto, 1966).

При рассмотрении соотношений  $\mu$  и  $K$  Тацумото предлагает простую модель двух стадий. Наблюдаемое  $\mu$  и вычисленное  $\mu_1$  для океанических толеитов совпадают, если рассматривать, что дифференциация произошла в промежуток времени от 1 до 1.5 млрд лет назад.

В табл. 22 автор приводит сравнения между наблюдаемыми  $\mu$  и  $K$  и вычисленными  $\mu_1$  и  $K_1$  по двуступенчатой

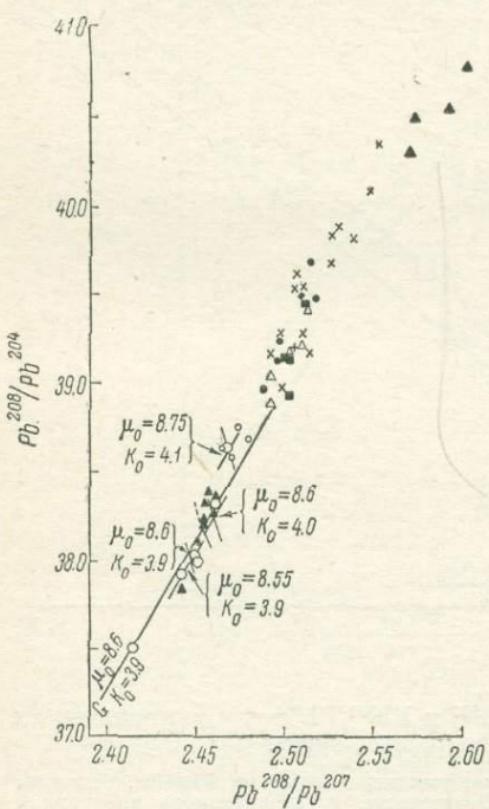


Рис. 24. Отношения  $Pb^{208}/Pb^{207}$  к  $Pb^{208}/Pb^{204}$ . (Tatsumoto, 1966).

Линия  $G$  является кривой первичного роста при  $\mu_0=8.6$  и  $K_0=3.9$ . Свинцы океанических толеитов и толеитов Гавайи близки к  $\mu_0=8.6$  и  $K_0=3.9$  для замкнутой системы. Свинец Японии и о. Гофф имеет более высокое  $\mu_0$  и  $K_0$ . Обозначения те же, что и на рис. 23.

(Murthy, Patterson, 1962). Схождение также улучшается, если для возраста Земли принять вместо 4.55 значение в 4.7 млрд лет, как полагают Тилтон и Штейгер (Tilton, Steiger, 1965), Вассербург и Барнетт (Wasserburg, Burnett, 1965).

Из приведенных автором вычислений  $\mu_1$  для щелочных серий островов Пасхи и Гваделупа с использованием двуступенчатой модели следует, что магматический источник был дифференцирован от 0.3 до 0.5 млрд лет назад из источника тихоокеанских толеитов, однако вычислен-

Таблица 22

Сравнение наблюдаемых  $\mu$  и  $K$  и вычисленных  $\mu_1$  и  $K_1$   
по двуступенчатой модели

Изотопные отношения	AD3	PD4	AD5	PV651
Наблюдаемые				
$Pb^{206}/Pb^{204}$	17.82	18.50	18.82	19.28
$Pb^{208}/Pb^{204}$	37.52	38.36	38.65	39.16
$\mu$	5.6	8.5	10.5	23.9
$K$	3.0	1.7	1.4	3.9

Вычисленные (исходные  $\mu_0=8.6$  и  $K_0=4.1$ )

Возраст дифференциации ( $t$ ) млрд лет	$\mu_1$	$K_1$	$\mu_1$	$K_1$	$\mu_1$	$K_1$	$\mu_1$	$K_1$
1.5	6.9	3.3	9.5	3.5	10.7	3.5	12.7	3.5
1.0	5.9	2.7	10.0	3.3	11.9	3.3	14.7	3.3
0.5	2.6	—	11.5	2.6	15.5	2.7	21.3	3.0
0.3	0.6	—	13.6	2.0	20.3	2.31	30.1	2.7

Приложение AD3, AD5, PD4 были выбраны, чтобы включить ряд изотопного состава океанических толеитов; PV651 является образцом щелочных базальтов. Исходные  $\mu_0$  и  $K_0$  в источнике изменяются до  $\mu_1$  и  $K_1$  в  $t$  млрд лет назад. Необходимые  $\mu_1$  и  $K_1$  вычисляются, чтобы создать наблюдаемые отношения  $Pb^{206}/Pb^{204}$  и  $Pb^{208}/Pb^{204}$  по следующим двум уравнениям:

$$\begin{aligned} \text{наблюдаемое } Pb^{206}/Pb^{204} &= 9.56 + \mu_0 (e^{\lambda_{238}T} - e^{-t}) + \mu_1 (e^{\lambda_{238}t} - 1), \\ \text{наблюдаемое } Pb^{208}/Pb^{204} &= 29.71 + \mu_0 K_0 (e^{\lambda_{232}T} - e^{-t}) + \mu_1 K_1 (e^{\lambda_{232}t} - 1). \end{aligned}$$

$T$  (возраст земли) = 4.55 млрд лет.

ное значение  $K_1$  заметно ниже наблюдаемого. Чтобы иметь соответствие с наблюдаемыми отношениями  $Pb^{208}/Pb^{204}$  в щелочных сериях,  $K_1$  должно было бы иметь в прошлом значение, подобное таковому в толеитах, даже и такое низкое, как 3.9. На диаграмме (рис. 25) автор наносит значение  $Pb^{206}/Pb^{204}$  относительно  $U^{238}/Pb^{204}$ . Изохроны для океанических толеитов и щелочной серии о. Пасхи соответствуют возрасту в 1200 и 0 млн лет. При этом PD3 не попадает на изохрону, возможно, из-за гетерогенности образца. Если бы имелись толеиты вблизи островов Пасхи и Гваделупа или из самих островов и если бы они явились материнским веществом щелочной серии, то они должны были бы находиться в точках A и B соответственно. Если же щелочная серия о. Пасхи

отдифференцировалась из Тихоокеанского толеита (PD4), то возраст дифференциации свинца о. Пасхи составил бы 400 млн лет. Изохроны пород Гавайи (HT-H-A) и пород Японии (J-T, J-AL, J-A) дают отрицательный возраст. Можно полагать, что источники для щелочного базальта и толеита разные. Содержание урана в обр. № 77 необычно мало. Оно должно было бы быть выше наблюдаемого значения в источнике области, как показано стрелкой.

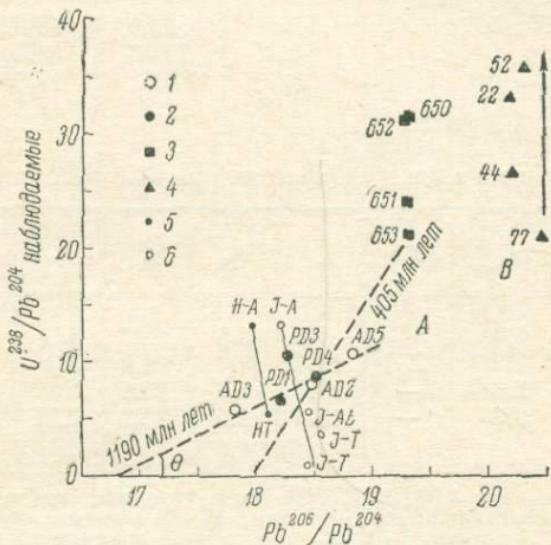


Рис. 25. Отношения  $Pb^{206}/Pb^{204}$  к наблюдаемому  $U^{238}/Pb^{204}$ . (Tatsumoto, 1966).

1 — толеит из Средне-Атлантического хребта; 2 — толеит из Восточного Тихоокеанского поднятия; 3 — щелочная серия с о. Пасхи; 4 — щелочная серия с о. Гваделупа; 5 — базальт из Гавайи; 6 — базальт из Японии.

Из диаграммы (рис. 25) следует, что магматические источники океанических толеитов дифференцированы из материала материнской верхней мантии примерно 1.2 млрд лет назад. Это находится в хорошем согласии с вычисленным модельным возрастом. Схождение двух различных вычислений возраста для времени дифференциации уранового свинца заставляет считать, что океанические толеиты были образованы, по-видимому, при почти полном расплавлении дифференциированной верхней мантии, или же свинец и уран мигрировали вместе в ходе частичного расплавления, а торий оставался. Последнее,

по мнению Тацумото, более вероятно, так как на диаграмме построения (рис. 26)  $\text{Th}^{232}/\text{Pb}^{204}$  относительно  $\text{Pb}^{208}/\text{Pb}^{204}$  не получено никакого изохронного возраста для толеитов, и точки располагаются ниже, чем линия модельного изохронного возраста в 1190 млн лет, где  $\mu$  и  $K$  не изменились от первичных значений  $\mu_0$  (8.6) и  $K_0$  (3.9).

Для щелочных серий о. Пасхи в противоположность толеитам на диаграмме (рис. 25) не получается никакого

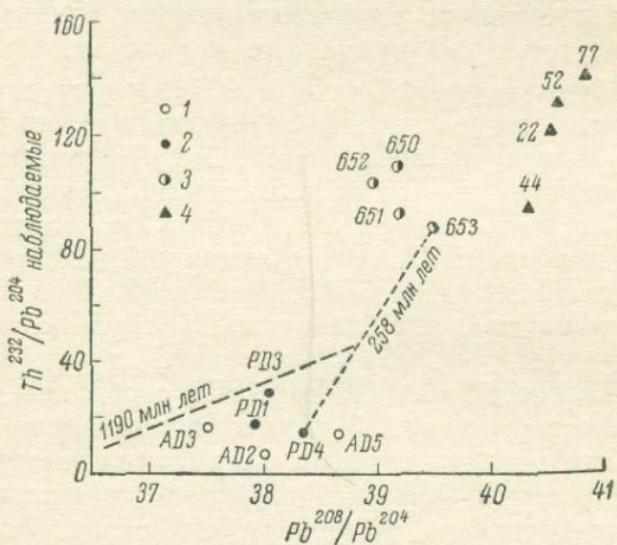


Рис. 26. Наблюданное отношение  $\text{Th}^{232}/\text{Pb}^{204}$  к  $\text{Pb}^{208}/\text{Pb}^{204}$ . (Tatsumoto, 1966).

Для океанического толеита нельзя получить изохронного возраста. Изохронный возраст системы для толеита—щелочной базальт около 260 млн лет, если щелочные базальты отдифференцировались из тихоокеанского толеита. Обозначения те же, что и на рис. 25.

возраста. Это означает, что если щелочные серии дифференцировались из толеита, то процесс в целом протекал менее 20 млн лет, так как иначе измеряемое  $\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204}$  должно было бы варьировать внутри серий. В этой серии в течение дифференциации отсутствовала как контаминация магмы, так и ассимиляция ею океанической коры или других осадочных пород; при контаминации изохрона имела бы наклон из-за большей или меньшей добавки радиогенного свинца. Вариации  $\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204}$  за пределами экспериментальной ошибки для о. Гваделупа приводят к представлению, что имела место ассимиляция более радиогенного

свинца или дифференциация проходила за более длительный период (около 50 млн лет). Автор ссылается на Энжела и др. (Engel et al., 1964 и 1965), которые обнаружили прогрессивные изменения химического состава между толеитами и щелочными сериями пород океанических вулканов. Они пришли к выводу, что океанические толеиты являются единственной материнской базальтовой магмой мантийного происхождения и что щелочные базальты произошли из толеитов путем гравитационной дифференциации под вулканами в океанах.

Основным возражением против такого представления, выдвинутого сторонниками различных источников для толеитов и щелочных базальтов, было непонятное большее обогащение щелочами в щелочных базальтах сравнительно с толеитами, если принять за родоначальное вещество перидотит. Тацумото ссылается на Макдональда и Кацуру (Macdonald, 1948; Macdonald, Katzura, 1961), которые полагают, что щелочное обогащение может достигаться путем кристаллизационной дифференциации. Иодер и Тиллей (Yoder, Tilley, 1962) сообщают, что здесь имеет место термальный барьер между толеитом и щелочным базальтом из-за относительно высоких давлений и что эти две главные базальтовые серии могли развиваться из одного материнского материала на разных глубинах.

Тацумото же отмечает, что так как идея барьера была отклонена дальнейшим изучением равновесия фаз при даже более высоких давлениях, то возможным механизмом получения щелочного базальта может быть дифференциация при кристаллизации. Далее Тацумото на основании данных по изотопии и данных по концентрации показывает, что щелочной базальт может быть дифференциатом родоначального толеита.

1. Имеется прогрессивное увеличение содержания свинца, урана и тория от океанического толеита к щелочному базальту и к другим щелочным дериватам, что можно ждать при дифференциации.

2. Источник щелочных серий необходимо должен был пройти через стадию низкого  $K$ , подобно толеиту, что вытекает из рис. 22, где образцы островов Пасхи и Гваделупа находятся ниже кривой роста, рассчитанной по отношениям  $Pb^{208}/Pb^{204}$ , и как вычислено (табл. 21) для образца PV651.

3. Механизм переноса летучих составляющих является, возможно, подчиненным процессом, так как обогащение щелочами и свинцом сопровождается увеличением тугоплавких элементов, таких как торий. Действительно, наблюдаемое  $\text{Th}^{232}/\text{Pb}^{204}$  в щелочных сериях обычно слишком велико, чтобы объяснить наблюдаемые отношения  $\text{Pb}^{208}/\text{Pb}^{204}$ .

4. Ассимиляция океанической коры была, возможно, незначительной, так как не имелось для о. Пасхи никаких изотопных вариаций.

5. Маловероятно, чтобы толеит был дифференциатом щелочных базальтов, так как вычисленный возраст дифференциации источника толеита (примерно 1200 млн лет) больше, чем вычисленный возраст дифференциации тихоокеанского толеита вблизи о. Пасхи ( $< 400$  млн лет).

6. Если щелочные серии являются дифференциатами из толеитов, то не должно быть наблюдено никакого изотопного эффекта. Однако океанические толеиты варьируют в изотопном составе свинца и достаточно только удвоить эти вариации, чтобы получить толеиты с изотопным составом свинца, подобным наиболее радиогенным породам щелочной серии (Гваделупа). Возможно существование толеитов, отношения  $\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204}$  в которых являются радиогенными.

Если толеиты и щелочные базальты образовались на разных глубинах, то может ожидаться систематическая разница в изотопном составе между двумя типами пород. Существующие данные не могут исключить эту альтернативу. Тацумото считает, что вопросы генетического соотношения толеита и щелочного базальта, вероятно, следует ограничить океаническими толеитами и океаническими щелочными базальтами, потому что источник области океанического базальта отдифференцирован давно и верхняя мантия негомогенна. Следовательно, изотопные вариации возможны особенно в хорошо дифференцированных континентальных областях благодаря вскрытию магмы из различных зон.

На рис. 27 показаны соотношения между наблюдаемыми  $\mu$  и  $K$  в базальтах. Из многих исследований изотопов свинца возможным значением  $\mu_0$  для первичного материала в мантии является  $\mu_0 \approx 8.6$  и  $K_0 \approx 4$  (указанное через ноль на рис. 27). Тацумото, как уже было сказано выше, на основании сравнения наблюдаемых  $\mu$  и  $K$  в ба-

зальтах приходит к выводу, что  $\mu$  и  $K$  в источнике района океанических базальтов были однажды низкими, как и в океанических толеитах, затем  $\mu$  и  $K$  увеличились путем дальнейшей дифференциации. По мнению Тацумото, хорошо согласующиеся рассчитанные  $\mu$  с наблюдаемыми для океанического базальта говорят о том, что свинец

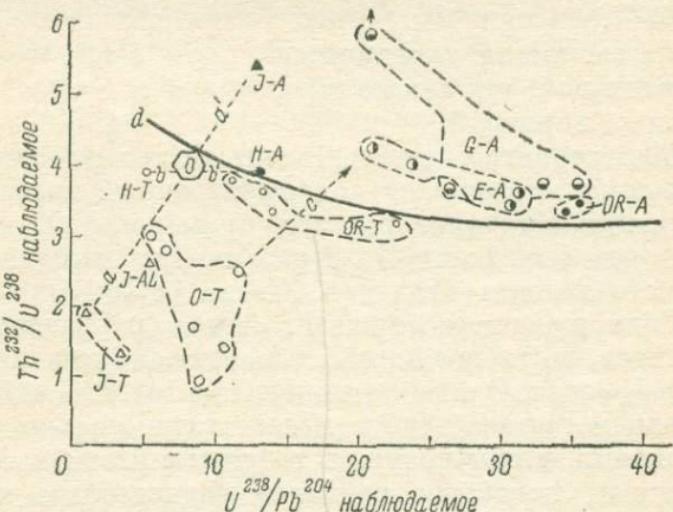


Рис. 27. Наблюдаемые  $\mu = (U^{238}/Pb^{204})$  относительно наблюдаемого  $K = (Th^{232}/U^{238})$ . (Tatsumoto, 1966).

$O-T$ ,  $E-A$ ,  $G-A$  соответствуют океаническим толеитам и щелочным сериям островов Пасхи и Гаваделупа;  $J-T$ ,  $J-Al$ ,  $J-A$  — толеиту, высокоалюминиевому базальту и щелочному базальту Японии;  $H-T$  и  $H-A$  — толеитам и щелочным базальтам Гавайи;  $DR-T$ ,  $OR-A$  — толеитам и щелочным базальтам побережья Орегона. Вероятно, источник области базальтов Японии и Гавайи отдифференцирован из первичного материала мантии (иоль) вдоль линий  $a-a'$  и  $b-b'$ , однако океанический толеит отдифференцирован от  $O$  и развивался вдоль линии  $c$  в щелочную серию  $O$ . Пасхи. Все щелочные базальты и их дериваты находятся выше линии  $d$  (проведена произвольно).

и уран были выогнаны из массы материала источника и перенесены в расплавленную массу, а торий остался в нерасплавленной части. Этим объясняется недостаточное совпадение между рассчитанным и наблюдаемым  $K$ . Возможны также вариации в изотопном составе и отношении  $Th/U$  при частичном плавлении различных составляющих единого периода мантии. Отмечая все эти возможности, Тацумото предпочитает модель гетерогенной верхней мантии, так как мантия не остается гомогенной даже после одного частичного расплавления.

Стьюбер и Мэрфи (Stueber, Murthy, 1966a) в своей работе по изучению стронциевых изотопов и распространенности щелочных элементов в ультраосновных породах прежде всего отмечают, что исследователи Земли вначале могли изучать только доступную и наблюдаемую кору, которая составляет менее одного процента от массы Земли. Состав и внутреннее строение Земли до сих пор остается предположительным. В настоящее время некоторые типы пород предполагаются образовавшимися из земной мантии, причем за преобладающий материал в мантии принимается какой-либо ультраосновной тип породы. Другие породы, такие как базальт, мыслятся образованными при парциальном или полном расплавлении первичного материала мантии. Геохимические данные по ультраосновным породам очень скучны. Однако очевидное их значение подчеркивает необходимость проведения такого рода исследований.

Целью исследования Стьюбера и Мэрфи и являлись определение геохимических свойств верхней мантии так, как это представлено ультраосновными породами, изучение родства между различными типами ультраосновных пород и изучение родства их с базальтами. Для изучения распространенности натрия, калия, рубидия и стронция и изотопного состава стронция было собрано тридцать образцов ультраосновных пород различного вида, распределенных по всему земному шару. Образцы представляли собой интрузии альпино-типа (13 образцов), включения в континентальных и океанических базальтах (8 образцов), включения в кимберлитовых трубках (4 образца), образцы из зоны пластовых тел (4 образца) и один слюдяной периодит. Для определения изотопного состава стронция были проанализированы также два базальта. Анализы изотопного состава стронция, содержания калия, рубидия и стронция проводились методом масс-спектрометрии. Натрий определялся по методу нейтронного активационного анализа.

Стьюбер и Мэрфи разделили ультраосновные породы на следующие три группы по роду их нахождения.

1. Ультраосновные интрузии альпино-типа: дуниты, перидотиты и пироксениты, находящиеся в складчатых геосинклинальных осадочных породах орогенических поясов.

2. Ультраосновные включения в кимберлитовых трубках.

3. Ультраосновные слои стратифицированных покровов: дуниты, перидотиты и пироксениты, находящиеся в виде пластовых тел на нижних уровнях стратифицированных основных интрузий в коре.

Далее авторы останавливаются на подробном обсуждении этих групп.

Группа 1. Отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  в ультраосновных породах альпино-типа по полученным авторами данным

всегда выше, чем эти отношения для ультраосновных слоев стратифицированных покровов и этих отношений в базальтах (Faure, Hurley, 1963; Hedge, Walthall, 1963; Lessing, Catanzaro, 1964; Gast et al., 1964).

Данные для интрузий альпино-типа и базальтов приведены на рис. 28. За исключением двух образцов, которые, очевидно, не сохранили замкнутости системы, отношения  $Rb/Sr$  в ультраосновных интрузиях единообразно малы. В работе приводится диаграмма развития  $Sr^{87}/Sr^{86}$  со временем на основании полученных авторами данных (рис. 29). Эти линии

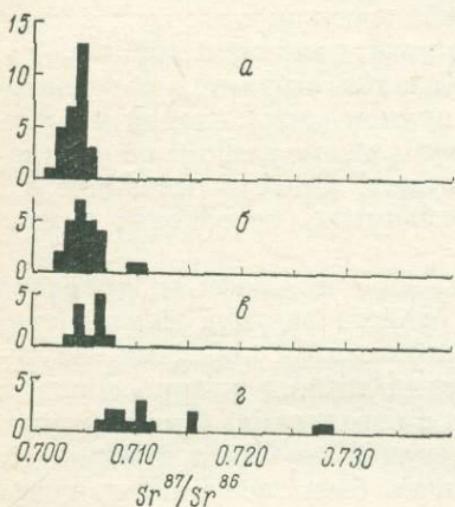


Рис. 28. Гистограммы для базальтов и интрузий альпино-типа.  
(Stueber, Murthy, 1966a).

а — океанические базальты; б — континентальные базальты; в — ультраосновные включения; г — ультраосновные породы альпино-типа.

роста стронция не проходят равное первоначальному (0.6983), даже если их продолжить назад до 4.5 млрд лет. Это указывает на то, что в ультраосновных интрузиях альпино-типа имелись по крайней мере две стадии в истории развития стронция и он находился ранее в системе или системах с более высоким отношением  $Rb/Sr$ .

Предположение о возможной контаминации было откинуто, так как изучение шлифа не показало очевидного эффекта загрязнения. Кроме того, изучаемый ультраосновной материал был интрудирован в различных местах земного шара в сиалический материал с широко варьи-

ирующими значениями отношений Rb/Sr. Невозможно представить, по мнению Стьюбера и Мэрфи, чтобы при загрязнении сиалем со столь различным отношением Rb/Sr могли создаться такие единообразно низкие отношения Rb/Sr в ультраосновных интрузиях. Концентрации щелочных элементов — натрия, калия и рубидия — в этих интрузиях крайне малы, и, таким образом, по-видимому, ультраосновной материал альпино-типа был истощен

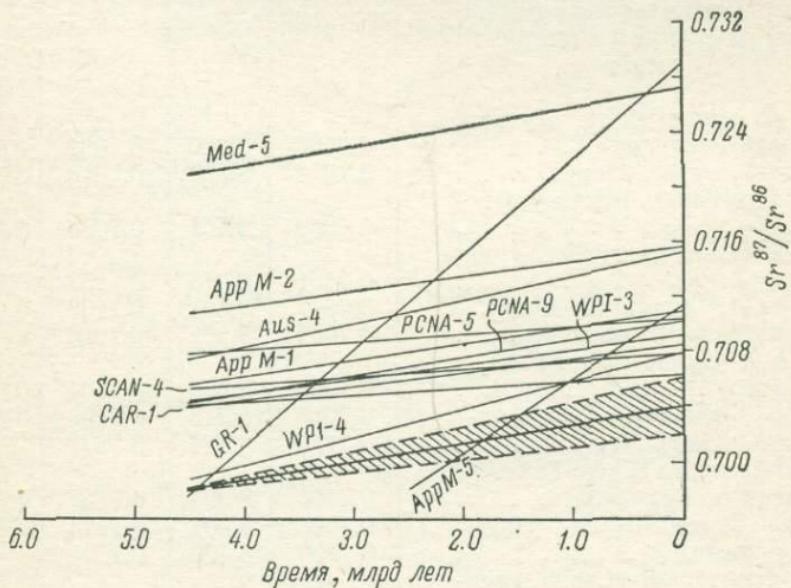


Рис. 29. Развитие  $Sr^{87}/Sr^{86}$  со временем для ультраосновных пород альпино-типа. (Stueber, Murthy, 1966а).

Надписи на кривых — №№ образцов (см. табл. 23).

щелочами относительно стронция и поэтому может быть остаточным по своей природе. Из отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  можно считать, что интрузии альпино-типа не связаны ни с ультраосновными слоями стратифицированных тел, ни с базальтами.

Группа 2. Отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  ультраосновных включений в континентальных базальтах и кимберлитовых трубках обычно согласуются с порядком этих отношений в базальтах. На основании данных, полученных Стьюбера и Мэрфи для отношений  $Sr^{87}/Sr^{86}$  (табл. 23), нельзя сделать никакого различия между ультраосновными включениями из континентальных базальтов и ким-

Таблица 23  
Изотопный состав стронция  
в ультраосновных породах

Образцы и их местонахождение	$Sr^{87}/Sr^{86}$	$Sr^{88}/Sr^{86}$	$Sr^{87}/Sr^{86}$ *	$Rb/Sr$
	измеренное	(исправ- ленное)		
Ультраосновные породы альпиного типа				
WP1-3, дунит (горы Дункан, Новая Зеландия) . . . . .	0.7068	8.320	0.7091	0.025
WP1-4-1, дунит (Папуа) . . .	0.7070	8.355	0.7078	0.048
WP1-5, дунит (о. Шикоку, Япо- ния) . . . . .	0.7099	8.461	0.7063	0.012
Aus-4, серпентинит (Кэрнурли, Австралия). . . . .	0.7151	8.373	0.7152	0.041
PCNA-5-1, дунит (Таламин, Британская Колумбия) . . .	0.7097	8.361	0.7103	0.013
PCNA-9, дунит (Кэнтвелл, Аляска) . . . . .	0.7084	8.347	0.7096	—
AppM-1, перидотит (ник Аль- берта, Квебек) . . . . .	0.7085	8.316	0.7109	0.029
AppM-2, дунит (Эдда-Бебстер, Северная Каролина) . . . .	0.7126	8.304	0.7156	0.026
AppM-5-2, серпентинит (Нью- фаундленд) . . . . .	0.7082	8.301	0.7113	0.124
Gr-1 дунит (свиты Сьора, Греи- ландия) . . . . .	0.7313	8.427	0.7290	0.165
Car-4, перидотит (Тинаквильо, Венесуэла) . . . . .	0.7078	8.361	0.7084	0.024
Med-5-2, дунит (Конья, Турция)	0.7276	8.385	0.7272	0.033
Scan-4-2, дунит (Альмкловда- леп, Норвегия) . . . . .	0.7076	8.369	0.7078	0.013
Ультраосновные включения				
10-1, перидотитовое включение (острова Кергulen) . . . .	0.7107	8.440	0.7080	0.039
Ant-1, дунитовое включение (о. Росса, Антарктика). . .	0.7054	8.365	0.7058	0.087
EP1-2-1, перидотитовое вклю- чение (Галапагосские остро- ва) . . . . .	0.7041	8.385	0.7036	0.040

Таблица 23 (продолжение)

Образцы и их местонахождение	Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup>	Sr <sup>88</sup> /Sr <sup>86</sup>	Sr <sup>87</sup> /Sr <sup>86</sup> *	Rb/Sr
	измеренное	(исправ-ленное)		
EP1-2-2, базальт (Гапалагосские острова) . . . . .	0.7016	8.330	0.7035	0.135
P1-1-1, перидотитовое включение (Гавайские острова, 1801)	0.7071	8.390	0.7064	
P1-1-2, базальт (Гавайские острова, 1801) . . . . .	0.7021	8.299	0.7054	
Eur-1, перидотитовое включение (Капфенштейн, Австрия)	0.7055	8.346	0.7067	0.048
Mex-1, перидотитовое включение (Чиуая, Мексика) . .	0.7064	8.421	0.7045	0.027
PCNA-6, перидотитовое включение (Лудлоу, Калифорния)	0.7048	8.343	0.7062	0.030
Af-11, перидотитовое включение (Мондули, Таиньшика)	0.7057	8.401	0.7046	0.407
Af-7, перидотитовое включение (трубка Вассельтон, Южная Африка) . . . . .	0.7093	8.443	0.7064	0.062
Af-20, перидотитовое включение (трубка Бульфонтейн, Южная Африка) . . . . .	0.7052	8.383	0.7049	0.035
Af-21, эклогитовое включение (трубка Виссер, Таиньшика)	0.7049	8.381	0.7046	0.161
WP1-6-1, гранатовый перидотит (Какануй, Новая Зеландия)	0.7108	8.433	0.7083	0.053
Ультраосновные слои стратифицированных покровов				
PCC-4-1, серпентизированный дунит (Мускокс, северо-западная территория, Канада)	0.7911	8.475	0.7864	1.32
PCC-4-2, широксенит (Мускокс, северо-западная территория, Канада) . . . . .	0.7097	8.365	0.7101	0.030
A-1, широксенит (Кольский полуостров, СССР) . . . . .	0.7061	8.439	0.7034	0.022
Mon-1-1, ультраосновная зона (комплекс Стиллуото). . . .	0.7029	8.345	0.7041	0.023
Mon-2, периодит (нагорье Хайвуд, Монтаны) . . . . .	0.7077	8.409	0.7063	0.028
	0.7053	8.352	0.7062	0.079

\* Нормализовано к отношению Sr<sup>88</sup>/Sr<sup>86</sup>, равному 8.375.

берлитовых трубок. Согласование отношений между базальтами и ультраосновными включениями указывает на генетическую связь между ними, но не позволяет определить, являются ли включения продуктом кристаллизационной дифференциации базальтов, первичным материалом мантии, или ультраосновные включения являются тугоплавкими остатками от базальтов. Росс и др. (Ross et al., 1954) после изучения базальтовых включений и интрузий альпино-типа пришли к выводу, что как те, так и другие произошли из «перидотитовой породы», причем интрузии вынесены оттуда при процессе орогении, а включения образуются путем эруптивного процесса.

Результаты, полученные Стыюбером и Мэрфи, не согласуются с таким генетическим соотношением. Авторы отмечают, что отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  в ультраосновных интрузиях альпино-типа выше (рис. 28), чем эти отношения для ультраосновных включений. Они считают возможным, что базальтовые включения имели первоначально более высокое отношение  $Sr^{87}/Sr^{86}$ , аналогичное материалу альпино-типа. Согласованность, имеющая место в настоящее время между отношениями в базальтах и ультраосновными включениями в них, произошла путем обмена изотопов стронция между включениями и относительно богатой стронцием базальтовой магмой, образующей стратифицированные тела.

Группа 3. Петрологи обычно считают, что основные расслоенные интрузии появляются в результате фракционной кристаллизации первичной базальтовой магмы. Ультраосновные зоны этих интрузий, таким образом, должны иметь первичное отношение  $Sr^{87}/Sr^{86}$ , аналогичное таковому в базальтах. Из имеющегося значения для перидотита ультраосновной зоны комплекса Стиллуото, Монтана, Стыюбер и Мэрфи вычислили для этой интрузии первичное отношение, равное 0.7029, предположив возраст в 2700 млн лет. Пироксенит из буровой скважины горы Ниттис Мончегорского plutона на Кольском полуострове имеет отношение  $Rb/Sr$ , так же как и изотопный состав стронция, очень близкое к полученному для базальтов. Текстурные особенности пироксенита и изотопные данные подтверждают, что мончегорский plutон является расслоенной основной интрузией. Герлинг и др. (1962), однако, считают, что ультраосновные породы из буровой скважины горы Ниттис являются ксенолитами

из мантии. Полученные Стьюбером и Мэрфи данные согласуются с представлениями, что ультраосновные зоны пластовых тел образуются в результате фракционной кристаллизации из базальтовой магмы.

Что же касается вопроса о связи базальтов с первичным источником ультраосновных пород различного типа, то Стьюбер и Мэрфи указывают, что источником ультраосновных пород и базальтов считается единый материал или же за источник ультраосновных пород принимается остаток от экстракции базальта после парциального плавления.

Отношение  $Sr^{87}/Sr^{86}$  в интрузиях альпино-типа является более высоким, чем эти отношения в базальтах. Изотопные данные дают определенные доказательства того, что ультраосновной материал альпино-типа является остаточным по своей природе и не может служить ни источником образования базальтов, ни тугоплавким остатком от современных базальтов.

Природа линии развития  $Sr^{87}/Sr^{86}$  в ультраосновных интрузиях альпино-типа указывает на то, что интрузивный материал является частью системы или систем, более богатых Rb в ранние времена их истории. Таким образом, ультраосновная порода альпино-типа всегда дает указание на остаточную свою природу. Если более высокое отношение  $Sr^{87}/Sr^{86}$  интрузии альпино-типа является результатом повышения отношения Rb/Sr после удаления базальта, то линия роста  $Sr^{87}/Sr^{86}$  должна была бы пересечь область развития базальта в пределах 4.5 млрд лет. Это не имеет места, и поэтому Стьюбер и Мэрфи делают вывод, что материал альпино-типа не может быть материнским остатком от базальтов.

Кроме того, концентрации щелочных элементов этого материала настолько малы, что исключают возможность образования уровней концентраций, найденных в базальтах, в ходе процесса парциального плавления. Подобный вывод был выдвинут Гамильтоном (Hamilton et al., 1965). В рассматриваемой работе были исследованы также включения в кимберлитовых трубках: гранатовый перидотит и гранатовый пироксенит, который может быть назван эклогитом. Отношение  $Sr^{87}/Sr^{86}$  во включениях в кимберлитовых трубках подобно отношению в базальтах. Это позволяет предполагать их генетическое родство. Концентрации же щелочных элементов в базальтах явно выше

концентраций этих элементов в ультраосновных включениях. Данные, следовательно, согласуются с гипотезой образования базальтов при фракционном плавлении гранатового перидотита. Включение эклогита по Рингвуду (Ringwood, 1962), по-видимому, представляет собой сохранившую свое первоначальное место линзу, когда-то захватившую жидкий базальт.

Стьюбер и Мэрфи считают, что полученные ими данные подтверждают представление о возможном развитии базальтов при фракционном плавлении материала гранатового перидотита.

Далее Стьюбер и Мэрфи рассматривают возможные интерпретации экспериментальных данных, чтобы понять роль ультраосновных пород в истории дифференциации Земли. Авторы уже раньше указывали, что высокие отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  в ультраосновном материале альпинотипа требуют эволюции по крайней мере в две стадии. Такие модели эволюции были предложены Паттерсоном, Тацумото (Patterson, Tatsumoto, 1964) и Бэрчем (Birch, 1965).

Бэрч полагает, что земная аккреция имела место около 5000 млн лет назад, а затем нагрев от радиоактивности привел к формированию жидкого железного ядра после примерно 500 млн лет. Образование ядра сопровождалось нагревом с последующим фракционным расплавлением мантии с концентрацией лиофильных и радиоактивных элементов в верхней мантии. Примерно 3500 млн лет назад становится возможным образование стабильной континентальной коры. Процесс дифференциации, приводящий к образованию континентальной коры, создает остаточную подконтинентальную мантию (но не подокеаническую), обедненную радиоактивными и лиофильными элементами. За промежуточный период времени между образованием ядра и образованием коры отношение  $Sr^{87}/Sr^{86}$  возрастает в остаточном слое до того значения, который мы имеем в ультраосновном материале на настоящее время. Последующая коровая дифференциация производит остаточные ультраосновные системы, которые теперь рассматривают как интрузии альпинотипа. Чтобы создать наблюдаемый рост  $Sr^{87}/Sr^{86}$  в течение 1000 млн лет промежуточной стадии, требуется отношение  $Rb/Sr$  примерно 0.17 в верхней мантии. Это отношение не кажется невероятным с точки зрения оценок его в сиалической

коре. Предполагаемый рост отношений  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  в ультраосновном материале альпино-типа в две стадии показан на рис. 30.

Выводы Стьюбера и Мэрфи согласуются с гипотезой образования базальтов при парциальном плавлении гранатового перидотита, который находят в виде включения в континентальных кимберлитовых трубках. Возможно, что такой материал и является первичным под континен-

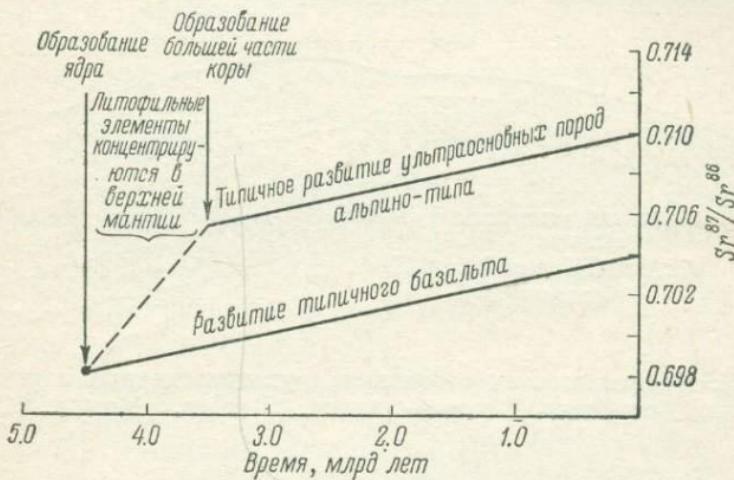


Рис. 30. Гипотетическое развитие  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  в ультраосновном материале альпино-типа. (Stueber, Murthy, 1966а).

тами и океанами. Первичный материал мантии, будь то гранатовый перидотит или пиролит, должен находиться в верхней мантии, непосредственно под базальтовой ультраосновной зоной включения, и именно он, как себе представляют Стьюбер и Мэрфи, является источником базальтовой магмы.

Предполагаемые соотношения для современной структуры кора—мантия представлены на рис. 31. Предложенная модель находится в согласии с некоторыми значительными геофизическими, геохимическими и петрологическими наблюдениями.

Останавливаясь далее на работе Мак-Дональда (Mac Donald, 1964), авторы отмечают, что структура континента простирается до больших глубин, порядка 500 км. Среднее значение удельного веса и распределение потока

тепла между континентами и океаническими бассейнами свидетельствует о преобладающей вертикальной сегрегации материала при образовании континента. Хотя средний поток тепла на континентальных площадях равен таковому для океанических бассейнов, толстая сиалическая континентальная кора содержит гораздо большие количества производящих нагрев радиоактивных элементов, чем тонкая океаническая кора. Чтобы объяснить наблюдаемое равенство потока тепла на поверхности, необходимо су-

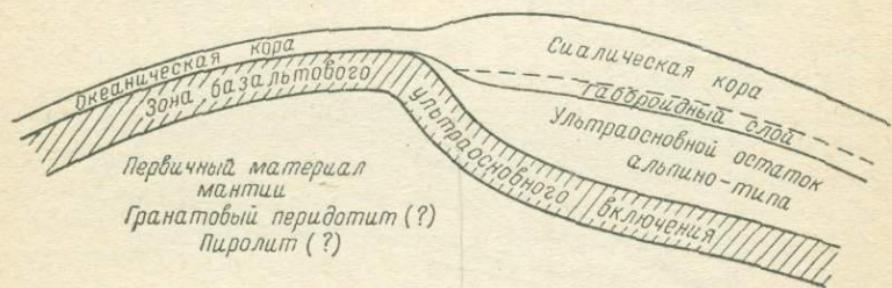


Рис. 31. Предполагаемые соотношения ультраосновных пород с современной структурой коры—мантия. (Stueber, Murthy, 1966а).

ществование в верхней мантии под континентальной корой зоны, крайне истощенной радиоактивными элементами. Эта зона согласуется с ультраосновным остаточным слоем альпино-типа по настоящей гипотезе.

Паттерсон и Тацумото (Patterson a. Tatsumoto, 1964) предложили модель эволюции Земли в две стадии, по которой континентальные сегменты были первично образованы в интервале 2500—3500 млн лет назад. По их модели, под континентальной корой лежит тонкий остаточный слой, значительно обедненный ураном и свинцом, который служит для изолирования коры от остатка мантии. Таким образом, ультраосновной альпино-типа остаточный слой внизу под континентальной корой вполне согласуется с требованиями по данным изотопов свинца. Как следствие глубинной структуры континента и преобладающей вертикальной сегрегации материала при образовании континента подокеаническая мантия должна быть обогащена литофильтральными элементами относительно субконтинентальной мантии. Относительно нерадиогенные океанические базальты должны поэтому происходить из части мантии,

находящейся под зоной, в которой сконцентрированы лиофильные элементы.

В следующей своей работе Стьюбер и Мэрфи (Stueber, Murthy, 1966b), изучая отношения K/Rb в ультраосновных породах и историю дифференциации верхней мантии, отмечают особое значение отношения K/Rb при работе с изверженными породами, так как оно дает понимание направления дифференциации и природы материнского источника. Гаст (Gast, 1965) показал, что это отношение в океанических толеитах достигает значения 1800 и меняется систематически с содержанием калия. Увеличение отношения K/Rb с уменьшением содержания калия, найденное в базальтовых породах, не должно, по-видимому, быть применимым к ультраосновным породам. Отношения в сериях ультраосновных пород альпино-типа и ультраосновных включениях в базальтах и кимберлитовых трубках значительно ниже (примерно от 200 до 500), чем отношения в океанических толеитах.

Эта характеристика ультраосновных пород, по-видимому, согласуется с простейшей моделью, в которой ранняя дифференциация первичной мантии привела к области образования верхней мантии, обогащенной щелочными элементами и имеющей низкое отношение K/Rb. Ультраосновные породы альпино-типа могут быть остатками от такого района верхней мантии. Именно потому, что отношение K/Rb указывает на историю дифференциации верхней мантии и на источник материала Стьюбер и Мэрфи, занялись изучением отношений K/Rb в ультраосновных породах. Они провели эти определения масс-спектральным методом изотопного разбавления на серии альпино-перидотитов и ультраосновных включений в базальтах и кимберлитовых трубках. На рис. 32 представлены данные по K/Rb относительно содержания калия и значения для вулканических пород, ахондритов, хондритов и карбонатных хондритов по литературным данным.

Полученные отношения K/Rb в изучаемых ультраосновных породах лежат в пределах 200–500 и характеризуются двумя чертами. Во-первых, они не достигают высоких значений, найденных в толеитовых базальтах, хотя содержание калия в породе намного ниже, и сходны с отношениями в щелочных базальтах и коровом материале. Во-вторых, ультраосновные породы, видимо,

не показывают зависимости отношения  $K/Rb$  от содержания калия, которую с очевидностью показывают базальтовые данные.

Как было уже показано выше, авторы в их работе (Stueber, Murthy, 1966) по изучению отношений  $Rb/Sr$  и  $Sr^{87}/Sr^{86}$  в этих породах пришли к выводу, что ультраосновные породы альпино-типа являются остаточной системой, образовавшейся в процессе дифференциации, ко-

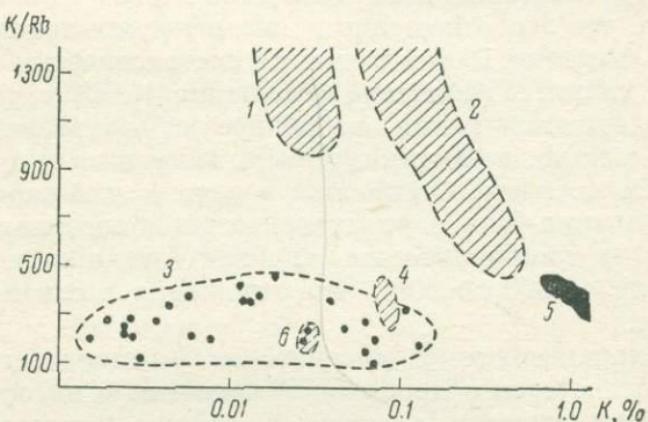


Рис. 32. Отношение  $K/Rb$  в некоторых ультраосновных породах, вулканических породах и метеоритах. Данные для ахондритов и щелочных базальтов взяты авторами (Stueber, Murthy, 1966b) из работы Гаста (Гаст, 1965) для хондритов и для углистых хондритов из работы Мэрфи, Компстона. (Murthy, Compston, 1965).

1 — ахондриты; 2 — толеитовые базальты; 3 — ультраосновные породы; 4 — хондриты; 5 — щелочные базальты; 6 — углистые хондриты.

торый привел к возникновению континентальной коры. Таким образом, субконтинентальная верхняя мантия содержит меньше радиоактивных элементов, нежели субоceanическая верхняя мантия. Ультраосновные базальтовые включения интерпретируются как осколки тугоплавкового базальтового остатка от верхней мантии, образовавшейся вслед за ранней дифференциацией.

Первая стадия процесса такова, что она производит обогащение литофильтрными и радиоактивными элементами в верхней мантии. Если принять, что отношение  $K/Rb$  в материале первичной мантии имеет порядок 1500 или

больше, то первая стадия процесса дает в результате уменьшение отношения  $K/Rb$  в верхней мантии. Так как это отношение связано с размером дифференциации, то в действительности имеются вариации в значениях отношения в мантии как по вертикали, так и по горизонтали. Первичные базальты с высоким отношением  $K/Rb$  являются образованиями из материала источника, который был менее дифференцирован в первую стадию.

Если эта упрощенная интерпретация правильна, то можно ожидать, по мнению Стюбера и Мэрфи, что ультраосновные включения альпино-типа покажут больше и радиогенных свинца и стронция, чем первичные базальты с высоким отношением  $K/Rb$ . Данные по изотопам стронция показывают, что отношение  $Sr^{87}/Sr^{86}$  выше, чем в океанических толеитах. Данных по изотопам свинца пока нет.

Мантон (Manton, 1968) использовал  $Rb-Sr$  изохронный метод для изучения возраста и первичного отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  для ассоциированных основных и кислых интрузивов и экструзивов из северной и южной оконечностей моноклинали Лебомбо (Южная Африка). Исследование имело целью установить, может ли существовать какой-либо механизм образования кислых пород из мантии, или они являются производными коры. Никаких экспериментальных данных и доказательств, подтверждающих или опровергающих то, что гранит может быть дериватом из мантии, не имеется.

Мантон напоминает о существовании различных взглядов на образование гранита. Имеет место представление о двуступенчатой модели, при которой возникшая вначале базальтовая кора образует затем, путем частичного плавления, гранитную верхнюю кору. Такое представление противоречит данным, полученным Пакизером и Цифцом (Pakiser, Zieffz, 1965), согласно которым в западных штатах США первично образовавшаяся кора является гранитной.

Однако в пользу того, что гранит не является первичным продуктом плавления океанической мантии, определенно говорит отсутствие гранитных пород в океанической ложе. Рингвуд, Грин и Мантон (Ringwood, Green, 1966; Manton, 1968) предлагают динамическую модель, основанную на расширении океанического ложа и на способности эклогита порождать в известных условиях гранодиоритовые расплавы. Хотя эти представления не яв-

ляются установленными фактами, но, по мнению Мантона, такая модель дает новое ценное направление мысли.

Для своего исследования Мантон остановился на вулканической области Лебомбо—Нуанетси и исследовал юрские риодакиты и ассоциированные основные лавы из континентальной платформы Южной Африки. Эти лавы автор предпочел батолитовым гранитам, так как лавы перемещались вдоль простой системы трещин растяжения, и поэтому могла иметь место только минимально возможная контаминация материалом коры. Более ранние измерения, произведенные Шрейнером и сообщенные Хейлсом (Hales, 1960), по-видимому, подтверждают их мантийное происхождение.

Потоки базальтов экструдировали на большей части Южной Африки. В восточной части останцы от них, перекрываясь риодакитами, обнажаются вдоль размытого крыла моноклинали Лебомбо. Обнажения распространяются в северном направлении от побережья до границы с Родезией и имеют общую протяженность около 660 км. Синклиналь Нуанетси, содержащая основные и кислые вулканиты, залегает на контакте двух моноклиналей.

Вдоль длинной оси моноклинали Лебомбо обнажается разрез, включающий несколько сот метров осадочных пород Карру, свыше 5 км базальта и свыше 5 км риолита, перекрытых в южной части верхними базальтами толщиной 3 км. Породы отклоняются на восток. Осадочные породы Карру лежат на метаморфическом комплексе фундамента, риодакиты и верхние базальты перекрыты меловыми и третичными отложениями литоралита Мозамбик. В синклинали Нуанетси вулканиты лежат на гранитных и метаморфических породах метаморфического пояса Лимпопо. На восточном конце складки имеется толща (9 км) вулканитов, верхняя треть которой сложена риолитами. Для фундамента в Свазиленде, примыкающего к южной части моноклинали Лебомбо, Олсон и др. (Allsopp et al., 1962) получили возраст между 2200 и 3440 млн лет.

Мантон предполагает, что фундамент под моноклиналями в Свазиленде и Зулуленде является продолжением того фундамента, на котором сверху расположены осадочные породы Карру. Образцы проб для исследований были взяты из моноклинали Лебомбо, Свазиленд и Зулуленд и из синклинали Нуанетси.

В своей работе Мантон исходил из положения, что отношение Rb/Sr в коре выше, чем в мантии. Однако такое представление автор с определенностью относит только к верхней коре, оставляя вопрос о нижней коре открытым (Hedge, 1966).

Анализы проб проводились масс-спектральным методом изотопного разбавления. Изохроны были построены по методу Йорка (York, 1966). Ошибки полагаются равными 0.1% для всех отношений  $Sr^{87}/Sr^{86}$  и 1.5% для значений  $Rb^{87}/Sr^{86}$ .

Отношение  $Sr^{87}/Sr^{86}$  для базальтов, ассоциированных с риодакитами, было им принято за стандарт для сравнения.

Результаты, полученные Мантоном, следующие.

1. Вулканиты южного Лебомбо. Для кислых вулканитов южного Лебомбо (риолиты и гранофиры в Свазиленде и Зулуленде) пять из шести образцов ложатся на одну линию с возрастом  $202 \pm 14$  млн лет и первичным  $Sr^{87}/Sr^{86} = 0.7042 \pm 0.0005$ , с доверительным пределом 90%. Два образца гранофира были также включены в этот анализ, так как они не отклонялись от линейного направления.

2. Экструзивы Нуанетси. Четыре образца кислых вулканитов ложатся очень близко к линии, отвечающей возрасту в  $206 \pm 13$  млн лет и отсекающей первичное отношение  $Sr^{87}/Sr^{86} = 0.7081 \pm 0.0008$ . Доверительный предел 90%. Для основных пород имеется значительный разброс. Возможно, это объясняется колебаниями в загрязнении радиогенным  $Sr^{87}$  из коры, или же они являются дериватами из источников с различными отношениями  $Sr^{87}/Sr^{86}$ .

3. Интрузивы Нуанетси. Десять из двенадцати гранитов, собранных в кольцевых комплексах Мазукве и Дембо-Дивула, близки к линейности. Эта линия дает возраст  $177 \pm 7$  млн лет, что соответствует нижней юре, и пересечение  $Sr^{87}/Sr^{86} = 0.7085 \pm 0.0007$ . Доверительный предел 90%.

Как видно из данных, возраст кислых вулканитов в двух районах согласуется очень хорошо. Разброс отношений  $Sr^{87}/Sr^{86}$  в базальтах и габбро Мантон объясняет контаминацией коровым материалом или различием в источниках магм, а также вероятностью обогащения расплава радиогенным  $Sr^{87}$  в результате поступления из перегре-

того базальта в расплав. На такую возможность указывает Гамильтон (Hamilton, 1963). Континентальные основные породы с различными первичными отношениями изучены Хеджем и Валтхаллом (Hedge, Walthall, 1963) и Мурбасом и Беллом (Moorbath, Bell, 1965). Первые рассматривают загрязнение как одно из правдоподобных объяснений ряда значений первичных отношений, но последние не комментируют эти данные. Хаейр и др. (Heier et al., 1965) нашли долериты из Тасмании с высокими первичными отношениями  $Sr^{87}/Sr^{86}$ , но не склонны объяснять это контаминацией.

Мантон пришел к выводу, что первичное отношение  $Sr^{87}/Sr^{86}$  базальтов Нуанетси примерно равно 0.7055. Первичное отношение базальтов южного Лебомбо 0.7042. Различие такого рода является обычным в океанических районах (Hedge, 1966) и, возможно, отражает вариации отношений Rb/Sr в верхней мантии.

Первичные отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  для кислых пород, по мнению Мантона, показывают следующее.

1. Ни в области южного Лебомбо, ни в Нуанетси нет источников кислых магм, подобных выветренной поверхности коры. Породы с возрастом от 2 до 3 млрд лет с отношением Rb/Sr = 0.25 (отношение для поверхности коры, установленное рядом авторов — Turekian, Kulp, 1956; Horstmann, 1957; Faure et al., 1963) должны были бы иметь 200 млн лет назад первичные отношения  $Sr^{87}/Sr^{86} = 0.72 - 0.73$ . Наблюдаемые первичные отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  в кислых магмах много ниже.

2. Кислые магмы не могли существовать более 220 млн лет перед экструдированием. Если взять образец риодакита из южного Лебомбо с наиболее низким отношением Rb/Sr из всех измеренных и давших возраст 220 млн лет, то он дал бы изменение значения отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  от 0.699 (хондритовое значение) до 0.704 ко времени, когда он экструдировался. Среднее отношение Rb/Sr кислых магм, возможно, более высокое, чем отношение указанного образца, так что значение в 200 млн лет следует рассматривать как максимальное.

3. Низкие отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  в кислых магмах южного Лебомбо и их изотопное единство более типично для мантии, чем для коры. Значение  $Sr^{87}/Sr^{86}$ , равное 0.704, находится внутри ряда, измеренного для океанических толеитов (от 0.702 до 0.706; Hedge, 1966).

Для южного Лебомбо различные потоки и интрузии, опробованные на расстоянии 160 км, имеют, по-видимому, одинаковое первичное отношение  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ . Такая изотопная гомогенность предполагает родоначальный материал с единообразно низким отношением  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ , характерным для океанических базальтов.

Мантон далее считает, что при принятии мантийного происхождения кислых магм разницу между их первичными отношениями и отношениями для незагрязненных основных магм в районе Нуанетси можно было бы объяснить следующим.

1) Загрязнением магмы перед экструзией и гомогенизацией. Этот случай маловероятен, так как гомогенизация не распространяется на большие тела загрязненной породы, что видно из данных по основным породам. Но нельзя исключить возможность существования большой глубинной магматической камеры, в которой конвекция была способна распределить гомогенно ассоциированный коровий стронций.

2) Парциальным плавлением на различных уровнях дифференцированной верхней мантии. Этот случай правдоподобен, так как в Южном Лебомбо были взяты образцы только в основании кислых вулканитов, тогда как в Нуанетси образцы были собраны вблизи середины наслойния.

3) Дифференциацией кислой магмы на глубине до ее экструзии. Значение  $\text{Rb/Sr}$  для кислых пород Нуанетси выше среднего значения кислых пород в южном Лебомбо, что является некоторым подтверждением такого представления. Отделение и последующая изоляция кислой магмы могла иметь место при механизме вовлечения очень глубинной дифференциации (300—1000 км), как мыслит Мацумото (Matsumoto, 1965).

В конце работы Мантон приходит к следующим выводам.

1. Первичные отношения  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  кислых пород указывают на то, что они являются дериватами, отделившимися из более основных магм, перед экструзией.

2. Кажущаяся гомогенность кислых магм не может быть ожидаема при парциальном плавлении древней гетерогенной коры, но гораздо больше согласуется с происхождением их из мантии.

3. Разница между первичными отношениями основной и кислых магм в районе Нуанетси приводит к предполо-

жению или о гетерогенности верхней мантии, или о глубинной контаминации кислой магмы, или же о существовании кислой магмы на глубине за некоторое время до экструзии.

4. Наблюдаемые колебания в отношениях  $Sr^{87}/Sr^{86}$  в основных породах могут быть объяснены различными количествами загрязнения радиогенным стронцием из верхней коры.



Как указано выше, в работе М. Л. Ященко и др. (1965) было высказано предположение о возможной гетерогенности магматического очага относительно  $Sr^{87}/Sr^{86}$ . Кроме того, авторы обратили внимание на то, что данные для эф-фузивов из одного магматического очага с резко различными отношениями  $Rb/Sr$  не легли на одну изохрону. Из-за отсутствия дополнительных образцов для проверки этот факт не нашел объяснения и был только констатирован. Однако уже тогда у М. Л. Ященко, Э. С. Варшавской и М. М. Мануйловой возникла мысль о вероятности разделения рубидия и стронция при процессе дифференциации еще в очаге и как следствие о возможности получения затем вариаций в первичном изотопном составе стронция в образовавшихся породах.

Указанные авторы совершенно согласны с выводами Фора и Харлея о том, что после отделения рубидия от стронция в процессе магматической дифференциации  $Sr^{87}$  будет накапливаться в различных частях магматического очага соответственно содержанию в них рубидия. Однако, как мы указали выше, трудно согласиться с представлением Фора и Харлея о сохранении в дифференцированных породах единого исходного первичного изотопного состава стронция. По нашему мнению, первичное отношение  $Sr^{87}/Sr^{86}$  должно зависеть от длительности пребывания магматических дифференциатов в очаге перед кристаллизацией. При кристаллизации дифференцированных участков в каждом из них будет уже свое накопленное нулевое изотопное отношение  $Sr^{87}/Sr^{86}$ , которое и будет характеризовать данную фазу породы.

Свое представление Ященко и др. (1969) высказали как гипотезу о необходимой зависимости первичного изотоп-

ного отношения  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  в дифференцированных участках от значения отношения  $\text{Rb}/\text{Sr}$  и от длительности процесса дифференциации.

Такую же зависимость предполагают, как было уже указано в данном обзоре, Ю. М. Артемов и А. А. Ярошевский (1965). Хотя предполагаемый ими механизм разделения рубидия и стронция иной, но представление о возможном повышении первичного отношения  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  в части, обогащенной рубидием, еще во время пребывания в магматическом очаге идентичное.

К такому же представлению приходит и Тацумото при интерпретации первичных изотопных составов свинца щелочных серий островов Пасхи и Гваделупа. Тацумото считает, что отсутствие вариаций в изотопных составах свинца в щелочных сериях о. Пасхи говорит о длительности процесса дифференциации менее 20 млн лет. Вариации же в сериях о. Гваделупа он склонен объяснять или ассимиляцией более радиогенного свинца, или же более длительным периодом процесса дифференциации (около 50 млн лет).

В настоящее время уже ни у кого не вызывает сомнения, что при переплавлении породы изотопное первичное отношение  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  теряет свою первичную индивидуальность и приобретает новое нулевое отношение  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ . Это имеет место, следовательно, при переходе из одной фазы (твердой) в другую (жидкую). В разбираемом нами случае полного переплавления твердой фазы возможна гомогенизация изотопов стронция. Процесс магматической дифференциации в таком очаге повлечет за собой отделение рубидия от стронция с единим вначале первичным отношением  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ , если откинуть возможность разделения при этом изотопов стронция. Только в дальнейшем при кристаллизации пород в камере каждая кристаллизующаяся порода будет иметь свое собственное отношение  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  в каждой дифференциированной части, связанное с различным накоплением  $\text{Sr}^{87}$  в зависимости от содержания рубидия и времени пребывания в очаге.

Очень возможно, что замеченные многими авторами вариации в первичных изотопных отношениях  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  объясняются выплавлением из различных слоев ранее дифференцированных и выкристаллизовавшихся на глубине интрузивных пород. Этот вопрос требует внимательного изучения. Действительно, известно по петроло-

гическим и тектоническим данным, что магматические очаги могут рождаться в пределах сиалического и базальтового слоев, а также в мантии. Мagma затем может интрудировать на различную глубину. Процессы кристаллизации возможны как на глубине, где происходит зарождение магматического очага, так и в той камере, куда она интрудирует. Возможно также и образование многофазных интрузий.

Известно также, что изучение внутреннего строения интрузивных тел позволяет устанавливать происхождение пород, историю их формирования и возрастные соотношения интрузий. Этот путь приводит к правильному пониманию общей эволюции магматического очага.

Академик А. А. Полканов (1956) на примере Балтийского щита путем наблюдения над последовательностью образования различных магматических пород и физико-химического анализа путей их кристаллизации обосновал ведущие закономерности возникновения естественных ассоциаций или рядов магматических горных пород в процессе становления однофазных и многофазных интрузий, комплексов, включающих различные породы, а также состоящих из разнофациальных магматогенных образований. А. А. Полканов на основе исследований собственных и своих сотрудников, К. О. Кратца и Д. А. Великославинского, сформулировал принципы выделения типов рядов, показал возможность прослеживания с большой достоверностью эволюции состава магматического очага как на уровне становления интрузивных тел, так и на глубинах, где размещаются питающие очаги. Он показал также возможность обоснования состава исходной магмы для всех серий одной и той же геологической эпохи магматизма.

Таким образом, основываясь на известных геологических представлениях об эволюции внутри магматического очага, образования однофазных и многофазных интрузий, мы имели возможность проверить высказанные нами положения.

Действительно, благодаря проявлению гравитационно-кинетических и физико-химических сил внутри очага можно представить себе возникновение магматических слоев, обогащенных в той или иной степени щелочными элементами (в том числе рубидием) и обедненных щелочными землями (в том числе и стронцием). Как уже указы-

валось в настоящем обзоре, Харлей и др. в своей работе принимает отношение Rb/Sr за индикатор общего процесса дифференциации. Следовательно, при обычном процессе разделения магмы на кислую, среднюю и более основную всегда будет иметь место и отделение рубидия от стронция. В каждом из образовавшихся дифференциатов будет накапливаться радиогенный стронций и соответственно повышаться отношение в них  $Sr^{87}/Sr^{86}$  при сохранении до консолидации единого первичного изотопного отношения. Это повышение будет тем заметнее, чем меньше обычного стронция останется в обогащенном рубидием слое. Слой же, наиболее обогащенный стронцием и обедненный рубидием, будет менее чувствителен к добавлению радиогенного стронция.

Ко времени перехода расплава в твердое состояние каждая фракция будет кристаллизоваться со своим индивидуальным изотопным первичным отношением. Схематически это показано на рисунке (рис. 33), где штриховые линии отсекают на ординате эти новые первичные отношения для трех твердых фаз, обозначенных нами  $A$ ,  $B$ ,  $C$  по отношениям Rb/Sr в них. Время кристаллизации взято произвольно. Из графика следует, что во время  $t_0$  (переход в состояние расплава и начало дифференциации) все точки для различных дифференциатов будут находиться на одной линии при полной гомогенизации стронциевых изотопов в расплаве. В дальнейшем со временем идет накопление  $Sr^{87}$  и линия будет сдвигаться под углом, согласованно с длительностью пребывания дифференциатов в очаге и временем консолидации  $t$ .

Эти вариации первичных изотопных отношений всегда, по-видимому, должны существовать. Их можно не заметить при малом содержании в породе рубидия, при недостаточной длительности процесса дифференциации или при недостаточной на настоящее время техники измере-

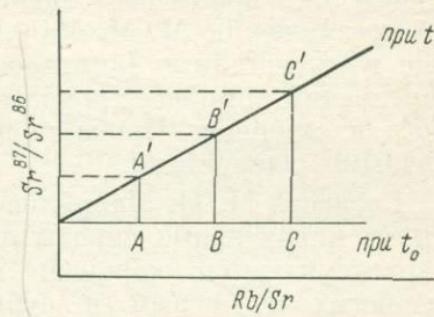


Рис. 33. Обычный график зависимости отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  от  $Rb^{87}/Sr^{86}$ .

$t_0$  — время расплавления;  $t$  — время консолидации.

ния. По-видимому, наиболее благоприятным объектом для изучения этих процессов являются докембрийские магматические породы тех районов, где не проявлены или мало проявлены региональные наложенные процессы, поскольку: 1) со времени своего образования в них достаточно накопилось радиогенного стронция, чтобы при существующей точности рубидий-стронциевого метода можно было бы обнаружить различия в комагматических сериях и 2) тектономагматические циклы в докембрии имеют значительно большую продолжительность.

Поэтому в ИГГД АН СССР при постановке работы по исследованию зависимости первичных изотопных отношений от процессов магматической дифференциации по предложению М. М. Мануйловой были выбраны древние вулканогенные (акиткаанская серия) и интрузивные (ирельский комплекс) породы среднего протерозоя западного и северного Прибайкалья, достаточно богатые щелочными элементами.

Согласно М. М. Мануйловой и др. (1964), вулканогенные и интрузивные породы являются комагматичными и характеризуются хорошей дифференцированностью от основных к кислым и субщелочным. В формировании вулкано-плутонического пояса А. А. Бухаров (1969) выделяет 4 этапа. С ранним этапом связано образование эфузивной андезито-дацитовой (домугдинская и малокосинская свиты) и интрузивной граносиенит-гранодиоритовой (I фаза ирельского комплекса) субформаций; на втором этапе возникла трахилипаратовая эфузивная (низы хибленской свиты) и граносиенито-гранитная (II фаза ирельского комплекса) субформации; на третьем — липаритовая (верхи хибленской свиты) и гранит-гранофировая (III фаза ирельского комплекса) субформации. С четвертым этапом предположительно связывается образование дайкового комплекса основных пород.

Согласно геологическим и петрологическим данным, смена в составе субформаций обусловлена процессами магматической дифференциации в пределах очага, расположенного скорее всего в базальтовом слое коры.

Изучение первичного изотопного отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  пород этого комплекса начато, и исследование продолжается. Здесь мы приводим только сопоставление некоторых полученных нами данных. Для изотопных исследова-

ний были взяты ранняя и поздняя субформации, которые более четко различаются по составу и относительному времени образования.

Анdezитовые и диабазовые порфиры домугдинской свиты, имеющие возраст  $1700 \pm 35$  млн лет, дают первичное изотопное отношение  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}=0.705 \pm 0.001$ , кварцевые порфиры хибilenской свиты с возрастом  $1620 \pm 40$  млн лет имеют первичное отношение  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}=0.721 \pm 0.001$ . Интрузивные аналоги кварцевых порфиров, представленные мелкозернистыми биотито-амфиболовыми гранитами (III фаза ирельского комплекса) дают первичное отношение  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}=0.726 \pm 0.004$  при Rb-Sr возрасте в  $1700 \pm 100$  млн лет.

Лейкократовые граниты III фазы ирельского комплекса, для которых предполагается анатектическое происхождение, имеют возраст  $1560 \pm 80$  млн лет и первичное отношение  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}=0.803 \pm 0.023$ .

Вариации величины первичного изотопного отношения в различных по составу и относительному времени образования вулканитах акитканской серии, образовавшихся из единого магматического очага, свидетельствуют, по-видимому, о том, что в этом очаге наряду с дифференциацией главных петrogenных элементов ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и др.) происходила дифференциация рубидия и стронция, обусловившая в итоге различия первичного отношения  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$  (Ященко и др., 1969).

Исследования в этом направлении продолжаются.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данном обзоре представлены работы по изучению соотношений изотопов стронция и свинца, затрагивающие в той или иной степени вопросы, связанные с первичной дифференциацией, с образованием континентов, с процессами магматической дифференциации и генезисом магматических пород.

Некоторые как наши, так и зарубежные работы, касающиеся изучения природы вариации первичных изотопных отношений, также приведены в этом обзоре. Из приведенных работ видно, что эти вариации существуют и в кислых, и в основных, и даже в ультраосновных породах.

На основании изучения первичных отношений Sr и Pb многие авторы пришли к представлению о гетерогенности верхней мантии. Возникли гипотезы об образовании континентов в несколько стадий при первичной дифференциации, что создало представление о протоконтинентальном слое или же об ультраосновном слое альпино-типа. На основании данных по изотопам свинца и стронция возникла гипотеза о круговом процессе с возвратом корового материала в мантию и поступлением его вновь в континент после предварительной дифференциации «нового» сиала.

Таким образом, изучение изотопов стронция и свинца создает новые пути для исследования различных вопросов геологии.

Пользуемся случаем принести свою глубокую благодарность ст. научным сотрудникам ИГГД Л. И. Афанасьевой и М. М. Мануйловой за оказанную помощь в работе.

## ЛИТЕРАТУРА

- Артемов Ю. М., А. А. Ярошевский. (1965). Возможность интерпретации изотопного состава стронция пород в качестве критерия процесса дифференциации и его длительности. Геохимия, № 9, 1101.
- Беус А. А., Э. А. Северов, А. А. Ситник. (1967). Альбитизированные и гнейсенизированные граниты (апограниты). Изд. АН СССР, М.
- Бухаров А. А. (1969). Докембрийский Северо-Байкальский вулканический пояс. В сб.: Петрология и структурный анализ кристаллических образований, изд. «Наука», Л.
- Варшавская Э. С. (1967). Первичный изотопный состав стронция и его значение в геохронологии. Автореф. канд. дисс. Изд. «Наука», Л.
- Варшавская Э. С., И. М. Горохов. (1967). Применение масс-спектрометрического метода изотопного разбавления для определения содержания рубидия и радиогенного стронция в геологических материалах. Бюлл. Ком. по опр. абр. возраста геол. формаций, вып. VIII, М., стр. 87—97.
- Виноградов А. П. (1962). Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. Геохимия, № 7, 555.
- Герлинг Э. К. (1961). Современное состояние аргонового метода определения возраста и его применение в геологии. Изд. АН СССР, М.—Л.
- Герлинг Э. К., Ю. М. Артемов. (1964). Абсолютная геохронология южных и центральных районов Енисейского кряжа. Геохимия, № 7, 610.
- Герлинг Э. К., И. М. Горохов. (1963а). Стронциевый метод определения возраста и его применение. В сб.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала, т. 3, Свердловск, 337.
- Герлинг Э. К., И. М. Горохов. (1963б). Современное состояние стронциевого метода определения геологического

- возраста. Тр. XI сессии Ком. по опр. абс. возр. геол. формаций. Изд. АН СССР, М.
- Герлинг Э. К., Ю. А. Шуколюков, И. И. Матвеева (1962). Определение возраста бериллов и других минералов, содержащих включения по Rb-Sr методу. Геохимия, № 1, 67.
- Герлинг Э. К., М. Л. Ященко, Э. С. Варшавская, И. И. Матвеева (1961). Сравнительное изучение аргонового и стронциевого методов определения абсолютного возраста геологических формаций. Тр. IX сессии Ком. по опр. абс. возр. геол. формаций. Изд. АН СССР, М., 296.
- Герлинг Э. К., М. Л. Ященко, И. М. Горюхов (1964). О разработке и применении рубидиево-стронциевого метода определения возраста геологических образований. В сб.: Абсолютный возраст геологических формаций, изд. «Наука», М., 373.
- Герлинг Э. К., М. Л. Ященко, Г. Г. Даشتаян (1970). Изучение поведения изотопов стронция в биотите при обработке его раствором хлористого магния. Бюлл. Ком. по опр. абс. возр. геол. формаций, вып. IX, М.
- Горюхов И. М. (1968). Некоторые вопросы изотопной геохимии стронция. Сов. геология, № 2.
- Мануйлова М. М., Д. П. Васильковский, С. А. Гурьев. (1964). Геология докембрия Северного Прибайкалья. Изд. «Наука», М.—Л.
- Полканов А. А. (1956). Геология хогландин-иотния Балтийского щита. Тр. Лаборатории геологии докембрия, вып. 6, 115.
- Старик И. Е. (1938). Радиоактивные методы определения геологического времени. ОНТИ, М.
- Старик И. Е. (1961). Ядерная геохронология. Изд. АН СССР, М.—Л.
- Тугаринов А. И., А. С. Павленко, В. И. Коваленко. (1968). Происхождение апогранитов по геохимическим данным. Геохимия, № 12, стр. 1419.
- Хлопин В. Г. (1925). К вопросу о химическом составе и возрасте тюямунита. ДАН СССР, 73.
- Хорева Б. Я., Г. А. Мурина. (1968). Использование радиологических методов для выделения этапов метаморфизма в раннедокембрийских образованиях молодых складчатых областей. Междунар. геол. конгресс, XXIII сессия, Докл. сов. геологов, Пробл. 6 и 13а, изд. «Наука», М., стр. 18.
- Шаврова Н. Н. (1956). Заметка о содержании радия в лавах вулканов Ключевской группы. Бюлл. вулканолог. ст. Лаб. вулканологии АН СССР, № 24, 65—67.
- Ященко М. Л., Э. С. Варшавская, И. М. Горюхов. (1961). Об аномальном изотопном составе стронция в минералах из метаморфизованных пород. Геохимия, № 5, 420.
- Ященко М. Л., Э. С. Варшавская, М. М. Мануйлова. (1964). Абсолютный возраст гранитоидов Абчадской интрузии (Северное Прибайкалье) по данным Rb-Sr метода. Геохимия, № 2, 110.

- Ященко М. Л., Э. С. Варшавская, М. М. Мануйловая. (1965). Исследование первичного отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  в различно метаморфизованных породах Северного Прибайкалья с целью определения абсолютного возраста. Геохимия, № 5, 528.
- Ященко М. Л., И. М. Горюхов, С. Б. Лобач-Жученко. (1963). Rb-Sr возраст древних пород Южной Карелии. Геохимия, № 9, 813.
- Ященко М. Л., И. М. Горюхов, С. Б. Лобач-Жученко. (1964). Исследование процессов «омоложения» в породах фундамента карелид с помощью Rb-Sr и K-Ar методов. Изв. АН СССР, сер. геол. № 12, 18.
- Ященко М. Л., М. М. Мануйлова, Э. С. Варшавская, Э. П. Кутявин. (1969). Изучение первичного изотопного отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$  в связи с проблемой глубины зарождения магматических очагов и длительности процессов магматической дифференциации. Матер. IV Всес. петрогр. совещц. Изд. АН АзССР, Баку.
- Allsopp H. L. (1961). Rb-Sr age measurements on total rock and separated mineral fractions from the Old granite of the central Transvaal. J. Geophys. Res., 66, 5, 1499.
- Allsopp H. L., H. K. Roberts, G. D. Z. Schreiner, D. R. Hunter. (1962). Rubidium-strontium age measurements on various Swaziland granites. J. Geophys. Res., 67, 5307.
- Armstrong R. L. (1968). A model for the evolution of strontium and lead isotopes in a dynamic Earth. Rev. Geophys., v. 6, № 2.
- Birch F. (1955). Physics of the Earth's crust. Geol. Soc. Amer. Special Paper, 62, 161.
- Birch F. (1965). Speculations on the Earth's thermal history. Bull. Geol. Soc. Amer., 76, 133.
- Boyd F. R., J. L. England, B. T. C. Davis. (1964). Effects of pressure on the melting and polymorphism of enstatite,  $MgSiO_3$ . J. Geophys. Res., 69, 2101.
- Cannon R. S. (Jr.), A. P. Pierce, J. C. Antweiler a. K. L. Buck. (1962). Lead-isotope studies in the northern rocks. Petrologic studies. Geol. Soc. Amer., 115.
- Chow T. J., C. Patterson. (1962). The occurrence and significance of lead isotopes in pelagic sediments. Geochim. cosmochim. acta, 26, 263.
- Clark S. R. (Jr.), A. E. Ringwood. (1964). Density distribution and constitution of the mantle. Rev. Geophys., 2, 35.
- Compston W., P. M. Jeffery. (1959). Anomalous «common strontium» in granite. Nature, 184, 1792.
- Compston W., P. M. Jeffery. (1961). Metamorphic chronology by the rubidium-strontium method. Ann. N.Y. Acad. Sci., 91, art. 2, 185.
- Compston W., I. McDougall, K. S. Heier. (1968). Geochemical comparison of the Mesozoic basaltic rocks of Antarctica, South Africa, South America and Tasmania. Geochim. cosmochim. acta, v. 32, 129.

- D a l y R. A. (1910). Origin of alkaline rocks. Bull. Geol. Soc. Amer., 21, 87.
- D e u s e r W. G., L. F. H e r z o g. (1963). Isotopic composition of primordial strontium in micas. Trans. Amer. Geophys. Union, 44, № 1, 111.
- D i e t z R. S. (1961). Continental and ocean basin evolution by spreading of the sea floor. Nature, 190, 854.
- D o e B. R. (1962). Distribution and composition of sulfide minerals at Balmat. N. Y. Bull. Geol. Soc. Amer., 73, 833.
- D o e B. R. (1967). The bearing of lead isotopes on the source of granitic magma. J. Petrol., 8, 51.
- D o e B. R., G. R. T i l t o n. C. A. H o p s o n. (1965). Lead isotopes in feldspars from selected granitic rocks associated with regional metamorphism. J. Geophys. Res., 70, 1947.
- E l s a s s e r W. M. (1966). Thermal structure of the upper mantle and convection. Advances in Earth Sci., 461, M. I. T. Press, Cambridge, Mass.
- E n g e l A. E. J. and C. G. E n g e l. (1964). Composition of basalts from the Mid-Atlantic Ridge. Science, 144, 1330.
- E n g e l A. E. I., C. G. E n g e l, R. G. H a v e n s. (1965). Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. Bull. Geol. Soc. Amer., 76, 719.
- F a i r b a i r n H. W., P. M. H u r l e y, W. H. P i n s o n. (1961). The relation of discordant Rb-Sr mineral and whole rock ages in an igneous rock to the time of subsequent Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> metamorphism. Geochim. cosmochim. acta, 23, 135.
- F a u r e G. (1961). The Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> ratio in continental and oceanic basalts and the origin of igneous rocks. M. I. T. Ann. Progr. Rep., 9.
- F a u r e G., P. M. H u r l e y. (1963). The isotopic composition of strontium in oceanic and continental basalts. Application to the origin of igneous rocks. J. Petrol., 4, № 1, 31.
- F a u r e G., P. M. H u r l e y, H. W. F a i r b a i r n, W. H. P i n s o n. (1962). Isotopic compositions of strontium in continental basic intrusives. J. Geophys. Research, 67, № 9, 3556.
- F l y n n K. F., L. E. G l e n d e n i n. (1959). Half-life and beta spectrum of Rb-87. Phys. Rev., 116, 744.
- F r e c h e n J. (1963). Kristallisation, Mineralbestand, Mineralchimismus und Forderfolge der Mafitite vom Dreiser Weiher in der Eifel. Neues Jahrb. Min. Monatsh., 9—10, 205.
- G a s t P. W. (1955). Abundance of Sr<sup>87</sup> during geological time. Bull. Geol. Soc. Amer., 66, 1449.
- G a s t P. W. (1960). Limitations on the composition of the upper mantle. J. Geophys. Res., 65, 1287.
- G a s t P. W. (1961). The rubidium-strontium method. Ann. N. Y. Acad. Sci., 91, art. 2, 181.
- G a s t P. W. (1965). Terrestrial ratio of potassium to rubidium and the composition of the Earth's mantle. Science, 147, № 3660, 858.
- G a s t P. W. (1967). Isotope geochemistry of volcanic rocks in basaltic rocks. Wiley, Interscience, N. Y.

- Gast P. W., G. N. Hanson. (1963). Effects on contact metamorphism on Rb-Sr systems. U. S. Nat. Acad. Sci. Nat. Res. Council Pub., № 1075, 25.
- Gast P. W., G. R. Tilton, C. E. Hedge. (1964). Isotopic composition of lead and strontium from Ascension and Gough Island. *Science*, 145, 1181.
- Gottfried D., Moore K., Caemmerer. (1962). Thorium and uranium in some alkalic igneous rocks from Virginia and Texas. U. S. Geol. Surv. Prof. Papers, 450B, 70.
- Green D. H., J. W. Morgan and K. S. Heier. (1968). Thorium, uranium and potassium abundances in peridotite inclusions and their host basalts. *Earth Planet. Sci. Letters*, 4, 155.
- Green D. H., A. E. Ringwood. (1964). Fractionation of basalt magmas at high pressures. *Nature*, 201, 1276.
- Gunn B. M. (1962). Differentiation in Ferrar Dolerites, Antarctica, New Zealand. *J. Geol. Geophys.*, 5, 820.
- Gunn B. M. (1965). K/Rb, K/Ba ratios in Antarctica and New Zealand tholeiites and alkali basalts. *J. Geophys. Res.*, 70, 6241.
- Gunn B. M. (1966). Model and element variation in Antarctic tholeiites. *Geochim. cosmochim. acta*, 30, 881.
- Hales A. L. (1960). Research at the Bernard Price Institute of geophysical Research, University of the Witwatersrand, Johannesburg. *Proc. Roy. Soc., Ser. A*, 258, 1.
- Hamilton E. I. (1963). The isotopic composition of strontium in the Skaergaard intrusion, East Greenland. *J. Petrology*, 4, № 3, 383.
- Hamilton W. (1965). Diabase sheets of the Taylor Glacier region, Victoria Land, Antarctica. U. S. Geol. Surv. Profess. Papers, 456-B.
- Hamilton W., W. Mountjoy. (1965). Alkali content of alpine ultramafic rocks. *Geochim. cosmochim. acta*, 29, 661.
- Harris P. G. (1957). Zone refining and the origin of potassic basalts. *Geochim. cosmochim. acta*, 12, 195.
- Hart S. R. (1961). Mineral ages and metamorphism. *Ann. N. Y. Acad. Sci.*, 91, art. 2, 192.
- Hart S. R., G. R. Tilton. (1964). Strontium, potassium, rubidium and lead data on core and water samples from Lake Superior. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 45, № 1, 114.
- Hautermann F. G. (1947). Das Alter des Urans. *Z. Naturforsch.*, 2a, 322.
- Heath S. A. (1968). Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> ratios in anorthosites and some associated rocks. In press.
- Hedge C. E. (1966). Variations in radiogenic strontium found in volcanic rocks. *J. Geophys. Res.*, 71, 6119.
- Hedge C. E., F. G. Walther. (1963). Radiogenic strontium-87 an index of geologic processes. *Science*, 140, 1241.
- Heide F., W. Christ. (1953). Zur Geochemie des Strontiums und Bariums. *Chem. der Erde*, 16, 327.
- Heier K. S. (1964). Rubidium-strontium and strontium-87—strontium-86 ratios in deep crustal material. *Nature*, 202, № 4931, 477.

- Heier K. S., W. Compston, I. McDougall. (1965). Thorium and uranium concentrations and the isotopic composition of strontium in the differentiated Tasmanian dolerites. *Geochim. cosmochim. acta*, 29, 643.
- Heier K. S., I. McDougall and J. A. S. Adams. (1964). Thorium, uranium and potassium concentrations in Hawaiian lavas. *Nature*, 201, 254.
- Herzog L. F., W. H. Pinson (Jr.). (1956). Rb-Sr age, elemental and isotopic abundance studies of stony meteorites. *Amer. J. Sci.*, 254, 555.
- Hess H. H. (1962). History of ocean basins. «Petrologic studies». *Geol. Soc. Amer.*, 599.
- Hess H. H. (1965). Mid-ocean ridges and tectonics of the sea floor. In: *Submarine Geology and Geophysics*, ed. W. F. Whitford and R. Bradshaw, Colston Res. Soc. Symp., Butterworths, London, p. 317.
- Hills A., P. W. Gast. (1964). Age of pyroxene-hornblende granitic gneiss of the eastern Adirondacks by the rubidium-strontium whole-rock method. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 75, 8, 759.
- Holmes A. (1932). The origin of igneous rocks. *Geol. Mag.*, London, 69, 550.
- Horstmann E. L. (1957). The distribution of thorium, rubidium and calcium in igneous and sedimentary rocks. *Geol. Mag.*, London, 12, 1-28.
- Hurley P. M. (1968). Absolute abundance and distribution of Rb, K and Sr in the Earth. *Geochim. cosmochim. Acta*, 32, 273.
- Hurley P. M., H. Hughes, G. Faure, H. W. Fairbairn, W. H. Pinson (Jr.). (1962a). Radiogenic strontium-87 model of continent formation. *J. Geophys. Res.*, 67, № 13, 5315.
- Hurley P. M., H. Hughes, W. H. Pinson (Jr.), H. W. Fairbairn. (1962b). Radiogenic argon and strontium diffusion parameters in biotite at low temperatures obtained from Alpine Fault uplift in New Zealand. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 26, 67.
- Hurley R. M., H. W. Fairbairn and W. H. Pinson (Jr.). (1966). Rb-Sr isotopic evidence in the origin of potash-rich lavas of western Italy. *Earth and Planetary Science letters*, 5, 301.
- Inghram M. G. (1953). Trace element determination by the mass-spectrometer. *J. Phys. Chem.*, 57, № 8, 809.
- Inghram M. G. (1954). Stable isotope dilution as an analytical tool. *Ann. Rev. Nucl. Sci.*, 4, 81.
- Jacobson R. R. E., W. H. Maclood, R. Black. (1958). Ring complexes in the Younger Granite Province of Northern Nigeria. *Mem. Geol. Soc. London*, v. 1, 25.
- Jacobson R. R. E., N. I. Snelling, I. F. Trasswell. (1960). Age determination in the geology of Nigeria with special reference to the older and younger granites. *Geol. and Mineral. Res.*, v. 9, № 2, 120.
- Jäger E., E. Niggli. (1964). Rubidium-Strontium Isotopenanalysen in Mineralien und Gesteinen des Reotondogranites

- und ihre geologische interpretation. Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt., 44, № 1, 61.
- Kushiro J. and H. Kunio. (1963). Origin of primary basalt magmas and classification of basaltic rocks. J. Petrol., 4, № 1, 75—89.
- Lanphere M. A., G. J. Wasserburg, A. L. Albee. (1964). Redistribution of strontium and rubidium isotopes during metamorphism. World Beater Complex, Panamint Range, California. Isotopic and Cosmic Chemistry, Amsterdam, 296.
- Ledent D., C. Patterson, C. R. Tilton. (1964). Ages of zircon and feldspar concentrates from North American beach and river sands. J. Geol., 72, 112.
- Lee W. H. K., P. T. Taylor. (1966). Global analysis of seismic refraction measurements. Geophys. J., 11, 389.
- Lee W. H. K., S. Uyeda. (1965). Review of heat flow data in Terrestrial Heat Flow. Geophys. Monograph., Washington, 87.
- Leggo P. J., R. Hutchinson. (1968). A Rb-Sr isotope study of ultrabasic xenoliths. Earth and Planetary science letters, 5, № 2, 7.
- Lessing P., E. I. Catanzaro. (1964). Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> ratios in Hawaiian lavas. J. Geophys. Res., 69, 1599.
- Macdonald G. A. (1948). Petrography of Iwo Jima. Bul. Geol. Soc. Amer., 59, 1009.
- MacDonald G. I. F. (1964). The deep structure of continents. Science, 143, 921.
- Macdonald G. A., T. Katsura. (1961). Variations in the lava of the 1959 eruption in Kilanea Iki. Pacific Sci., 15, 358.
- Macdonald G. A., T. Katsura. (1964). Chemical composition of Hawaiian lavas. J. Petrol., 5, 17.
- Manton W. I. (1968). The origin of associated basic and acid rocks in Lebombo Nuanetsi Igneous Province Southern Africa, as implied by strontium isotopes. J. Petrology, 9, № 1, 23.
- Mason B. (1958). Principles of Geochemistry (2nd edition). Wiley, N. Y.
- Masuda A. (1964). Lead isotope composition in volcanic rocks of Japan. Geochim. cosmochim. acta, 28, № 3, 291.
- Masuda A. and Matsui. (1966). The difference in lanthanide abundance pattern between the crust and the chondrite and its possible meaning to the genesis of crust and mantle. Geochim. cosmochim. acta, 30, 239.
- Matsuimoto T. (1965). Some aspects of the formation of primary granitic magmas in the upper mantle. The Upper Mantle symposium, N. Delhi, 1964.
- McConnell R. K., Jr., R. M. Gupta, J. T. Wilson. (1966). Compilation of deep crustal seismic refraction profiles. Rev. Geophys., 4, 41.
- McDougall J. (1962). Differentiation of the dolerites: Red Hill dolerite-granophyre association. Bull. Geol. Soc. Amer., 73, 279.

- Mc Dougall J. (1963). Potassium-argon age measurements on dolerites from Antarctica and South Africa. *J. Geophys. Res.*, 68, 1535.
- McIntyre W. L. (1963). Trace element partition coefficients. A review of theory and applications to geology. *Geochim. cosmochim. acta*, 27, 1209.
- McIntyre G. A., C. Brooks, W. Compston, A. Turner. (1966). The statistical assessment of Rb-Sr isochrons. *J. Geophys. Res.*, 71, 5459.
- Moorbath S. and I. D. Bell. (1965). Strontium isotope abundance studies and rubidium-strontium age determinations on tertiary igneous rocks from the Isle of Skye. *J. Petrol.*, 6, 37.
- Murthy V. R., C. Patterson. (1962). Primary isochron of zero age for meteorites and the Earth. *J. Geophys. Res.*, 67, 1161.
- Nicolaysen L. O. (1961). Graphic interpretation of discordant age measurements on metamorphic rocks. *Ann. N. Y. Acad. Sci.*, 91, art. 2, 198.
- Nockolds S. R. (1940). The Garabal Hill-Glen igneous complex. *J. geol. Soc. Lond.*, 96, 451.
- O'Hara M. J. (1965). Primary magmas and the origin of basalts. *Scot. J. Geol.*, 1, 19.
- O'Hara M. J. (1967). The Ultramagic and related rocks. Wiley, N. Y., 346.
- O'Hara M. J., E. L. Mercy. (1963). Petrology and petrogenesis of some garnet, ferrous peridotites. *Trans. Roy. Soc., Edinburgh*, 65, 1.
- Oliver J., B. Isaacs. (1967). Deep earth quake zones, anomalous structures in the upper mantle and the lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 72, 4259.
- Ostic R. G., R. D. Russell, P. H. Reynolds. (1963). A new calculation for age of the Earth from abundances of lead isotopes. *Nature*, 199, 1150.
- Ostic R. G., R. D. Russell, K. L. Stanton. (1967). Additional measurements of the isotopic composition of lead from stratiform deposits. *Can. J. Earth Sci.*, 4, 245.
- Pakiser L. C., I. Zieffz. (1965). Transcontinental crustal and upper-mantle structure. *Rev. Geophys.*, 3, 505.
- Patterson C. (1956). Age of meteorites and the Earth. *Geochim. cosmochim. acta*, 10, № 4, 230—237.
- Patterson C. and M. Tatsumoto. (1964). The significance of lead isotopes in detrital feldspar with respect to chemical differentiation within the Earth's mantle. *Geochim. cosmochim. acta*, 28, 1—22.
- Poldervraart A. (1955). Chemistry of the Earth's crust. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 62, 119.
- Powell J. L., S. E. De Long. (1966). Isotopic composition of strontium in volcanic rocks from Oahu. *Science*, 153, No. 3741, 1239.
- Powers H. A. (1935). Differentiation of Hawaiian lavas. *Amer. J. Sci.*, ser. 5, 30, 57.
- Powers H. A. (1955). Composition and origin of basaltic magma of the Hawaiian Islands. *Geochim. cosmochim. acta*, 7, 77.

- Ringwood A. E. (1962). A model for the upper mantle. *J. Geophys. Res.*, 67, 857.  
 Ringwood A. E. and D. H. Green. (1966). An experimental investigation of the gabbro-eclogite transformation and some geophysical implications. *Tectophysics*, 3, 383.  
 Rittmann A. (1962). Volcanoes and their activity. John Wiley & Sons, N. Y.  
 Ross C. S., M. D. Foster, A. T. Myers. (1954). Origin of dunites and of olivine-rich inclusions in basaltic rocks. *Am. Miner.*, 39, 693.  
 Russell R. D. (1963). Some recent researches on lead isotope abundances. *Earth Science and Meteorites*, Amsterdam, pp. 44—73.  
 Russell R. D., R. M. Farquhar. (1960). Lead isotopes in geology. *Interscience*. N. Y., 243 pp.  
 Schreiner G. D. L. (1958). Comparison of the  $Rb^{87}/Sr^{87}$  ages of the red granite of the Bushveld Complex from measurements on the total rock and separated mineral fractions. *Proc. Roy. Soc.*, 245A, № 1240, 112.  
 Schumacher E. (1956). Quantitative Bestimmung von Rubidium und Strontium in Steinmeteoriten mit der Massen-spektrometrischen Isotopen verdunnungs Methode. *Helv. chim. acta*, 39, v. 2, № 63, 538.  
 Lawson W. F., E. R. Kanasewich, R. G. Ostic, R. M. Farquhar. (1963). Age of the North American crust. *Nature*, 200, 413.  
 Snelling N. J., E. I. Hamilton, A. R. Drysdall, C. J. Stillman. (1964). A review of age determinations from Northern Rhodesia. *Econ. Geol.*, 59, № 6, 961.  
 Stueber A. M., V. R. Murthy. (1966a). Strontium isotope and alkali element abundances in ultramafic rocks. *Geochim. cosmochim. acta*, 30, 1243.  
 Stueber A. M., V. R. Murthy. (1966b). K/Rb ratio in ultramafic rocks differentiation history of the Upper Mantle. *Science*, v. 153, № 3737, 740.  
 Summerhayes C. P. (1966). A geochronological and strontium isotope study on the Garabal Hill-Glen Fyne Igneous Complex, Scotland. *Geol. Mag.*, vol. 103, № 2, 153.  
 Tatsumoto M. (1966a). Genetic relation of oceanic basalts as indicated by lead isotopes. *Science*, vol. 153, 3740.  
 Tatsumoto M. (1966b). Isotopic composition of lead in volcanic rocks from Hawaii, Jwo, Jinna, and Japan. *J. Geophys. Res.*, 71, 1721.  
 Tatsumoto M., C. E. Hedge, A. E. J. Engel. (1965). Potassium, rubidium, strontium, thorium, uranium, and the ratio of strontium-87 to strontium-86 in oceanic tholeitic basalt. *Science*, 150, № 3, 698—886.  
 Taylor S. R. (1964). The abundance of chemical elements in the continental crust — a new table. *Geochim. cosmochim. acta*, 28, 1273.  
 Tilton G. R. and R. H. Steiger. (1965). Lead isotopes and the age of the Earth. *Science*, 150, № 3705, 1805.  
 Turekian K. K., J. L. Kulp. (1956). The geochemistry of strontium. *Geochim. cosmochim. acta*, 10, 245.

- Turekian K. K., K. H. Wedepohl. (1961). Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 72, 175.
- Turner F. J. and J. Verhoogen. (1960). Igneous and metamorphic petrology (McGraw-Hill Book Co. Inc.).
- Ulrich T. Y. (1967). Oceanic basalt leads, A new interpretation and an independent age for the Earth. *Univ. Brit. Columbia Inst. Earth Sci., Sci. Rept.*, 16, 19.
- Vine F. J. (1966). Spreading of the ocean floor. New evidence. *Science*, 154, 1405.
- Vine F. J., D. H. Matthews. (1963). Magnetic anomalies over oceanic ridges. *Nature*, 199, 947.
- Walker F., A. Poldervaart. (1949). Karroo dolerites of the Union of South Africa. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 60, 591.
- Wasserbürg G. J., D. S. Burnett. (1965). Strontium-rubidium age of the iron meteorite. *Science*, 150, № 3705, 1814.
- White R. W. (1966). Ultramafic inclusions in basaltic rocks from Hawaii. *Contrib. Min. Petrol.*, 12, 245.
- Williams F. A. (1955—1956). The identification and valuation of the los Bukuri Younger granite complex Nigeria. *Trans. Inst. Min. Metall.*, 65, p. 5.
- Yoder H. S. (Jr.) and C. E. Tilley. (1962). Origin of basaltic magmas. An experimental study of natural and synthetic rock systems. *J. Petrology*, 3, 332.
- York D. (1966). Least-squares fitting of a straight line. *Can. J. Phys.*, 44, 1079.
- Zartman R. E., G. J. Wasserbürg. (1966). The isotopic composition of lead in potassium feldspar from some 1.0-by-old. North American igneous rocks. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 47, 198.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	3
<b>Глава первая</b>	
Изучение природы вариаций первичных отношений изотопов стронция . . . . .	5
§ 1. Аномальные значения первичных изотопных отношений стронция и их интерпретация . . . . .	5
§ 2. Использование первичных изотопных отношений стронция и свинца как индикатора генезиса магматических пород . . . . .	20
<b>Глава вторая</b>	
Вопросы образования континентов и магматической дифференциации . . . . .	56
§ 3. Вопросы образования континентов . . . . .	56
§ 4. Вопросы магматической дифференциации . . . . .	93
Заключение . . . . .	130
Литература . . . . .	131

Мария Леонидовна Ященко,  
Эльвира Соломоновна Варшавская

### КРАТКИЙ ОБЗОР ПРИМЕНЕНИЯ ИЗОТОПОВ СТРОНЦИЯ И СВИНЦА В ГЕОЛОГИИ

*Утверждено к печати Институтом геологии  
и геохронологии докембия АН СССР*

Сдано в набор 23/IV 1970 г. Подписано к печати 7/X 1971 г. Формат бумаги 84×108<sup>1/32</sup>. Печ. л. 4<sup>3/8</sup>=7.35 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 7.98. Изд. № 4325. Тип. зак. № 919. М-26523. Тираж 850. Бумага № 2. Цена 80 коп.

Ленинградское отделение издательства «Наука»  
199164, Ленинград, Менделеевская лин., д. 1.

---

1-я тип. издательства «Наука». 199034, Ленинград, 9 линия, д. 12

Редактор издательства  
Г. М. Арон

Художник  
Я. В. Таубурцель

Технический редактор  
И. М. Кашеварова

Корректор  
Ж. Д. Андронова

28

80 коп.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ