

# ПРИРОДА

№ 2, 2000 г.

Ю.А. Костицын

## *Накопление редких элементов в гранитах*

(окончание)

(с) "Природа"

*Использование или распространение этого материала  
в коммерческих целях  
возможно лишь с разрешения редакции*



Образовательный сетевой выпуск  
**VIVOS VOCO! - ЗОВУ ЖИВЫХ!**

<http://www.accessnet.ru/vivovoco>

# Накопление редких элементов в гранитах

Ю.А.Костицын

**В** первой части статьи, используя геохимические данные и результаты Rb—Sr изотопного датирования, мы пришли к выводу, что источником редких элементов в гранитах скорее всего служили внутренние ресурсы самого гранитного расплава.

Повторим вопросы, поставленные в самом начале: почему один гранит становится редкометалльным, а другой нет? Почему один расплав интенсивно эволюционирует, а другой кристаллизуется, не давая редкометалльной минерализации? Обратимся за ответом еще к одной изотопной системе — самарий-неодимовой.

## Кое-что об изотопах Sr и Nd в геохимии

Дочерний, или радиогенный, изотоп  $^{143}\text{Nd}$  образуется при  $\alpha$ -распаде  $^{147}\text{Sm}$  (как и  $^{87}\text{Sr}$  при  $\beta$ -распа-

де  $^{87}\text{Rb}$ ). Использование радиогенных изотопов  $^{143}\text{Nd}$  и  $^{87}\text{Sr}$  для изучения истории и, что более важно, предьстории горных пород основано на очень простой идее. Если на предшествующем этапе существования породы (например, до образования гранита в результате плавления некоего более древнего материала) в ней были относительно высокие концентрации материнских  $^{147}\text{Sm}$  и  $^{87}\text{Rb}$ , она унаследует от своего предшественника накопившиеся относительно высокие концентрации  $^{143}\text{Nd}$  и  $^{87}\text{Sr}$ , несмотря на то, сколько сейчас в ней содержится Nd или Sr, Sm или Rb. В действительности мы измеряем отношения радиогенных изотопов к своим стабильным изотопам-соседям, т.е.  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , что не меняет сути дела. Согласитесь, что предыдущее утверждение ничем не отличается от такого: если в источнике породы бы-

ли высокие отношения  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  и  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ , то эта порода унаследует соответственно высокие отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

На самом деле первые же исследования<sup>6</sup> изотопов неодима и стронция в земных породах обнаружили ярко выраженную обратную корреляцию отношений  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , что свидетельствовало о противоположном изменении Sm/Nd и Rb/Sr в ходе формирования земной коры<sup>7</sup>. Это не было неожиданностью, так как давно известно, что в последовательности пород ультраосновная → основ-

ная → средняя → кислая Rb/Sr возрастает, а

Sm/Nd снижается. Обратную зависимость между  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  можно видеть на рис.5. Прежде чем разбирать подробно, что на нем изображено, отмечу еще одно, последнее усложнение.

Изотопные отношения на рисунке представлены в виде единиц  $\epsilon$  (эпсилон), которыми обознача-

ют десятитысячные доли отклонения данного изотопного отношения от величины, средней для Земли:

$$\epsilon_{\text{Nd}}^T = 10^4 \times \left( \frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_S^T}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{BE}}^T} - 1 \right)$$

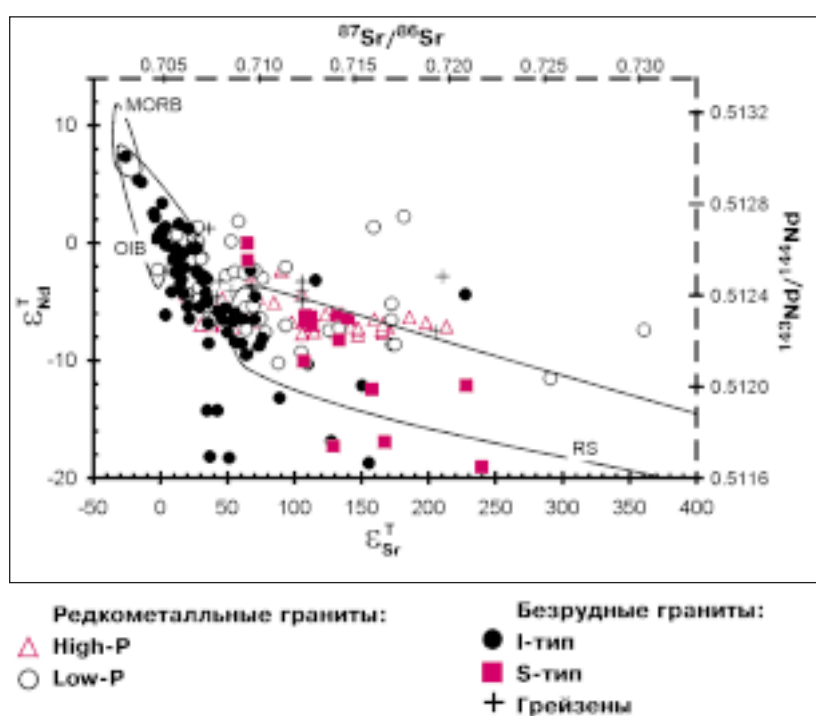
и

$$\epsilon_{\text{Sr}}^T = 10^4 \times \left( \frac{(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_S^T}{(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{BE}}^T} - 1 \right)$$

<sup>6</sup> DePaolo D.J., Wasserburg G.J. // Geophys. Res. Letters. 1976. V.3. P.249—252.

<sup>7</sup> Часто вместо отношения  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  в геохимических построениях и рассуждениях используют общее элементное отношение Sm/Nd, поскольку различаются они на постоянный множитель ~0.6, а вместо  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  используют Rb/Sr, которое меньше примерно в 2.9 раза.

Рис.5. Изотопный состав неодама и стронция в гранитоидах. Изотопные отношения выражены в единицах эпсилон, которыми обозначают относительную величину отклонения изотопного отношения в данном образце от среднего для Земли (для данного возраста). Справа и вверху показаны современные изотопные отношения неодама и стронция. Сплошными кривыми околнурены поля изотопных составов, характерных для базальтов срединно-океанических хребтов (MORB), базальтов океанических островов (OIB) и пылевой взвеси рек (RS).



где изотопные отношения образца (обозначены индексом S — sample) и Земли (BE — bulk Earth) вычисляются для времени  $T$  (возраста образца). Такое представление данных необходимо, если мы хотим сравнивать на одном графике разновозрастные породы, поскольку изотопные отношения и неодама, и стронция изменяются во времени не только в отдельных пробах, но, очевидно, и в Земле в целом, и в ее отдельных резервуарах, таких как мантия или кора.

Для начала обратим внимание на поля, околнуренные сплошными кривыми (рис.5). Это — базальты срединно-океанических хребтов, MORB (mid-ocean ridge basalts), наиболее чистые мантийные породы, формирующие вновь образованную океаническую земную кору; базальты океанических островов, OIB (ocean island basalts), распространенные там, где земная кора уже сформирована и ее вещество отчасти может входить в их состав; речная взвесь RS (river suspension), представляющая собой усредненный на большой территории состав «наиболее верхнекоровой» компоненты материков, которую несут речные воды. В этих полях фиксируется отчетливая обратная корреляция между изотопными отношениями неодама и стронция. Такая гиперболическая зависимость, с одной стороны, может означать, что практически во всех земных породах присутствуют (в разных пропорциях) мантийная и коровая компоненты. С другой стороны, эта же самая картина может говорить о том, что взаимосогласованные и противоположно направленные вариации Sm/Nd и Rb/Sr свойственны всем реально действующим (т.е. проявленным на поверхности) источникам силикатных горных пород на

Земле. По-видимому, оба объяснения вполне реальны, и каждый из этих двух процессов происходит в разных геологических ситуациях. Но как бы то ни было, мы запомним, что на Земле не найдены источники магматических пород, в которых Sm/Nd и Rb/Sr демонстрируют положительную корреляцию.

На рис.5 мы видим, что S-граниты в целом содержат наиболее радиогенный стронций и наименее радиогенный неодам по сравнению с остальными гранитоидами. Этот давно известный факт хорошо согласуется с предположением о преимущественно осадочном источнике их расплавов. Действительно, чтобы стать расплавом S-типа, веществу нужно после первичного образования в виде магматической породы мантийного происхождения оказаться на поверхности, подвергнуться выветриванию, переотложению, а потом вновь попасть на такую глубину, где возможно формирование гранитного расплава. За время этого долгого путешествия вещество, которое стало источником для S-гранитов, могло заметно изменить изотопный состав неодама и стронция по сравнению с исходными, мантийными значениями. Напротив, время пребывания в земной коре протовещества для I-гранитов может быть гораздо более коротким с момента его первичного отделения от мантии до повторного плавления в очаге гранитообразования.

Точки, отвечающие редкометалльным гранитам, образуют поле между мантийными породами и коровыми (речными осадками и S-гранитами, возникшими в результате плавления осадочных пород). Диапазон вариаций изотопного состава неодама достаточно широк, тем не менее редкоме-

талльные граниты не тяготеют к крайностям — ни к чисто мантийным породам, ни к чисто коровым. Вариации изотопного состава стронция в них еще значительнее, но они не очень показательны, поскольку для пород с высокими Rb/Sr трудно определить начальный изотопный состав стронция с необходимой точностью. Поэтому мы просто будем иметь в виду, что разброс вдоль этой оси на рис.5 отягощен значительными погрешностями. Тем не менее, исходя из общего положения точек редкометалльных гранитов на этой диаграмме, мы можем предварительно заключить, что в их образовании могли принимать участие и мантийное, и коровое вещество.

Если вариации начальных изотопных отношений стронция или неодима наблюдаются в пределах единого гранитного тела, то не возникает сомнений, что при его образовании происходило смешение веществ с разным изотопным составом. При детальном изотопном исследовании магматических пород нередко обнаруживается их изотопная гетерогенность, обусловленная взаимодействием глубинных магм с породами земной коры. Подобное же предположение в масштабе всей земной коры не так легко обосновать. Тем не менее повторим: исходя из общего положения точек редкометалльных гранитов на рис.5, мы можем предварительно заключить, что в образовании этих пород могло принимать участие и мантийное, и коровое вещество.

## Магия редких земель

Мы сделаем еще одно небольшое отступление, чтобы познакомиться с уникальной для геохимии группой из 15 элементов — редкоземельных. Осо-

бенность их в том, что от 57-го элемента, лантана, к 71-му, лютецию, происходит заполнение электронами не внешнего шестого уровня, а внутренней 4f-орбитали. В результате этого вся команда редкоземельных элементов (РЗЭ) имеет очень близкие химические свойства, такие, например, как ионный радиус, который (для шестерной координации в трехвалентном состоянии) постепенно уменьшается от 1.03 ангстрем у лантана до 0.86 у лютеция. Все РЗЭ в природных магматических системах находятся в трехвалентном состоянии. Исключение составляет только европий, который (в зависимости от активности кислорода) может находиться и в двухвалентном состоянии.

Такая плавность изменения свойств в ряду редких земель приводит, в частности, и к постепенному изменению их концентрации в кристаллизующихся минералах относительно материнского расплава, т.е. изменению коэффициентов распределения. Если взглянуть на рис.6, где показаны профили содержаний РЗЭ в хондритах и некоторых земных породах, то трудно разглядеть какие-либо закономерности, о которых я только что рассказывал. Чтобы устранить “пилообразность” на графике, обусловленную тем, что космическая распространенность четных элементов больше, чем у нечетных, применяется довольно простой способ — нормирование по хондритам. Оно заключается в том, что концентрация каждого редкоземельного элемента в рассматриваемом образце делится на его концентрацию в хондритах. В результате этой операции мы получим закономерные и вполне понятные зависимости (просто уникальные по своей строгости в сравнении с любыми другими данными в геохимии). Профиль РЗЭ в самих хондритах (1), как и следовало ожидать, превратился в горизонтальную прямую на уровне единицы. На спектре в

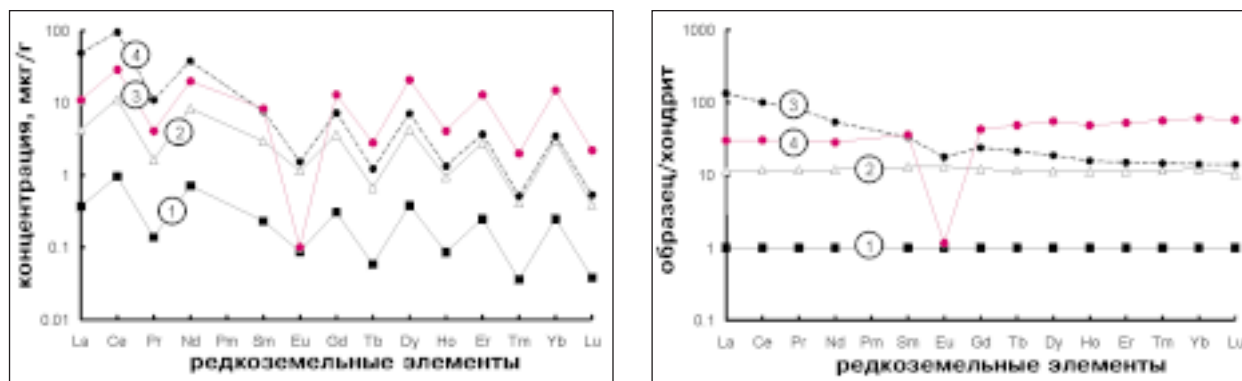


Рис.6. Типичные примеры содержаний редкоземельных элементов (РЗЭ) в хондритах (1), океаническом базальте (2), I-граните (3) и Low-P редкометалльном граните (4). РЗЭ расположены в порядке возрастания заряда ядра (или в порядке уменьшения ионного радиуса). Слева приведены абсолютные концентрации элементов, справа концентрация каждого элемента поделена на его концентрацию в хондритах.

океаническом базальте (2) наблюдается обогащение РЗЭ примерно в десять раз в сравнении с хондритами. I-гранит (3) заметно больше обогащен легкими РЗЭ (от La до Sm) и обеднен европием по сравнению с соседними самарием и гадолинием. В редкометалльном Low-P граните (4) европиевый минимум еще более глубокий, и тяжелые редкие земли (Gd—Lu) преобладают над легкими (La—Sm). Величину европиевой аномалии принято рассчитывать как отношение нормированной концентрации европия к среднему геометрическому из концентраций его соседей:

$$Eu/Eu^* = Eu_n / \sqrt{Sm_n \times Gd_n},$$

где индекс  $n$  означает, что используются нормированные по хондритам величины. На рис.6 наблюдается слабая положительная европиевая аномалия у базальта ( $Eu/Eu^*=1.06$ ), четко проявлена отрицательная — у I-гранита (0.63) и очень глубокая — у редкометалльного (0.029).

Причины возникновения аномалии европия в магматическом расплаве связаны с тем, что в двухвалентном состоянии он гораздо активнее входит в структуру некоторых минералов, прежде всего полевых шпатов. Если в какой-то области расплава происходило накопление полевых шпатов, то результирующая порода будет содержать избыток европия; если же, напротив, такие минералы активно удалялись из расплава (фракционировали), то возникнет порода с отрицательной европиевой аномалией.

Отношение легких РЗЭ к тяжелым, которое обычно выражают через  $(La/Lu)_n$ , отражает степень дифференцированности породы. Так, например, примитивный базальт (2) имеет  $(La/Lu)_n=1.1$ , а у I-гранита (3) эта величина составляет 9.6 (рис.6).

Простые и строгие профили распределения редких земель дают геохимикам богатые возможности для количественного моделирования различных геологических процессов. Приведенные на рис.6 примеры, конечно же, далеко не исчерпывают всего природного многообразия. В частности, гораздо более дифференцированный редкометалльный гранит (4) на рис.6 имеет  $(La/Lu)_n=0.52$ , т.е. даже ниже, чем в базальтах. И нужно заметить, случай этот достаточно типичный, и его причину мы обсудим в следующих разделах.

## Sm/Nd и Rb/Sr в редкометалльных гранитах: отличия от источника

Мы выяснили, как варьируют Rb/Sr и Sm/Nd в источнике гранитов. Теперь рассмотрим вариации этих же отношений в самих гранитах. Оказывается, что зависимость между ними в гранитах (рис.7) не так проста, как в их источниках.

В диапазоне низких отношений Rb/Sr (<0.3), характерных для относительно примитивных по-

род, мы видим отрицательную корреляцию между Sm/Nd и Rb/Sr, которая находится в согласии с обсуждавшимися выше соотношениями между изотопными составами неодима и стронция. Такой отрицательной зависимости подчиняются океанические базальты – MORB и островодужные (IAB) – и наиболее примитивные гранитоиды. Венчают эту ветвь обратной корреляции между Rb/Sr и Sm/Nd составы речных суспензий (RS). Это поле наиболее верхнекорового вещества занимает пограничное положение между породами с низкими (<0.3) и высокими (>0.3) Rb/Sr.

Гранитоиды с Rb/Sr > 0.3, к которым относятся не только все редкометалльные граниты, но и дифференцированные граниты I- и S-типов, демонстрируют отчетливую положительную корреляцию обоих отношений (рис.7). В наиболее дифференцированных гранитах Sm/Nd выше, чем в мантийном обедненном резервуаре. Исходя из этого факта, мы еще раз подтверждаем сделанный выше вывод, что такие граниты не унаследовали Sm/Nd и Rb/Sr от своего источника, поскольку такого источника с одновременно высокими  $\epsilon_{Nd}^T$  и  $\epsilon_{Sr}^T$  не суще-

ствует (по крайней мере он до сих пор не найден, несмотря на проведение интенсивных изотопных исследований самых разных пород Земли). По той же причине и любая гипотеза смешения относительно примитивного вещества с таким высоко-Rb/Sr и высоко-Sm/Nd веществом в источнике гранитов также не реальна.

Заметим, что высокодифференцированные граниты, включая редкометалльные, никогда не служили источником для образования каких-либо других пород. И вновь по той же причине — породы с одновременно высокими  $\epsilon_{Nd}^T$  и  $\epsilon_{Sr}^T$  в природе не об-

наружены. Это, в частности, означает, что граниты не образуются за счет плавления предшествовавших гранитов, по крайней мере гранитов с высокими Rb/Sr.

Наблюдаемый перелом в изменении Sm/Nd по мере роста Rb/Sr в магматических породах связан скорее всего с изменением парагенезиса фракционирующих минералов в материнских расплавах. Наиболее ранние минералы в относительно примитивных гранитоидных и базальтовых расплавах — пироксены, амфиболы (иногда гранат), — определяющие бюджет Sm, Nd, Rb и Sr в изверженных породах, имеют обычно низкое La/Lu, часто даже ниже, чем в хондритах. Кристаллизация этих минералов приводит к возрастанию La/Lu и соответственно уменьшению Sm/Nd в остаточном расплаве. В более дифференцированных гранитоидных расплавах парагенезис ранних минералов сменяется на полевые шпаты, слюды и широкий набор акцессориев, причем именно последние определяют концентрацию редких земель в гранитах. Большинство этих минералов (исключая циркон, доля которого в высокоглиноземистых гранитах незначи-

тельна) имеют повышенные отношения La к Lu, и их фракционирование приводит к возрастанию Sm/Nd в остаточном расплаве. Очевидно, эти изменения парагенезиса кристаллизующихся минералов происходят на этапе, когда Rb/Sr в образующихся породах равно примерно 0.3 (рис.7). Столь же закономерные тренды в зависимости от Rb/Sr можно наблюдать на графиках для самых разных элементов и их отношений — Ba, Zr, Ta, Nb, Y и любого лантаноида, а также Ta/Nb, Zr/Hf, La/Lu, хотя конечно характер изменения в каждом случае различен.

### Low-P и High-P граниты — различия в дифференциации

Отчетливая положительная корреляция между Sm/Nd и Rb/Sr в редкометалльных гранитах воз-

никла, очевидно, не в результате предварительных процессов в источнике, а непосредственно в процессе образования и эволюции расплава. Для низкофосфористых гранитов основным механизмом дифференциации была фракционная кристаллизация с широким участием полевых шпатов. Это подтверждается, в частности, хорошей корреляцией между Rb/Sr и величиной европиевой аномалии Eu/Eu\* для I- и Low-P гранитов (рис.7). Наиболее глубокие европиевые минимумы наблюдаются в породах с самыми высокими Rb/Sr. Простейшие оценки, основанные на коэффициентах распределения Rb, Sr, Eu и остальных редких земель между гранитным расплавом и полевыми шпатами и другими минералами гранитного парагенезиса, показывают, что никакой одностадийный процесс типа частичного плавления или удаления остаточной твердой компоненты из расплава не в состоянии объяснить наблюдаемые широчайшие вариации

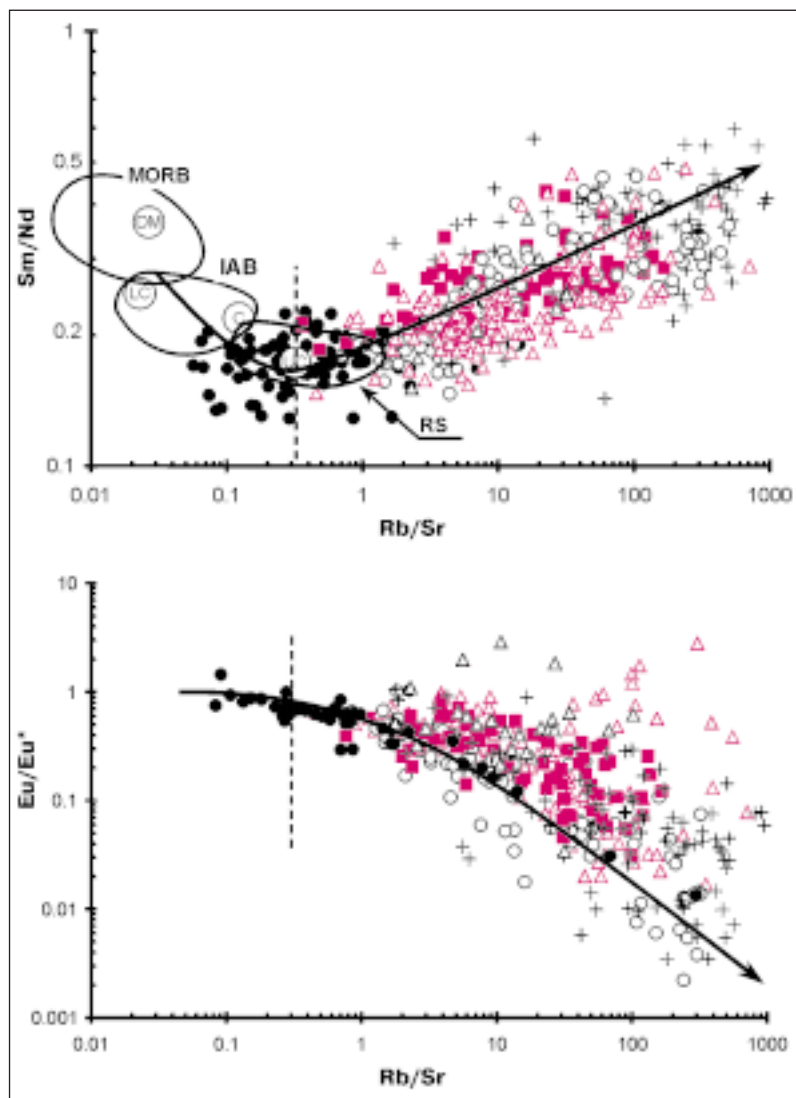


Рис.7. Изменение Sm/Nd и Eu/Eu\* в зависимости от Rb/Sr в различных гранитоидах. Оконтуры поля тех же пород, что и на рис.5. Вертикальными пунктирными линиями разграничены примитивные граниты (Rb/Sr < 0.3) и дифференцированные (Rb/Sr > 0.3).

Редкометалльные граниты:  
 △ High-P  
 ○ Low-P  
 Безрудные граниты:  
 ● I-тип  
 ■ S-тип  
 + Грейзены



Rb/Sr и Eu/Eu\*. Такое прогрессивное обогащение рубидием и обеднение стронцием и европием в магматическом процессе можно объяснить только глубоким рэлеевским фракционированием.

Точки, отвечающие S- и High-P гранитам на рис.7, образуют широкое поле. Высокодифференцированные High-P граниты с высоким Rb/Sr могут с равным успехом иметь глубокий европиевый минимум, не иметь его вовсе или даже накапливать европий до положительных аномалий. С одной стороны, это может указывать на попутное или более позднее действие других процессов, кроме кристаллизационной дифференциации, например фракционирования или перераспределения элементов в гранитном расплаве и граните при активном участии флюидной фазы. С другой стороны, высокое содержание фосфора в гранитах, который на 90% концентрируется в полевых шпатах, вообще ставит под сомнение участие последних в процессе фракционирования. Если полевые шпаты захватывают фосфор в свою структуру на магматической стадии, их фракционирование должно привести к очень эффективному удалению фосфора из расплава. Следовательно, полевые шпаты либо не участвуют в процессе фракционирования высокофосфористых гранитных расплавов, либо фосфор вплоть до самых последних стадий кристаллизации находится в растворенном состоянии и "выскачивается" на уже готовую структуру этих минералов в завершающей стадии кристаллизации гранита.

## Смешение и разделение вещества

Обсуждавшиеся выше диаграммы — элементные и изотопные — несут настолько разную информацию, что подчас сами диктуют направления для размышлений. Когда анализировали всевозможные элементные тренды (рис.1—3), мы рассуждали об эволюции расплава, его фракционировании; глядя на изотопные графики, представленные на рис.5, мы говорили о процессах смешения вещества и/или действия разных источников. По-видимому, полезно объединить эти два разных взгляда на одни и те же граниты.

Сделаем мы это на рис.8, где изотопный состав неодима ( $\epsilon^{T_{Nd}}$ ) показан в зависимости от Rb/Sr и

глубины европиевого минимума, которые отражают степень дифференциации редкометалльной магматической системы, по крайней мере для I- и Low-P гранитов. Наиболее примечательная особенность обоих графиков в том, что изотопный состав неодима в высокодифференцированных гранитах Земли меняется в очень узких пределах, гораздо более узких, чем в обычных безрудных гранитоидах, и никогда не приближается к крайним положениям на кривой смешения мантийного и корового

веществ (рис.5). Этот феномен мы можем попытаться объяснить двумя разными способами: (1) наиболее простым и прямолинейным — допустить существование самостоятельного глобального источника редкометалльной магмы с  $\epsilon^{T_{Nd}}=0$  и (2) бо-

лее сложным — предположить действие такого процесса, при котором смешение вещества из разных источников происходит каждый раз в более или менее стабильных пропорциях.

Предположение о самостоятельном источнике для редкометалльных расплавов, как ни просто выглядит, все же неправдоподобно. Единственный известный глобальный источник с таким изотопным составом неодима — хондритовый однородный резервуар — если и сохранился где-то в мантийных глубинах в неизменном виде, то имеет ультраосновной состав и вряд ли может продуцировать и поставлять на поверхность какие-либо гранитоиды, не говоря уже о редкометалльных. Тем более что эти очень небольшие порции магмы (вспомним о весьма небольших размерах тел редкометалльных гранитов) должны в таком случае пройти немалый путь сквозь значительную часть мантии и всю кору без контаминации. Других глобальных резервуаров на Земле с  $\epsilon^{T_{Nd}}=0$  неизвестно. Так что нам

остаётся проанализировать возможные процессы смешения вещества.

Выше мы пришли к заключению, что высоко- и низкофосфористые редкометалльные граниты связаны с безрудными S- и I-гранитоидами магматической дифференциацией. Поэтому мы должны иметь в виду, что образованию редкометалльных гранитов сопутствовали сразу два процесса: смешение мантийного и корового вещества и интенсивное фракционирование расплава.

Последние два десятилетия очень популярна модель AFC — ассимиляция + фракционная кристаллизация<sup>8</sup>, которая во многих случаях действительно удовлетворяет изотопным данным в масштабе отдельно взятой магматической фазы или даже целого плутона. Однако есть несколько серьезных препятствий, чтобы с помощью этой модели объяснить происхождение гранитов вообще и редкометалльных, в частности.

Во-первых, модель AFC предполагает постепенную ассимиляцию вещества вмещающих пород кристаллизующимся более примитивным по составу расплавом. Если бы этот процесс имел место при формировании редкометалльных расплавов, мы бы наблюдали на обоих изотопных графиках (рис.8) неизбежное понижение изотопных отношений неодима — от преимущественно мантийных значений в более примитивных породах к чисто коровым в наиболее дифференцированных. На рис.8 мы видим, что это не так.

Второе возражение — более общего характера. Мне думается, что AFC-процесс, постепенно изменяющий расплав от основного к более кислому со-

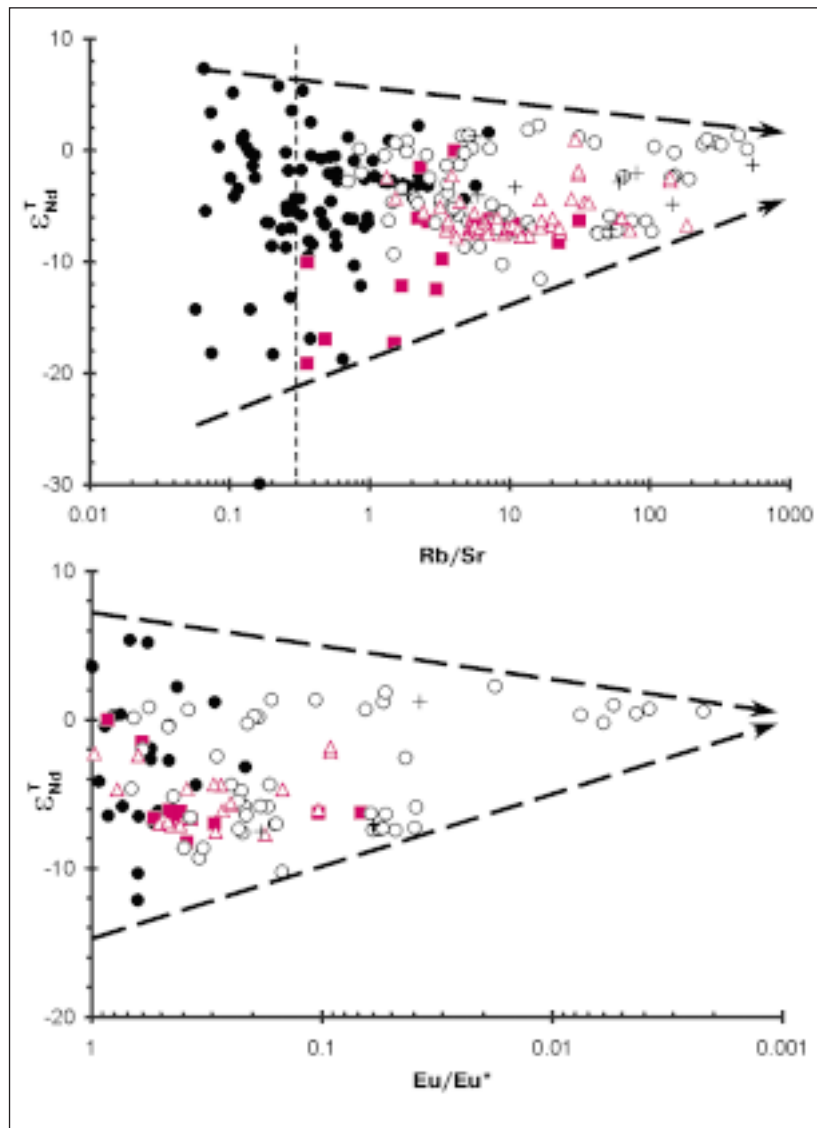


Рис.8. Изотопный состав неодима ( $\epsilon_{Nd}^T$ ) в зависимости от  $Rb/Sr$  и глубины европиевой аномалии,  $Eu/Eu^*$ . Условные обозначения, как на рис.7. Дисперсия изотопного состава неодима гораздо меньше в высоко дифференцированных, редкометалльных гранитах по сравнению с примитивными гранитоидами.

ставу, должен оставлять за собой большие объемы пород среднего состава, отвечающих всем промежуточным этапам. Если бы в результате такого процесса формировалась гранитная оболочка Земли, вряд ли наблюдалось бы отчетливое бимодальное распределение  $SiO_2$  в континентальных магматических породах.

Наблюдаемые изотопные отношения и распределение микропримесей в редкометалльных гранитах можно объяснить плавлением осадочно-метаморфических пород при внедрении в кору базальтовых расплавов. Контактующие кислые и основные расплавы претерпевают в большей или меньшей мере вещественный обмен, при этом, согласно экспериментам<sup>9</sup>, в первую очередь подобный обмен будет сказываться на изотопах Sr, Nd, затем на концентрациях микропримесей и в последнюю очередь

— на главных компонентах расплавов. Очевидно, те объемы коровых магм, которые получали достаточно энергии, чтобы долгое время находиться в жидком состоянии, могли продуцировать наиболее фракционированные расплавы. Но чем интенсивнее был прогрев кислого расплава, тем большего изотопного обмена следует ожидать между ним и контактирующей основной магмой. Таким образом, кислый расплав мог изменяться под действием двух процессов: фракционирования кристаллов и элементного (или изотопного) обмена, которые получали энергию от основного (базитового) расплава, находившегося, вероятно, несколько ниже.

Такой процесс вполне мог быть самонастраивающимся в отношении степени фракционирования кислого расплава и изотопного обмена. Например, если влияние базитового расплава на коровый материал было слишком сильным, результирующий расплав не только приобретал почти мантийные изотопные отношения неодима и стронция, но и насыщался та-

<sup>9</sup> DePaolo D. J. // Earth and Planetary Science Letters. 1981. V.53. P.189—202.



1

5

2

6

3

4

*Редкометалльные граниты:  
1-3 – альбит-амазонитовые разновидности  
месторождения Орловка,  
4-6 – граниты месторождения Этыка  
(Забайкалье).*

Фото Г.П.Зарайского

кими компонентами, как Mg, Ca, Fe, а при некоторых условиях становился и более щелочным. Обильная кристаллизация и фракционирование богатых магнием темных слюд (биотита или флогопита), обладающих высокими коэффициентами распределения для фтора и редких щелочей, вполне могут привести к обеднению расплава элементами, характерными для редкометалльных гранитов. Напротив, при относительно слабом влиянии базитовой магмы на кислые породы земной коры могут возникнуть гетерогенные и слабо дифференцированные расплавы с преимущественно коровыми изотопными характеристиками. Таким образом, сильно дифференцированные расплавы должны образовываться в результате некой промежуточной степени воздействия глубинных расплавов на породы коры. Первые приносят энергию и оставляют свои изотопные "отпечатки пальцев", вторые служат, по-видимому, главным источником литофильных элементов для редкометалльной минерализации. Такой сценарий в общих чертах согласуется с поведением изотопов неодима (рис.8), свидетельствующим об установлении некоторого баланса между мантийным и коровым неодимом в процессе глубокой эволюции гранитных расплавов в сторону редкометалльных составов.

Следует отметить справедливости ради, что кинетические детали взаимодействия между расплавами основного и кислого состава пока не вполне установлены. В частности, оценки скорости изотопного и элементного обмена получаются слишком низкими в стационарных (без перемещения расплавов) и сухих (без флюидной фазы) условиях, чтобы большие объемы гранитных магм могли прийти в частичное равновесие с базальтовыми в отношении изотопов неодима и стронция.

## Подведем итоги

Соотношения между главными компонентами и микропримесями в гранитоидах позволяют предполагать, что высокофосфористые (High-P) редкометалльные граниты возникают в результате эволюции гранитного расплава S-типа, а низкофосфористые (Low-P) — из расплава I-типа. Low-P гранитные расплавы развиваются преимущественно посредством фракционной кристаллизации. Эволюция High-P гранитов включает в себя, кроме того, еще и перераспределение элементов позднематическими флюидами.

Геохимические и изотопные характеристики редкометалльных гранитов свидетельствуют, что их источником не могли быть породы значительно обогащенные или обедненные редкими элементами по сравнению с источниками обычных безрудных гранитов. Также редкометалльные расплавы не образовывались в результате преимуществен-

ной мобилизации слюистой составляющей пород источника. Скорее всего накопление фтора и редких металлов происходило в результате эволюции обычных гранитных расплавов I- и S-типа.

Высокоглиноземистые редкометалльные граниты имеют гораздо более узкий диапазон вариаций изотопного состава неодима ( $\epsilon^{143}\text{Nd}$  от  $-6.0$  до  $+1.4$ ) в

сравнении с обычными безрудными гранитоидами (от  $-19$  до  $+8$ ). Этот феномен можно объяснить плавлением силикатных пород коры при внедрении глубинных расплавов, в результате которого кислый расплав получал от базитовой энергии для дальнейшей эволюции. Этот тепловой и вещественный обмен отражается в изотопном составе неодима в редкометалльных гранитах.

Я очень признателен многим моим коллегам — А.Г.Владимирову, Г.П.Зарайскому, В.И.Коваленко, А.А.Кременецкому, В.С.Попову, Ю.Д.Пушкареву, Е.В.Склярову, В.В.Ярмолюку — за плодотворные дискуссии, сопутствовавшие этому исследованию.

**Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований. Грант 99-05-64978. ■**

<sup>9</sup> Baker D.R. // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1989. V.53. P.3015—3023.