

# ПРИРОДА

№ 1, 2000 г.

Ю.А. Костицын

## *Накопление редких элементов в гранитах*

© "Природа"

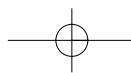
*Использование или распространение этого материала  
в коммерческих целях  
возможно лишь с разрешения редакции*



Образовательный сетевой выпуск

**VIVOS VOCO! - ЗОВУ ЖИВЫХ!**

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



# Накопление редких элементов в гранитах

Ю.А. Костицын

**М**ногие месторождения Ta, Nb, Li, Sn, W и других редких металлов связаны с гранитами. Почему же одни граниты стали месторождением, а другие, почти такие же, пусты? Если понять причины накопления редких элементов, можно будет осознанно искать месторождения столь дефицитных металлов. Существует несколько гипотез образования редкометалльных гранитов. В одних ведущая роль отводится глубокой дифференциации обычного гранитного расплава, в других предполагаются особые условия плавления или особый источник вещества.

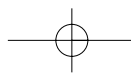
Сейчас стало очевидно, что понять природу источника вещества в магматической геологии можно, опираясь не только на геохимические, петрологические и другие традиционные методы, но и привлекая изотопные исследования. Именно они позволяют заглянуть в глубь истории горных пород, на шаг дальше, чем это было возможно до их появления в арсенале геологов. Поэтому я предлагаю читателю вместе провести обзор геохимических и Sm—Nd и Rb—Sr изотопных данных для редкометалльных гранитов, сравнить безрудные и рудоносные граниты с тем, чтобы остановиться на наиболее предпочтительной гипотезе их образования. Я умышленно буду избегать детального разбора авторских гипотез<sup>1</sup> образования конкретных гранитных тел, чтобы не превращать анализ в простое голосование. Мы рассмотрим наиболее общие геохимические черты редкометалльных гранитов и попробуем понять особенности их источника и механизм образования.

<sup>1</sup> Заинтересованный читатель сможет найти ссылки на оригинальные публикации в работе: Kostitsyn Yu.A. Sources of peraluminous rare-metal granites: a review of Rb—Sr and Sm—Nd isotopic data // Ore-bearing granites of Russia and adjoining Countries / Eds A.A.Kremenetskiy, B.Lehman and R.Seltmann. Moscow, 1999.

© Ю.А. Костицын



*Юрий Александрович Костицын, кандидат геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией изотопной геохимии и геохронологии Института минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ). Область научных интересов — процессы формирования магматических пород земной коры и связанных с ними месторождений.*



## О каких гранитах будет идти речь

Граниты различаются по своему составу и геологическим обстановкам, поэтому прежде всего нам нужно определиться с объектом нашего анализа. И здесь мы сталкиваемся с первой проблемой. Трудно строго расклассифицировать объекты, если они образуют многомерные множества с постепенными переходами. Мы будем придерживаться наиболее простых и поэтому наверняка неполных схем при выделении разных типов гранитов и сравнении их между собой.

25 лет назад австралийские геологи Б.Чапелл и А.Уайт<sup>2</sup> опубликовали двухстраничный реферат своего толстого производственного отчета об исследовании гранитоидов на юго-востоке Австралии, в котором предложили простые геохимические, минералогические и изотопные критерии для распознавания гранитов, возникших в результате плавления исходно изверженных (I-граниты) и осадочных, подвергшихся выветриванию и переотложению, пород (S-граниты). Как показала четвертьвековая история, эта буквенная классификация прижилась, хотя в силу ее неполноты не раз предпринимались попытки расширить алфавит, образуя менее четкие группы — M, C, A.

Группа А-гранитов заслуживает особого внимания потому, что в нее часто помещают многие редкометалльные граниты, о которых будет идти речь далее. Но сегодня она больше похожа на свалку ненужных вещей, чем на полку с бирками в приличной камере хранения. Взять хотя бы сам индекс "А". В разных работах помимо наиболее распространенной его расшифровки как "анорогенный" можно найти также "безводный" (anhydrous) или "повышенной щелочности" (alkaline). Все три свойства согласовать между собой не удается, в результате в одно семейство объединяются и щелочные граниты, с которыми нередко связаны месторождения Zr, Nb, редких земель, и высокоглиноземистые (с повышенным содержанием  $Al_2O_3$ ) со своей минерализацией — Ta, Nb, Sn, W.

Для нас будут представлять интерес высокоглиноземистые редкометалльные граниты, частично попадающие в А-тип, а сравнивать их будем, в случае необходимости, с хорошо распознаваемыми безрудными гранитами S- и I-типов. Чтобы отличать магматические процессы от гидротермально-метасоматических, в отдельную группу объединим все грейзены и другие гидротермально измененные породы. Источники всей информации сведены в таблицу, чтобы читатель мог легко ориентироваться в дальнейшем обсуждении данных.

Про редкометалльные граниты уже многое

известно, благодаря в первую очередь исследованиям В.И. Коваленко<sup>3</sup> и его школы. Сейчас мы, например, уверены, что это действительно магматические породы, хотя поначалу высказывались сомнения, потому что в таких гранитах нередко очень ярко проявлены пост- и позднемагматические гидротермальные изменения: альбитизация, грейзенизация, образование прожилков флюорита, мусковита, хлорита. В неизменных минералах редкометалльных гранитов наблюдаются микроскопические расплавные включения, которые определенно свидетельствуют, что эти породы прошли стадию плавления и значительную часть редких элементов накопили еще на магматической стадии. Кроме того, в ходе своих многолетних исследований в Монголии Коваленко открыл вблизи вольфрамового месторождения Онгон-Хайрхан вулканические аналоги редкометалльных Li-F гранитов и назвал их онгонитами по месту первой находки. Позднее сходные вулканические породы были найдены не только в Монголии, но и в Сибири, на Алтае, в Северной Америке, Перу.

Обычно редкометалльные высокоглиноземистые граниты слагают небольшие многофазные тела, кристаллизовавшиеся на глубине не более нескольких километров. Образовывались они на посторогенных этапах тектономагматических циклов. Для этапов активной складчатости эти граниты не характерны. Главные породообразующие минералы — кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз и слюда (от обогащенного литием сидерофиллита до чисто литиевых слюд — циннвальдита, лепидолита, полилитиионита). Акцессорные минералы представлены топазом (который иногда может переходить в разряд породообразующих), цирконом, танталониобатами, касситеритом. Забегая вперед, отметим, что в высокофосфористых гранитах, кроме того, немало фосфатных минералов — апатита, монацита, амблигонита-монтебразита. Интересно поведение циркона: он обнаруживается в шлифах даже в тех породах, где химический анализ показывает чрезвычайно низкие содержания циркония (10—20 мкг/г). Активность последнего настолько высока (или растворимость в высокоглиноземистом расплаве настолько низка), что циркон обрывается даже при ничтожно малых концентрациях основного компонента в расплаве.

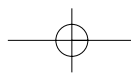
Однако мы уже незаметно перешли к геохимии.

## Особенности химического состава

Здесь мы кратко рассмотрим основные геохи-

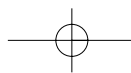
<sup>2</sup> Chappell B. W., White A. J. R. // Pacific Geology. 1974. V.8. P.173—174.

<sup>3</sup> Коваленко В. И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитов. Новосибирск, 1977.



## Источники информации

Объекты	Географическое положение	Источник
<b>Low-P граниты</b>		
Li-F граниты Орловка, Этыка, Безымянка, Харагул	Забайкалье	Zaraisky et al., 1998; Коваленко и др., 1999
Li-F граниты Югодзырь	Монголия	Коваленко и др., 1997
Гранит Jurajoki	Финляндия	Taylor, 1992
Граниты Hora Svate Kateriny	Рудные горы (граница Чехия—Германия)	Breiter, 1998
Гранит Циннвальд	Рудные горы (Германия)	Seltmann et al., 1998
Гранит Lundy	Бристольский пролив (Великобритания)	Thorpe et al., 1990
Граниты Homr Akarem, Homrit Mukbit, Nuweibi	Восточная Пустыня (Египет)	Hassanen, Harraz, 1996
Гранит Quanlishan	Провинция Хунан (Китай)	Mao, Li, 1995
Мезозойская гранитная серия Lion Rock	Гонконг	Sewell et al., 1992; Darbyshire, Sewell, 1997
Граниты Ko Samui, Ko Phuket, Bu Ke	Ю.3.Таиланд	Ishihara et al., 1980; Pollard et al., 1995
Гранит Pleasant Ridge	Нью-Брансуик (Канада)	Taylor, 1992; Whalen et al., 1996
Топазовые риолиты	запад С.Америки	Christiansen et al., 1983
Меловые граниты п-ова Эдварда-VII	3.Антарктика	Weaver et al., 1992
<b>High-P граниты</b>		
Граниты Чиндагатуйско- Калгутинского комплекса	Ю.3.Алтай (Россия)	Kostitsyn et al., 1998; Владимиров и др., 1998
Граниты Eibenstock-Nejdek, Josefsthal, Homolka, Sejby, Nakolice, Unterlembach, Galthof, Cimer, Eisgarn, Rozvadov, Pribyslavice, Karlovy Vary	Чехия	Breiter, 1998; Hermanek et al., 1998; Rene, 1998
Гранит Pedrobernardo	Испания	Bea et al., 1994
Гранит Argemela	Португалия	Charoy, Noronha, 1996
Cornubian батолит	Ю.Англия	Darbyshire, Shepherd, 1985; Charoy, 1986; Taylor, 1992; Darbyshire, Shepherd, 1994
Гранит Beauvoir	Центральный массив (Франция)	Raimbault et al., 1995
Граниты Tan Yong, Ruso, Pa Na Re, Ku Long, Khara Khiri, Songkhla, Khao Kachong, Khao Luang, Yod Nam mine	Ю.3.Таиланд	Ishihara et al., 1980
Гранит Lottah	С.В.Тасмания	MacKenzie et al., 1988; Sun, Higgins, 1996
Гранит Davis Lake	Нова-Скоша (Канада)	Dostal, Chatterjee, 1995
Macusani туф	Ю.В.Перу	Noble et al., 1984; Pichavant et al., 1988
<b>Грейзены и измененные породы</b>		
Граниты Орловка, Этыка	Забайкалье	Zaraisky et al., 1998
Граниты Югодзырь	Монголия	Kovalenko et al., 1997
Гранит Nebelstein	С.Австрия	Koller et al., 1998
Cornubian батолит	Ю.Англия	Charoy, 1986
Гранит Varca de Alva-Escalhao	Ю.В.Португалия	Gaspar, Invero, 1998
Гранит Yichun	Провинция Цзянси (Ю.Китай)	Schwartz, 1992
Граниты Tikus	Индонезия	Schwartz, 1992
Граниты Abu Rusheid, Abu Dabbab, Homr Akarem	Восточная Пустыня (Египет)	Mohamed, 1993; Hassanen, Harraz, 1996
Lottah гранит	С.В.Тасмания	MacKenzie et al., 1988
Mount Gibson	В.Австралия	Johnston and Chappell, 1992
Гранит Davis Lake	Нова-Скоша (Канада)	Dostal and Chatterjee, 1995



## ГЕОХИМИЯ

## Лекторий

Объекты	Географическое положение	Источник
<b>Безрудные I- и S-гранитоиды</b>		
Гранитоиды Ц.Азии	юг Сибири, Монголия	Коваленко и др., 1996
Герцинские двуслюдяные граниты	Центральный массив (Франция)	Williamson et al., 1996
Гранит Tichka	горы Атлас (Марокко)	Gasquet et al., 1992
Граниты Nugrus, Sikait	Восточная Пустыня (Египет)	Mohamed, 1993
Гранитоиды Tai Po, D'Aguilar	Гонконг	Sewell et al., 1992
Граниты Восточной и Западной Береговых Провинций	Малайзия	Liew, McCulloch, 1985
Гранитоиды Chaelundi I-типа	В.Австралия	Landenberger, Collins, 1996
Граниты складчатого пояса Lachlan	Ю.В.Австралия	Chappell, White, 1992; Chappell, White, 1998
Граниты суперсвит Almaden, Claret Creek, Ootan, O'Briens Creek	С.В.Австралия	Champion, Chappell, 1992
Мезозойские и третичные гранитоиды	запад США	Farmer, DePaolo 1983, 1984
Вулкан Макусани	Ю.В.Перу	Noble et al., 1984; Pichavant et al., 1988
Граниты Rio Caiapo, Serra do Iran, Israelanda, Serra Negra, Serra do Impertinente, Ipora	Ц.Бразилия	Pimentel et al., 1996

мические свойства разных групп редкометалльных гранитоидов, а также их отличие и сходство с безрудными сериями I- и S-типов.

**Главные компоненты.** Прежде чем двигаться дальше, добавим еще один критерий для разделения редкометалльных гранитов на две достаточно отчетливые группы. Канадец Р.Тейлор<sup>4</sup>, по-видимому, первым ясно сформулировал, что в зависимости от содержания фосфора высокоглиноземистые граниты заметно различаются по многим минералогическим и геохимическим свойствам. Редкометалльные граниты с содержанием  $P_2O_5 < 0.1\%$  он отнес<sup>5</sup> к группе низкофосфористых (Low-P), а граниты с  $P_2O_5 > 0.4\%$  — к высокофосфористым (High-P).

Однако мы видим на рис.1,а,в, что имеется немало редкометалльных гранитов с содержанием  $P_2O_5 0.1—0.4\%$ . Как оказалось, не представляет особого труда и среди этих пород различить высоко- и низкофосфористые граниты, если рассматривать не отдельно взятый образец, а серию пород или коллекцию образцов из одного магматического тела. Обычно граница между High-P и Low-P гранитами проходит около  $0.1\% P_2O_5$ , но она — не строгая. Гораздо более отчет-

ливо эти два типа различаются поведением фосфора в процессе магматической эволюции. Если содержание фосфора падает от ранних членов магматических серий к поздним, более дифференцированным, то такие граниты относятся к Low-P группе, и наоборот. Таким образом, различие между этими двумя группами гранитов определяется не абсолютным содержанием фосфора в образцах, а его поведением в эволюционном ряду.

Мы не будем здесь выяснять причину различного содержания фосфора в гранитах (связана она, очевидно, с различной растворимостью фосфора в расплавах). Для нас сейчас важно не это. Читатель наверняка уже обратил внимание, разглядывая не очень строгие, но тем не менее достаточно выразительные тренды на рис.1, что на всех графиках точки Low-P гранитов продолжают тренды гранитоидов I-типа, изрядно с ними перекрываясь. Аналогичная картина наблюдается и на любых других графиках (рис.2, 3). Точки High-P гранитов ведут себя так же по отношению к точкам S-гранитоидов, хотя иногда они рассыпаются веером в разных направлениях от более компактного поля, образуемого точками S-гранитов. Особенно сильно разбросаны точки, отвечающие гранитам с наиболее высокими концентрациями фосфора, а также гидротермально измененным породам.

<sup>4</sup> Taylor R. P. // Canadian Mineralogist. 1992. V.30. P.895—921.

<sup>5</sup> Здесь и далее при обсуждении химического состава пород для их главных компонентов мы будем применять весовые проценты.

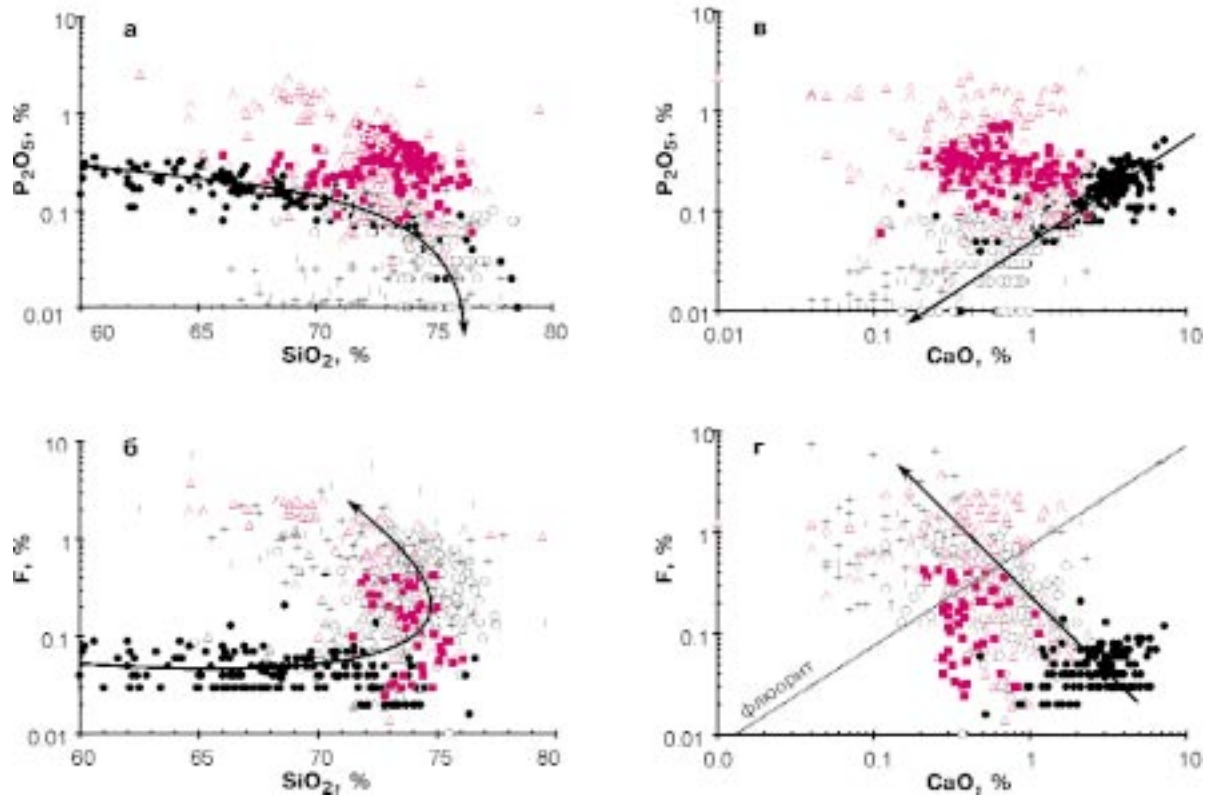
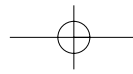


Рис.1. Вариации содержаний некоторых главных компонентов в редкометалльных гранитоидах, грейзенах и безрудных гранитоидах I- и S- типов. Стрелки показывают общие направления эволюции состава I-гранитов — от примитивных к наиболее дифференцированным породам. На графике г точечной линией показано влияние примеси флюорита ( $\text{CaF}_2$ ) на состав гранитов. К этой линии тяготеют некоторые образцы гидротермально измененных пород, но редкометалльные граниты демонстрируют противоположный тренд.

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

Такое соотношение составов редкометалльных гранитов и безрудных допускает, что исходный источник вещества высокофосфористых гранитов аналогичен S-типу, т.е. он осадочный, а низкофосфористые граниты образовались в результате эволюции магмы I-типа, возникшей из изверженных пород.

На рис. 2,б—г отчетливо видно различие гранитов по коэффициенту глиноземистости — мольного отношения  $\text{Al}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$ . Изначально S-граниты имеют более высокий показатель глиноземистости, чем I-граниты. И это различие сохраняется в редкометалльных High-P и Low-P гранитах, несмотря на очень заметный рост глиноземистости в них по мере накопления фтора и редких элементов, т.е. в процессе магматической эволюции. Мы видим на всех трех графиках параллельные или почти параллельные тренды развития для высокофосфористых и низкофосфористых пород.

Это очень интересное и важное наблюдение. Оно свидетельствует, что сама возможность возникновения редкометалльного гранита, богатого рудными компонентами, не очень-то зависит от того, какое исходное вещество — осадочное или магматогенное — плавилось при образовании расплава. Следовательно, причину накопления редких металлов нужно искать не столько в источнике гранитов, сколько в особенностях процесса формирования и эволюции гранитного расплава.

**Откуда фтор в редкометалльных гранитах?** Геологи часто отводят фтору и другим летучим компонентам весьма значительную роль, вплоть до предположений об особом фтористом флюиде, вызывающем преобразования субстрата до состояния редкометалльного гранита. В последнем обычно наблюдаются повышенные концентрации фтора, поэтому весьма существенный интерес представляет его поведение и

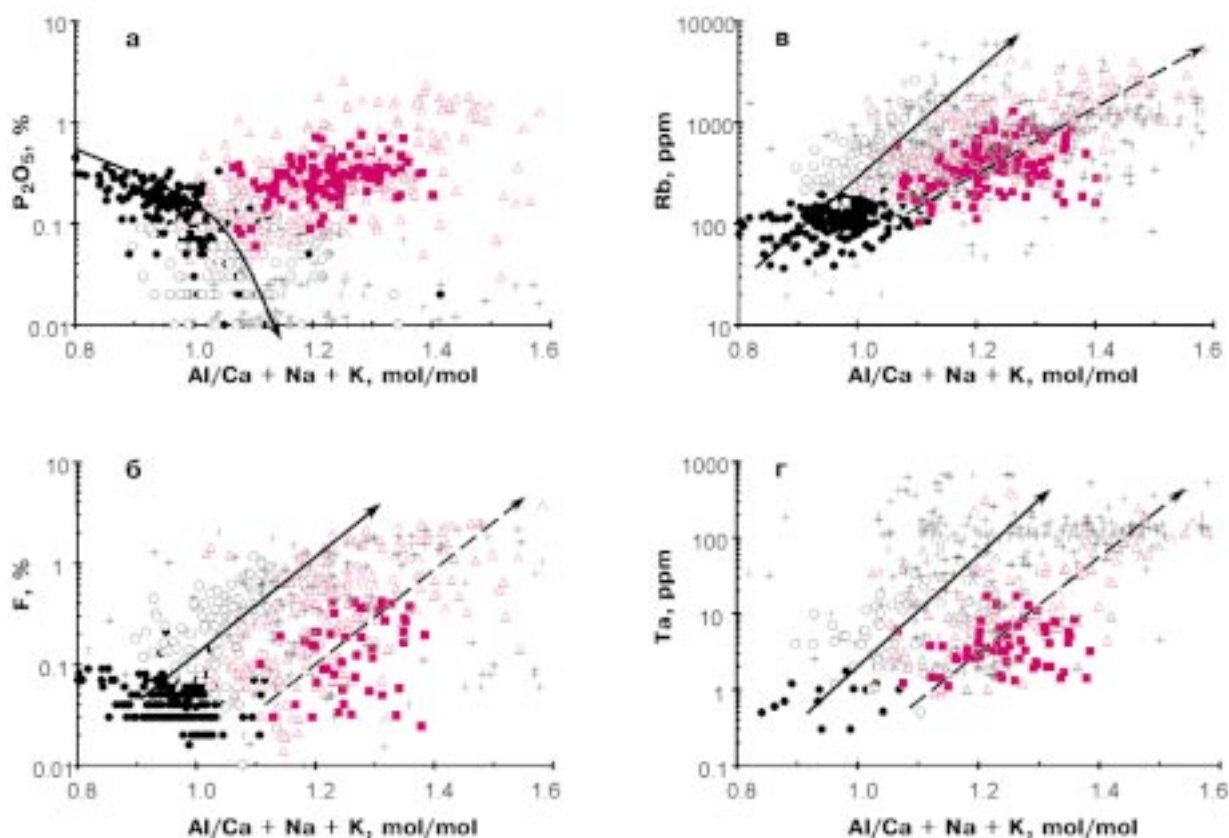
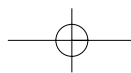


Рис.2. Содержание фосфора, фтора, рубидия и тантала в гранитоидах в зависимости от коэффициента глиноземистости. Условные обозначения, как на рис.1.

источник. Поняв, откуда берется фтор, мы скорее всего сможем ответить и на вопрос о редких металлах во многих, если не в большинстве, редкометалльных гранитах.

Фтор на несколько порядков понижает вязкость гранитного расплава и значительно снижает температуру кристаллизации — оба фактора повышают способность расплава к дифференциации. Поэтому даже сама возможность обогащения им заслуживает внимания как вероятная причина последующего глубокого фракционирования расплава вплоть до образования редкометалльного гранита.

Повышенные концентрации этого элемента в расплаве могут образовываться из двух источников: внутреннего или внешнего. Внутренний источник — сам расплав. Последний накапливает фтор вместе с другими несовместимыми элементами в процессе фракционной кристаллизации,

начиная с уровня “фоновых” значений, свойственных безрудным гранитоидам. Внешний источник может быть многоликим. Главная его суть в том, что материнский расплав по каким-то причинам изначально обогащен фтором. Наиболее вероятными источниками могут быть:

- субстрат с повышенными концентрациями фтора, например, за счет фторсодержащих минералов — флюорита или топаза осадочного происхождения;

- порода, возможно, метаморфическая, с невысокими концентрациями фтора, но содержащая его в легкоплавких минералах (например, в слюдах), которые при определенных условиях неравновесного плавления первыми переходят в расплав, обогащая его этим элементом;

- вещество с повышенным в той или иной мере содержанием всех элементов, характерных для редкометалльных гранитов, в том числе и

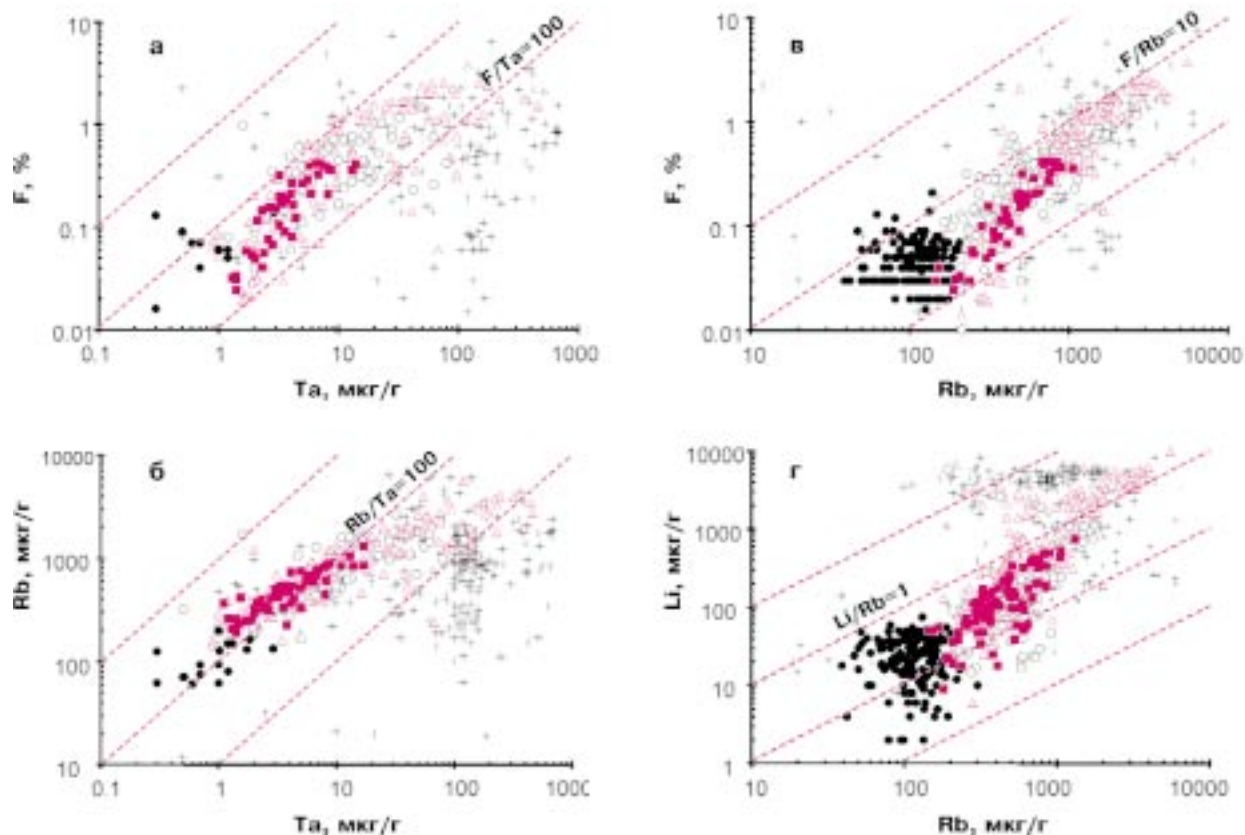
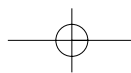


Рис.3. Содержание фтора и редких металлов в гранитоидах. Условные обозначения, как на рис.1.

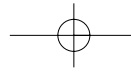
фтора (такое предположение, конечно, не снимает вопроса о причинах накопления редких элементов и фтора в субстрате, но игнорировать его только на этом основании мы не будем).

Вероятно, можно придумать другие, частные случаи или их комбинации, но мы попробуем разобраться с этими тремя, наиболее общими.

Версия о самостоятельной миграции фтора или индивидуальном обогащении гранитного расплава проверяется (и отвергается) довольно легко. Его источником мог бы быть флюорит ( $\text{CaF}_2$ ) из осадочно-метаморфических толщ. Этот минерал, во-первых, достаточно распространен, во-вторых — легкоплавок (не зря его название имеет один корень со словом “флюс”), и при частичном плавлении вполне можно было бы ожидать его преимущественную мобилизацию с первыми порциями расплава. Однако этот процесс, если и действует в природе, не

играет заметной роли. На рис.1,г мы видим, что линия  $\text{CaF}_2$ , вдоль которой должны выстраиваться точки, отвечающие расплавам, в разной степени обогащенным флюоритом, никак не согласуется с трендом реальных редкометалльных гранитов. Вообще ни на одном из графиков на рис.1,б—г, 2,б не наблюдается аномальное, скачкообразное повышение концентрации фтора относительно других элементов при переходе от I-гранитов к низкофосфористым редкометалльным или от S-гранитов к высокофосфористым. Если причиной возникновения редкометалльного расплава служит фтор, поступающий в изобилии из гипотетического флюида или при разложении минералов в плавящемся субстрате, то были бы скачкообразные, разрывные нарушения трендов на всех графиках, где фтор сравнивается с другими элементами, при переходе от безрудных гранитоидов к редкоме-





талльным сериям.

Итак, мы можем сделать вывод, что самостоятельного накопления фтора в отрыве от других изменений в составе гранитных расплавов не происходит. Чтобы столь же определенно разобрататься с другими гипотезами о внешних источниках фтора, нам придется обратиться к редким элементам, а затем и к их изотопам.

**Редкие элементы.** На рис.3 мы видим соотношения между некоторыми редкими элементами и фтором в редкометалльных гранитах. Вариации очень широки. Но все представленные на графиках пары элементов обнаруживают сильную корреляцию. Заметный разброс точек характерен лишь для грейзенов и других гидротермально измененных пород (хотя в High-P гранитах для наиболее высоких концентраций тантала его корреляция с другими элементами тоже несколько нарушается). Это может означать, что процессы распределения и накопления элементов в наиболее дифференцированных высокофосфористых гранитах в чем-то сходны с грейзеновыми. Вероятно — появлением самостоятельной флюидной фазы. Заметим, что редкие щелочи — рубидий и литий — менее чувствительны к появлению пост- и позднемагматического флюидов, они сохраняют тесную связь и в гранитах, и в грейзенах при самых разных концентрациях.

Представленные на рис.3 графики вновь демонстрируют, что все переходы между безрудными и редкометалльными гранитами — постепенные, без скачкообразного привноса или выноса каких-либо элементов. Наблюдаемый широкий диапазон линейных соотношений (в логарифмическом масштабе) концентраций микропримесей в гранитах скорее всего возник в результате глубокого фракционирования материнских расплавов. Теоретически, конечно, похожие элементные соотношения могут образовываться и в результате двухкомпонентного смешения вещества, крайне обогащенного редкими элементами, с обычным гранитным расплавом. Чтобы разрешить эту дилемму, нам потребуется привлечение изотопных систем.

## Rb—Sr метод геохронологии

Дочерний  $^{87}\text{Sr}$  образуется в результате  $\beta$ -распада  $^{87}\text{Rb}$  с константой  $\lambda=1.42\cdot 10^{-11}$  лет $^{-1}$ . На этом

факте и основан Rb—Sr метод измерения возраста. Изохронный вариант предполагает анализ нескольких образцов одного и того же геологического тела, что не только повышает достоверность и точность определения возраста, но одновременно позволяет определить начальный изотопный состав стронция. Суть метода состоит в

следующем. Измеренное сегодня в образце содержание дочернего изотопа ( $^{87}\text{Sr}$ ) $_t$  есть сумма его исходного содержания ( $^{87}\text{Sr}$ ) $_0$  и радиогенной добавки, накопившейся за время  $t$ , т.е.

$$(^{87}\text{Sr})_t = (^{87}\text{Sr})_0 + (^{87}\text{Rb})_t \times [\exp(\lambda \times t) - 1].$$

Если от концентраций изотопов перейти к отношениям (точность измерения которых значительно выше по чисто техническим причинам), т.е. поделить обе части уравнения на концентрацию стабильного изотопа ( $^{86}\text{Sr}$ ), то можно получить:

В этом уравнении две неизвестные для данного образца величины — начальное изотопное отношение стронция и возраст  $t$ . Все остальные (за исключением уже известной константы распада рубидия  $\lambda$ ) измеряются в лаборатории. Для

нахождения этих двух неизвестных нужно составить как минимум два уравнения, т.е. проанализировать хотя бы два образца. На практике берут больше образцов, чтобы не только определить возраст и начальный изотопный состав стронция, но и проверить надежность определенных. Для наглядности результаты анализов наносят в координатах  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  в виде точек (рис.4). Если эти точки ложатся вдоль прямой в пределах погрешности анализа, то можно говорить о получении изохроны. Возраст образцов определяется углом наклона этой прямой, а пересечение с осью ординат — их начальное изотопное отношение. Причем, чем лучше лежат экспериментальные точки на прямой, тем выше точность определения возраста и начального изотопного отношения стронция.

Для получения изохроны должны выполняться некоторые вполне очевидные геологические условия. Все образцы должны:

- быть заведомо разновозрастными;
- иметь одинаковый изотопный состав стронция во время возникновения;
- различаться по Rb/Sr, т.е. в координатах  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  (результаты анализов не должны сливаться в одну точку;  $[\exp(\lambda \times t) - 1]$ );
- и наконец, более поздние, наложенные процессы не должны приводить к перераспределению Rb, Sr и их изотопов в породе, или, как говорят геохронологи, к нарушению замкнутости Rb—Sr системы образцов.

Невыполнение любого из этих условий приводит к отсутствию интерпретируемого возрастного результата (точки на “изохронном” графике не будут лежать на прямой линии). Для количественного контроля за выполнением этих условий используется средний квадрат взвешенных отклонений (СКВО) экспериментальных точек от

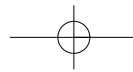
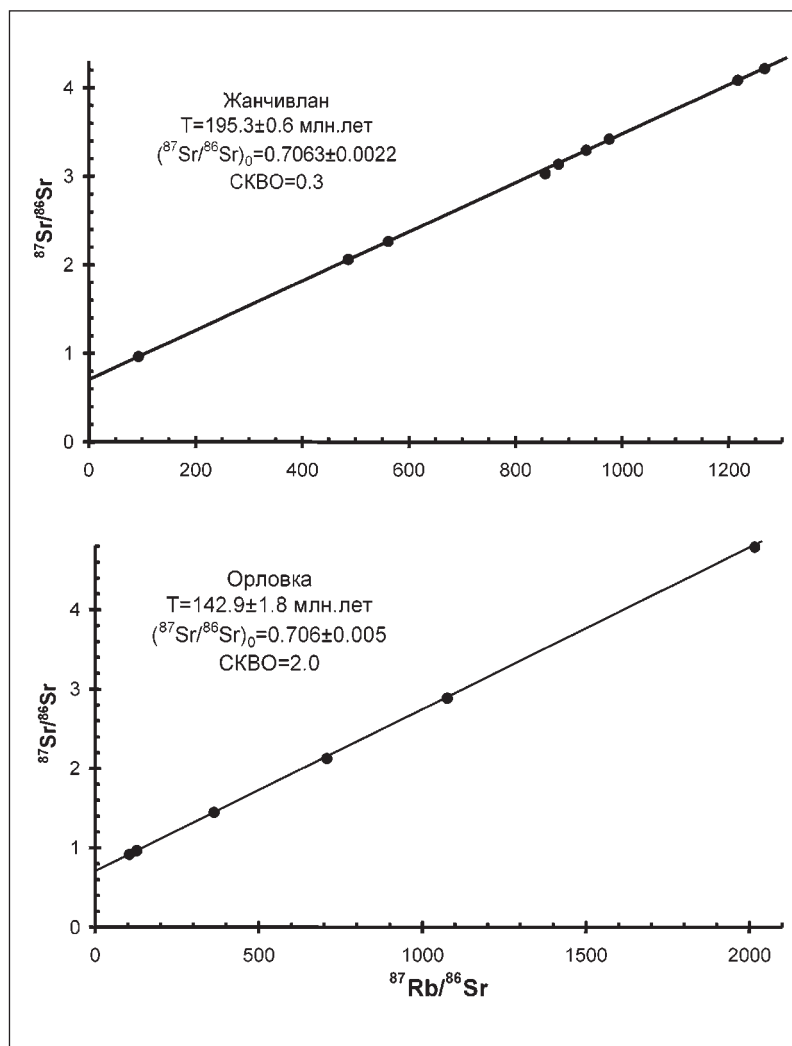


Рис.4. Примеры Rb—Sr изохрон для редкометалльных гранитов Жанчивлан, Центральная Монголия (вверху), и Орловка, Забайкалье. Наиболее любопытное в этих примерах — контраст между предельно высокими Rb/Sr и достаточно низкими начальными изотопными отношениями стронция.

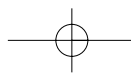


изохроны. Если эта величина существенно превышает пороговый уровень (около 2.0—2.5 в зависимости от количества использованных образцов), это означает, что конечный результат “отягощен” некоторой “геологической ошибкой” и вполне может быть некорректным.

Таким образом, в изохронных методах заложена автоматическая проверка надежности получаемых данных, которая отсекает некондиционный материал еще на стадии лабораторных работ, не доводя до попыток его геологической интерпретации. Это очень существенное условие, так как настоящий ученый объяснит любой экспериментальный результат, если его не предупредить, что результат заведомо некорректен.

## Сколько времени живет редкометалльная магма?

На рис.4 приведены примеры Rb—Sr изохрон для редкометалльных гранитов, вмещающих Sn—W месторождения Жанчивлан в Монголии, и гранита Орловка в Забайкалье, представляющего собой Ta—Nb месторождение. Нас будут интересовать не столько полученные значения возраста, сколько начальные изотопные отношения стронция. Последние имеют промежуточные значения между величинами, характерными для типичных мантийных пород (0.702—0.704) и для алюмосиликатных осадочных, т.е. верхнекоровых пород (обычно выше 0.710). Большинство редкометалльных гранитоидов, изученных Rb—Sr изохронным методом, имеют близкие к 0.704—0.706 начальные изотопные отношения стронция. В этом не было бы



ничего странного (многие граниты на Земле имеют изотопные отношения, лишь слегка отличающиеся от мантийных значений), если бы не чрезвычайно высокие значения Rb/Sr в редкометалльных гранитах.

Представим себе расплав, из которого возникла такая порода. Очевидно, от момента его образования до полной кристаллизации проходит какое-то время, и все это время из  $^{87}\text{Rb}$  непрерывно образуется  $^{87}\text{Sr}$ , т.е.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в расплаве растет тем быстрее, чем выше в нем  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ . Мы можем оценить максимально возможное время существования такого редкометалльного расплава следующим образом. При условии, что Rb/Sr в расплаве отвечало бы среднему для всех образцов, показанных на рис.4 (т.е.  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}=730$ ), изотопное отношение стронция возрастало бы на 0.001 (например, от 0.703 до 0.704) примерно за 100 тыс. лет. Судя по известным коэффициентам распределения рубидия и стронция в минералах гранита и расплаве, Rb/Sr в расплаве скорее всего в пять-десять раз выше, чем в получившемся из него граните. Таким образом, всего за несколько десятков или сотен тысяч лет в редкометалльном расплаве  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  могло вырасти от самых низких, мантийных величин до наблюдаемых значений. Собственно, эта оценка и ограничивает максимально возможное время жизни редкометалльного расплава несколькими десятками, от силы — сотнями тысяч лет, не более.

Эта же логика нам подсказывает, что и источник редкометалльных гранитов не может быть близким к ним по составу, т.е. модель с тривиальным наследованием редкоэлементной компоненты источника не состоятельна. Если допустить, что редкометалльный расплав обогатился фтором и редкими элементами в результате плавления породы, аналогичной ему по составу, то в этой породе должно быть высокое Rb/Sr, такое же, как в самом исследуемом граните (рис.4). Но тогда начальное изотопное отношение стронция в полученном граните должно быть чрезвычайно высоким, поскольку за всю свою предыдущую историю порода-источник весьма интенсивно накапливала радиогенный стронций. Из-за низких начальных изотопных отношений стронция эта модель не может быть принята, а вместе с ней и другие модели с постепенным многоступенчатым накоплением редких элементов

Мы выдвигали еще одно, третье предположение об образовании редкометалльных гранитов за счет неравновесного плавления слюд в породах источника. У наиболее распространенных слюд в метаморфических породах — мусковита и биотита — Rb/Sr обычно высокое, и они очень быстро накапливают радиогенный стронций. Так что расплав, сформированный преимущественно за счет слюд, должен иметь очень высокие на-

чальные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , что опять же не наблюдается в редкометалльных гранитах.

Итак, уважаемый читатель, мы можем подвести первый итог. Простое, чисто качественное сравнение значений Rb/Sr в редкометалльных гранитах и в их источнике, которое мы оценили опосредовано, через изотопный состав стронция, показало нам, что источник фтора и редких элементов не может быть внешним. Что осталось выбрать? Внутренние ресурсы гранитного расплава, причем мобилизоваться эти ресурсы должны по геологическим понятиям стремительно. Поэтому наиболее вероятный механизм накопления редких элементов в расплаве — это скорее всего фракционная кристаллизация, хотя нельзя исключать попутное действие и других процессов, которые мы обсудим в следующем номере. ■

