

## Sm–Nd, Rb–Sr И K–Ar ИЗОТОПНЫЕ СИСТЕМЫ В УСЛОВИЯХ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА (БЕЛОМОРСКИЙ ПОЯС, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

© 2003 г. В. М. Саватенков, И. М. Морозова, Л. К. Левский

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

199034 Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2

Поступила в редакцию 03.07.2001 г.

Исследовались изотопные системы (Sm–Nd, Rb–Sr, K–Ar) архейских пород и минералов Беломорского пояса (Кольский полуостров) в условиях регионального метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации. Воздействие свекофенского метаморфизма не изменило архейских Sm–Nd изотопных характеристик в биотитовых плагиогнейсах и амфиболитах. Значения  $T_{DM} = 2.88–2.94$  млн. лет и  $\epsilon Nd(t) = +2.5$  определяют нижнюю границу формирования протолита гнейсов (2.9 млрд. лет) и его источник как деплетированную мантию без участия более древнего корового материала.

Rb–Sr система для образцов породы в целом частично открылась в свекофенское время, но первичное отношение стронция ( $\sim 0.700$ ), рассчитанное с учетом возраста цирконов, также указывает на деплетированную мантию как источник вещества гнейсов.

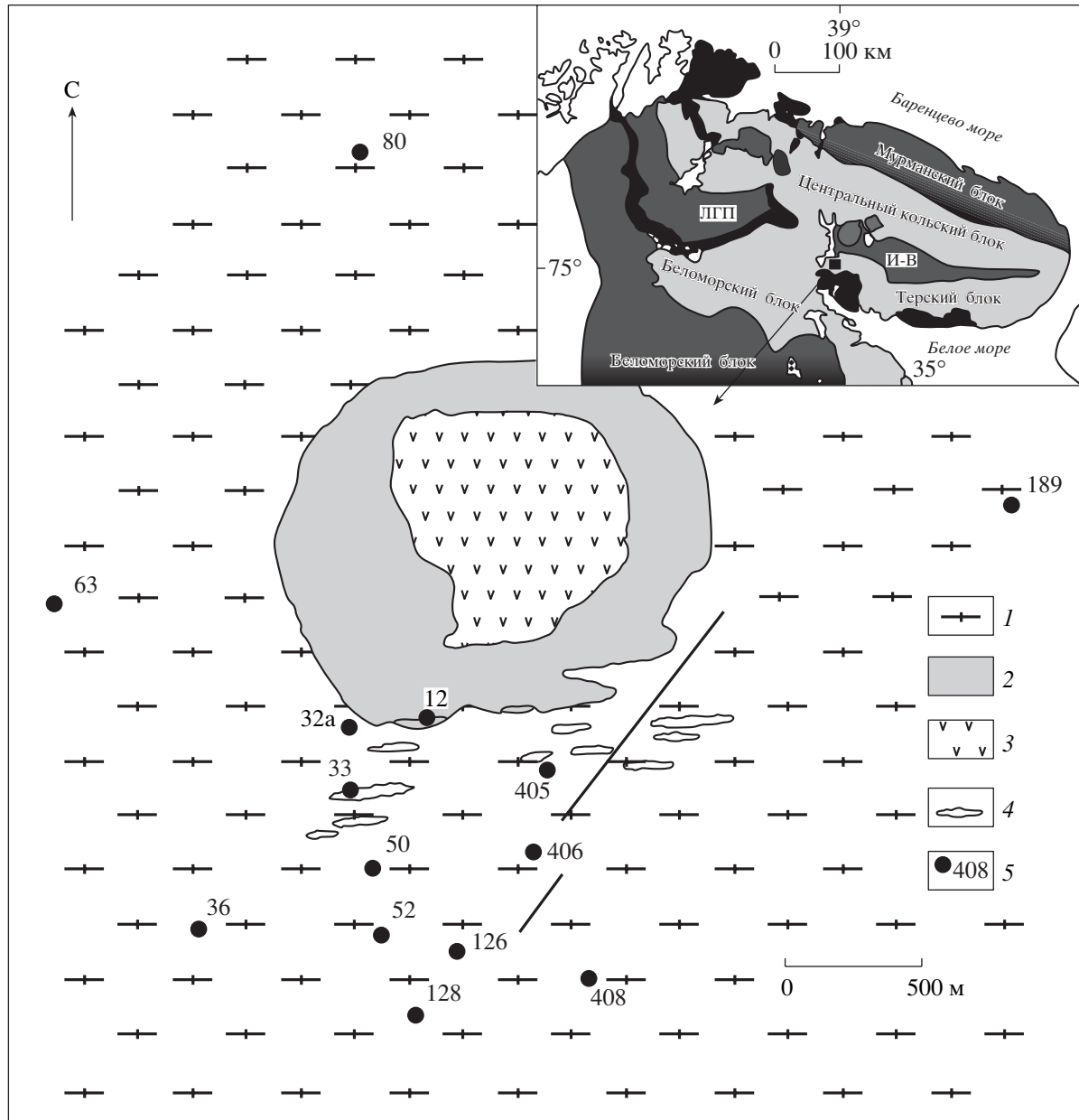
Верхняя граница архейского метаморфизма ограничена U–Pb данными для циркона – 2.73 млрд. лет. Протерозойское воздействие эпидот-амфиболитовой фации проявлено в дискордантных значениях возраста породообразующих и акцессорных минералов в интервале 1.97–1.55 млрд. лет, полученных Sm–Nd, Rb–Sr и K–Ar методами. Большая часть значений возраста является результатом последовательного закрытия изотопных систем в процессе охлаждения на регрессивной стадии протерозойского метаморфизма. Дискордантные значения, полученные для одинаковых минералов из гнейсов и сланцев одним методом (Sm–Nd или Rb–Sr), указывают на существенную роль флюидной фазы в уравнивании изотопных систем. Чувствительность апатита по отношению к флюиду позволяет установить время проявления флюида (1.77 млрд. лет: Sm–Nd и 1.67: Rb–Sr).

Средняя скорость охлаждения пород Беломорского комплекса составляет  $\sim 2^\circ/\text{млн. лет}^{-1}$  на основании разницы между Sm–Nd возрастом минералов гранатового амфиболита и Rb–Sr возрастом биотита с учетом значения температуры закрытия соответствующих изотопных систем. Вместе с тем характер кривой  $T, t$  эволюции позволяет выделить два этапа охлаждения на регрессивной стадии процесса: медленная скорость остывания (много меньше  $2^\circ/\text{млн. лет}^{-1}$ ), обусловленная длительным существованием пород на глубине, и последующий быстрый подъем (более  $10^\circ/\text{млн.лет}^{-1}$ ) за счет коллизионных процессов. Подобная интерпретация поддерживается особым положением исследуемого региона, который с юга примыкает к зоне сочленения Беломорского пояса со структурой Имандра-Варзуга.

Посткристаллизационные метаморфические и метасоматические процессы неизбежно отражаются на состоянии изотопно-геохронологических систем (U–Pb, Sm–Nd, Rb–Sr, K–Ar), связывающих радиоактивные и радиогенные изотопы. Особенно существенно влияние метаморфизма на изотопные системы докембрийских полиметаморфических пород, что приводит к получению “кажущихся” значений возраста минералов, якобы лишенных геологического смысла. Соответственно, первичные изотопные отношения Nd и Sr, зависящие от генезиса пород и определяющие их место в системе кора–мантия, также искажаются. Влияние метаморфизма, т. е. его  $P, T, X$ -параметров, на поведение изотопных систем можно исследовать в зонах контактового и регионального метаморфизма [1–7], а также путем лабораторного моделирования миграции изотопов [8–

13]. Несмотря на значительные достижения, проблема остается дискуссионной и требует дальнейшего изучения с использованием всех изотопных методов для породообразующих и акцессорных минералов. Дискордантные значения изотопного возраста минералов являются важным источником информации о скорости изменения уровня пород в земной коре, т.е. скорости их подъема и охлаждения, что, в свою очередь, обусловлено тектоническими моделями развития региона [14–16].

В настоящей работе исследуется Sm–Nd, Rb–Sr, K–Ar и U–Pb систематика минералов и пород архейского полиметаморфического беломорского комплекса (Кольский полуостров), и полученные изотопные данные рассматриваются в параметрах  $T-t$  эволюции протерозойского метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации.



**Рис. 1.** Геологическая схема района и места отбора образцов.

1 – биотитовые плагиогнейсы, 2 – зона фенитизации, 3 – щелочно-ультраосновная интрузия, 4 – тела гранатовых амфиболитов, 5 – места отбора образцов. На верхней врезке: ЛГП – лапландский гранулитовый пояс. И-В – зона Имандра-Варзуга.

### ГЕОЛОГО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЯ И ОТБОР ПРОБ

Объектом исследования являются метаморфические породы Беломорского комплекса с возрастом 2.7–2.9 млрд. лет, которые составляют основную часть Кольско-Лапландского мобильного пояса (Кольский полуостров) [14–20]. Район изучения расположен в южной части Кольского полуострова в области сочленения Терской и

Имандра-Варзугской структур (рис. 1). Детальные геологические исследования в этом районе ранее не проводились, но на основании полевых наблюдений и петрографических данных очевидно, что породы представлены биотитовыми плагиогнейсами, частично мигматизированными и в разной степени микроклинизированными. Среди гнейсов встречаются линзы гранатовых амфиболитов. Плагиогнейсы, согласно петрохимическим и текстурным характеристикам, являются ортопородами и относятся к ассоциации тонолит-

трондьемит-гранодиоритов (ТТГ), так называемых “серых гнейсов” архея. По тектонической классификации, породы соответствуют гранитоидам вулканической дуги [21, 22]. Гранатовые амфиболиты по химическому составу соответствуют толеитам. По величинам отношений Ti/Sr они близки к базальтам океанических хребтов [22, 23], но вместе с тем несут признаки метасоматических преобразований, связанных с кальциевым метасоматозом.

Исследуемые породы испытали два этапа метаморфизма [24]: первоначально в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации и затем эпидот-амфиболитовой фации. О втором этапе метаморфизма свидетельствует появление в породах неравновесных минеральных ассоциаций *Kv + Pl + Bi + Knu* – кварц-мусковитовые агрегаты, а также интенсивное расщепление и бластомилонитизация биотитовых плагиогнейсов.

Присутствие кварц-мусковитовых агрегатов указывает на то, что температурные условия второго этапа не превышали 600°C, что соответствует границе амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации. Последнее геологическое событие – внедрение щелочно-ультраосновной интрузии Озерная Варака, принадлежащей к Хабозерской группе каледонского магматического комплекса [25, 26].

Возраст биотитовых плагиогнейсов по данным U–Pb возраста циркона составляет  $2731 \pm \pm 0.014$  млн. лет. Гранатовые амфиболиты имеют практически такой же возраст  $2698 \pm \pm 0.016$  млн. лет. Полученный возраст соответствует верхней границе архейского метаморфизма [27]. Предварительные Sm–Nd, Rb–Sr и K–Ar данные о возрасте минералов указывали на свекофеннское время второго метаморфического эпизода [28–30].

Время внедрения щелочно-ультраосновной интрузии Озерная Варака по данным Rb–Sr метода по породе в целом ~360 млн. лет [31], что согласуется с U–Pb данными по апатиту  $370 \pm 5$  млн. лет (настоящая работа). Масштабы фенитизации соизмеримы с размерами интрузии. Предшествующие работы по изучению температурно-флюидного влияния щелочно-ультраосновной интрузии [32, 33] позволили установить, что изменение Sm–Nd и Rb–Sr систем минералов ограничено видимой зоной фенитизации. На рис. 1 представлена геологическая схема и отмечены места отбора проб. Пробы, используемые в настоящем исследовании, отобраны вне зоны контактовых изменений, и эволюция их изотопно-геохронологических систем ограничена докембрийским временем. Масса проб составляла в среднем 15–20 кг, из которых после удаления корок выветривания и дробления отквартовывалась представительная валовая проба. Из нее после ситования выделя-

лись фракции породообразующих и акцессорных минералов: сначала методом магнитной сепарации, а затем методом гравитационного разделения в тяжелых жидкостях (клеричи, бромформ). Каждая фракция доочищалась вручную под биноклем.

## АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Разложение образца в присутствии Rb–Sr и Sm–Nd трассера проводилось смесью концентрированных (HF и HNO<sub>3</sub>) кислот в пропорции 5 : 1 при температуре 115°C в течение 48 час. в плотно закрытых тefлоновых бюксах. Фториды, оставшиеся после разложения и выпаривания, удалялись концентрированной HCl на горячей плитке. Химическое разделение Rb, Sr, и PЗЭ проводилось на стандартных катионообменных колонках (Bio–Rad AG 50Wx8–mesh) объемом 2 мл с последующей очисткой стронция на этих же колонках. Sm и Nd из фракции PЗЭ выделялись по методике, описанной в работе [34]. Изотопный анализ выполнен на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре Finnigan MAT–261. Воспроизводимость определения концентрации Rb, Sr, Sm и Nd, вычисленная на основании многократных анализов стандарта BCR–1, соответствует  $\pm 0.5\%$ . Величина холостого опыта составляла: 0.05 нг для Rb, 0.2 нг для Sr, 0.03 нг для Sm и 0.08 нг для Nd.

Результаты анализа стандартного образца BCR–1 (6 измерений): [Sr] = 336.7 мкг/г, [Rb] = 47.46, [Sm] = 6.47, [Nd] = 28.13 мкг/г. Воспроизводимость изотопных анализов контролировалась определением состава стандартов La Jolla и SRM–987. За период измерений Sr, полученное значение <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в стандарте SRM–987 соответствовало  $0.710241 \pm 15$  (2σ, 10 измерений), а величина <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd в стандарте La Jolla составила  $0.511908 \pm 8$  (2σ, 12 измерений). Изотопный состав Sr нормализован по величине <sup>88</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr = 8.37521, а состав Nd – по величине <sup>148</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.24157. Кроме того, изотопный состав Nd приведен к табличному значению стандарта La Jolla (<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.511860). Концентрация радиогенного аргона определялась методом изотопного разбавления с индикатором <sup>38</sup>Ar на масс-спектрометре МИ–1330, работающем в статическом режиме. Величина холостого опыта по <sup>40</sup>Ar составляла  $2 \times 10^{-8}$  см<sup>3</sup>. Ошибка в определении аргона 2% на уровне 2σ. Флюидный анализ выполнялся на масс-спектрометрической установке с термической активацией образца, созданной на базе прибора MS–10. Погрешность определения летучих не превышает 2%, порог чувствительности по компонентам в смеси газов составляет 0.01 объемных %. Методика детально рассмотрена ранее [35].

Таблица 1. Rb–Sr и Sm–Nd изотопные данные для пород

Названия образцов	Pb, мкг/г	Sr, мкг/г	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{DM}}$ , млн. лет
Биотитовые плагиогнейсы												
32а	62.1	834	3.21	26.1	0.215	0.0734	$0.70902 \pm 2$	0.7005	$0.510580 \pm 6$	-40.1	3.1	2786
405	58.7	245	2.68	20.0	0.696	0.0815	$0.72694 \pm 2$	0.6994	$0.510606 \pm 6$	-39.6	0.8	2918
406	72.9	366	1.38	11.6	0.577	0.0720	$0.72514 \pm 2$	0.7023	$0.510462 \pm 15$	-42.4	1.3	2876
408	79.5	286	2.61	19.0	0.807	0.0830	$0.73013 \pm 9$	0.6980	$0.510660 \pm 6$	-38.6	1.3	2889
36	54.4	526	1.53	10.9	0.299	0.0849	$0.71374 \pm 1$	0.7019	$0.510765 \pm 16$	-36.5	2.7	2809
50	62.6	293	2.81	19.4	0.618	0.0880	$0.72700 \pm 2$	0.7025	$0.510719 \pm 6$	-37.4	0.7	2932
52	63.6	337	3.95	29.3	0.548	0.0816	$0.72167 \pm 3$	0.7000	$0.510635 \pm 4$	-39.1	1.3	2887
63	38.5	350	1.34	9.41	0.319	0.0864	$0.71287 \pm 2$	0.7002	$0.510730 \pm 7$	-37.2	1.5	2883
80	58.8	377	9.40	53.2	0.453	0.1072	$0.71841 \pm 2$	0.7005	$0.511127 \pm 5$	-29.5	1.9	2881
126	83.2	285	3.27	24.3	0.846	0.0817	$0.73359 \pm 2$	0.7001	$0.510661 \pm 6$	-38.6	1.8	2886
128	69.5	279	2.14	16.1	0.728	0.0808	$0.72968 \pm 2$	0.7008	$0.510596 \pm 13$	-39.8	0.8	2914
189	52.6	217	1.73	10.9	0.704	0.0958	$0.73040 \pm 2$	0.7025	$0.510864 \pm 7$	-34.6	0.8	2940
Гранатовые амфиболиты												
12	17.0	155	3.12	10.9	0.319	0.1732	$0.71458 \pm 2$	0.7068	$0.512397 \pm 15$	-4.7	3.6	
33	9.50	161	3.86	12.1	0.171	0.1932	$0.71107 \pm 2$	0.7069	$0.512623 \pm 8$	0.3	1.5	

Примечание. Изотопные отношения неодаима представлены в виде величин  $\epsilon_{\text{Nd}}$  относительно параметров однородного хондритового резервуара CHUR:  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511836$  и  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ . Погрешности измерения отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  приведены в последнем знаке ( $\pm 2\sigma$ ). Для расчета начальных значений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$  и  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  был использован U–Pb возраст цирконов 2731 млн. лет. Модельные возрасты  $T_{\text{DM}}$  рассчитаны относительно линейной модели деплетированной мантии с современным значением  $\epsilon_{\text{Nd}} = +10$  ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$ ) и отношением  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$ .

## КИСЛОТНОЕ ВЫЩЕЛАЧИВАНИЕ

Известно, что некоторые искажения возраста минералов могут быть вызваны присутствием нарушенных участков кристаллической структуры или вторичных фаз, образованных в процессе низкотемпературных, гидротермальных изменений, сопряженных с регрессивными этапами метаморфизма, магматизма или при гипергенезе. Для полного удаления следов вещества, которое может влиять на характер дискордантности, связанной с региональным протерозойским метаморфизмом, применяется методика кислотного выщелачивания минерала реагентами, способными удалить новообразованную фазу или нарушенную часть структуры, сохраняя стабильность кристаллической решетки. Кислотному выщелачиванию были подвергнуты плагиоклазы (обр. 406, 408) и биотит (обр. 408). Плагиоклаз инертен по отношению к соляной и азотной кислоте, так как не содержит в своем составе железа и магния. Это позволяет с помощью указанных кислот селективно

удалять такие вторичные минералы, как кальцит, эпидот и серицит. Для биотита установлено, что обработка его горячим 0.1 N, а затем 3.1 N раствором HCl позволяет разрушить такие минералы, как апатит, хлорит, не затрагивая кристаллической структуры (Г.В. Овчинникова, личное сообщение). Растертый в пудру плагиоклаз (обр. 406, 408) был обработан концентрированной  $\text{HNO}_3$  при  $110^\circ\text{C}$  в течение суток. Фракция биотита подвергалась обработке горячим 2.2 N раствором HCl в течение 30 минут (ступень 1). После кислотной обработки минерала выщелок отделяется от остатка путем центрифугирования, и к нему перед выпариванием добавлялся смешанный Rb–Sr и Sm–Nd индикатор. Определение концентрации элементов и их изотопного состава проводилось для необработанной части и остатка. В случае биотита остаток после первой обработки подвергался нескольким актам последующего выщелачивания вплоть до достижения в остатке постоянного изотопного состава (ступени 1, 2). С биотитом был проведен параллельный эксперимент по вы-

Таблица 2. Rb–Sr и Sm–Nd изотопные данные для минералов

Название образца	Минерал	Pb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	
Биотитовые плагиогнейсы										
405	Апатит	–	–	–	–	15.0	34.4	0.2640	$0.513002 \pm 15$	
406	Биотит	662	8.19	484.3	$11.6527 \pm 1$	1.92	23.7	0.0490	$0.510444 \pm 14$	
	Плагиоклаз	5.37	590	0.0264	$0.71175 \pm 2$	0.014	0.10	0.0843	$0.510626 \pm 37$	
408	Кпш	240	360	1.941	$0.75811 \pm 5$	0.016	0.11	0.0851	$0.510565 \pm 42$	
	Апатит	–	–	–	–	5.81	15.7	0.2243	$0.512309 \pm 11$	
	Сфен	–	–	–	–	84.6	217	0.2368	$0.512577 \pm 5$	
	Биотит	747	9.63	438.7	$10.4738 \pm 3$	1.13	8.75	0.0788	$0.510679 \pm 16$	
	Плагиоклаз	15.8	542	0.0847	$0.71334 \pm 2$	0.025	0.13	0.1139	$0.511102 \pm 47$	
	Кпш	213	279	2.224	$0.76420 \pm 2$	0.016	0.10	0.0973	$0.510943 \pm 51$	
	Апатит	0.37	278	0.004	$0.71078 \pm 2$	23.7	54.3	0.2651	$0.512910 \pm 9$	
	Сфен	–	–	–	–	290	710	0.2478	$0.512657 \pm 9$	
	Эпидот	147	2668	0.1596	$0.72516 \pm 4$	10.9	75.2	0.0870	$0.510683 \pm 14$	
	Мусковит	236	110	6.334	$0.86718 \pm 3$	0.57	3.94	0.0871	$0.510752 \pm 14$	
36	Биотит	566	8.70	328.7	$8.3170 \pm 3$	1.51	11.7	0.0779	$0.510752 \pm 10$	
	Плагиоклаз	2.85	747	0.0102	$0.70678 \pm 1$	–	–	–	–	
	Кпш	205	530	1.122	$0.73238 \pm 2$	–	–	–	–	
	Апатит	–	–	–	–	8.38	26.6	0.1912	$0.511995 \pm 26$	
	Сфен	–	–	–	–	88.6	191	0.2808	$0.513043 \pm 15$	
Гранатовые амфиболиты	Эпидот	3.35	3025	0.0032	$0.70831 \pm 3$	–	–	–	–	
	Амфибол:									
	33	Легкий	6.72	7.92	2.472	$0.76843 \pm 5$	0.11	0.21	0.3090	$0.514113 \pm 57$
		Тяжелый	8.79	8.86	2.892	$0.77958 \pm 4$	0.12	0.19	0.3867	$0.515159 \pm 45$
	Плагиоклаз	2.67	219	0.0354	$0.70802 \pm 4$	0.019	0.055	0.2105	$0.512992 \pm 57$	
	Клиноцоизит	0.46	529	0.0025	$0.70688 \pm 3$	10.9	34.8	0.1894	$0.512621 \pm 6$	
	Гранат	0.99	10.3	0.2774	$0.71096 \pm 6$	0.47	0.78	0.3620	$0.515059 \pm 20$	
	Апатит	1.19	161	0.0213	$0.70714 \pm 2$	0.81	1.99	0.2483	$0.513281 \pm 48$	
	Сфен	0.50	57.3	0.0252	$0.70678 \pm 2$	15.0	32.0	0.2851	$0.513835 \pm 12$	
	12	Амфибол	7.26	17.3	1.219	$0.73938 \pm 2$	–	–	–	–
Плагиоклаз		6.33	240	0.0765	$0.71008 \pm 2$	–	–	–	–	

Примечание. Rb–Sr и Sm–Nd изотопные данные для плагиоклазов из образцов гнейсов 406 и 408 приведены для монофракций после обработки в концентрированной кислоте  $\text{HNO}_3$ . Изотопные данные биотитов приведены для необработанных монофракций. Погрешности измерения отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  приведены в последнем знаке ( $\pm 2\sigma$ ).

щелачиванию после повторного выделения минерала из образца 408 (Би-0<sup>1a</sup>).

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Изотопные данные для пород и минералов представлены в табл. 1–5 и на эволюционных диаграммах (рис. 2–10). На Sm–Nd эволюционной диаграмме фигуративные точки изотопного состава неодима гнейсов образуют регрессию, отве-

чающую возрасту  $2814 \pm 280$  млн. лет с  $\epsilon\text{Nd} = +2.5$  (СКВО = 2.9) (рис. 2). Высокая погрешность связана с незначительной вариацией отношения Sm/Nd в биотитовых плагиогнейсах, поскольку изучаемые породы близки по составу основных и следовых элементов [22]. Однако значения модельного Sm–Nd возраста ( $T_{\text{DM}}$ ) имеют хорошую сходимость в интервале 2.88–2.94 млрд. лет (табл. 1). Исключение составляет образец 36 с более низким значением  $T_{\text{DM}} = 2.8$  млрд. лет. Этот образец

Таблица 3. Выщелачивание биотита (Би) и плагиоклаза (Пл)

Номер образца и минерал	Условия обработки	Pb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
408 плагиоклаз исходный		14.7	399	0.1070					
Плагиоклаз после первой обработки	Концентрир. $\text{HNO}_3$ 24 часа, 115°C	15.6	542	0.0835	0.71295				
Плагиоклаз, остаток после повторной обработки	То же					0.025	0.13	0.1139	$0.511102 \pm 47$
Плагиоклаз выщелок (Пл-в <sup>2</sup> )								0.0785	$0.510660 \pm 14$
Биотит исходный (Би-и)		747	9.63	438.7	104.738	1.13	8.75	0.0788	$0.510679 \pm 16$
Биотит остаток (Би-о <sup>1</sup> )	2.2HCl, 30 минут на горячей плитке	657	7.74	585.4	14.484				
Биотит остаток (Би-о <sup>2</sup> )	То же	657	7.64	597.1	15.008	0.036	0.12	0.1786	
Биотит выщелок (Би-в <sup>1</sup> )								0.1192	$0.510773 \pm 28$
Биотит остаток (параллельный опыт с повторным выделением Би из обр. Би-о <sup>1a</sup> )		637	7.71	539.8	13.572				
406 плагиоклаз (Пл-о <sup>1</sup> )	Концентрир. $\text{HNO}_3$					0.014	0.10	0.0843	$0.510626 \pm 37$
Плагиоклаз выщелок (Пл.-в)	24 часа, 115°C							0.0714	$0.510542 \pm 9$

Таблица 4. Sm–Nd и Rb–Sr возраст минералов

Образец	Метод	Возраст в млн. лет	(СКВО)	
Гранатовые амфиболиты 33	Sm–Nd	Вал-Эп-Сф/л-Амф/г	$1964 \pm 35$ (1.74)	
	Sm–Nd	Вал-Гранат	$2191 \pm 46$	
	Rb–Sr	Вал-Эп-Амф/л-Амф/г	$1741 \pm 18$ (0.44)	
Биотитовые плагиогнейсы 405	Sm–Nd	Вал-Ап	$1994 \pm 38$	
	Sm–Nd	Вал-Ап-Пл-о-Кни	$1838 \pm 44$ (0.38)	
	Sm–Nd	Вал-Сф	$1950 \pm 35$	
	Rb–Sr	Вал-Пл-Кни	$1687 \pm 15$ (0.24)	
	Rb–Sr	Вал-Би	$1573 \pm 12$	
	408	Sm–Nd	Вал-Эп-Пл-о-	$1867 \pm 89$ (3.85)
		Sm–Nd	Ап-Сеп	
Rb–Sr		Вал-Ап	$1878 \pm 33$	
36		Вал-Сф	$1842 \pm 35$	
	Rb–Sr	Вал-Пл-о-Кни-Би-о <sup>1</sup>	$1660 \pm 16$ (1.02)	
		Вал-Би	$1550 \pm 15$	
	Sm–Nd	Вал-Ап-Сф	$1767 \pm 35$ (0.09)	
	Rb–Sr	Пл-Кни	$1603 \pm 25$	
	Rb–Sr	Вал-Би	$1612 \pm 23$	

Примечание. Амф – амфибол; Амф/л – более легкая фракция, Амф/г – более тяжелая фракция; Ап – апатит; Би – биотит; Би-о<sup>1</sup> – остаток выщелачивания после обработки в 2.2 N растворе HCl; Вал – порода в целом; Кни – К-полевой шпат; Пл – плагиоклаз, Пл-о – остаток после выщелачивания в концентрированной  $\text{HNO}_3$ ; Сф – сфен; Эп – эпидот.

претерпел наибольшую метаморфическую и тектоническую переработку в протерозойское время. Значения модельного возраста  $T_{DM} = 2.88$ – $2.94$  млрд. лет определяют нижнюю временную границу образования протолита гнейсов, а положительное значение  $\epsilon_{Nd} = +2.5$  указывает на деплетированную мантию как источник протолита. Верхняя граница формирования гнейсов соответствует U–Pb возрасту по циркону  $2.73$  млрд. лет [27]. Фигуративные точки изотопного состава гранатовых амфиболитов (обр. 12, 33) на Sm–Nd эволюционной диаграмме расположены достаточно близко к линии возрастной зависимости для гнейсов, но в расчете не использовались. Полученное значение Sm–Nd модельного и U–Pb возраста цирконов соответствуют данным для большинства пород ТТГ-ассоциации Беломорского складчатого пояса и Кольского домена [36, 37].

Rb–Sr аналитические данные по породе в целом для гнейсов и сланцев представлены в табл. 1. На Rb–Sr эволюционной диаграмме (рис. 3) фигуративные точки валового изотопного состава для образцов гнейса и сланца не образуют изохронной зависимости, но располагаются вблизи линии сравнения, отвечающей возрасту  $2.7$  млрд. лет. Добавка радиогенного стронция при отношении  $^{87}Rb/^{86}Sr < 1$  за период времени между формированием протолита и временем метаморфизма ( $2.88$ – $2.94$  млрд. лет – Sm–Nd и  $2.73$  млрд. лет U–Pb по циркону) незначительна, и, следовательно, изотопный состав стронция к моменту архейского метаморфизма в породах был гомогенным, а на-

Таблица 5. K–Ar возраст минералов

Номер образца	Минерал	$^{40}Ar$ , нг/г	K, %	$t$ , млн. лет	
Биотитовые плаггиогнейсы 128	Биотит	1575	8.0	1710	
	405	Биотит	1603	7.7	1750
	Кпш	1854	12.3	1420	
406	Мусковит	1506	8.7	1570	
	Биотит	1523	7.71	1710	
	408	Биотит	1591	7.82	1750
Гранатовый амфиболит 33	Амфибол	223	0.84	2050	

блюдаемые отклонения точек от изохронной зависимости являются результатом открытия Rb/Sr системы в процессе свекофенского метаморфизма. Значительный разброс изотопных данных не позволяет получить точное значение возраста и первичного отношения  $^{87}Sr/^{86}Sr$ . Вместе с тем из табл. 1 видно, что первичное отношение стронция, рассчитанное с учетом U/Pb возраста циркона, попадает для гнейсов в интервал значений для деплетированной мантии ( $0.700$ ). В гранатовых амфиболитах первичное изотопное отношение стронция ( $0.707$ ), исправленное на возраст циркона ( $2.7$  млрд. лет) больше, чем для гнейсов (табл. 1). Маловероятно, что протолит кристаллических

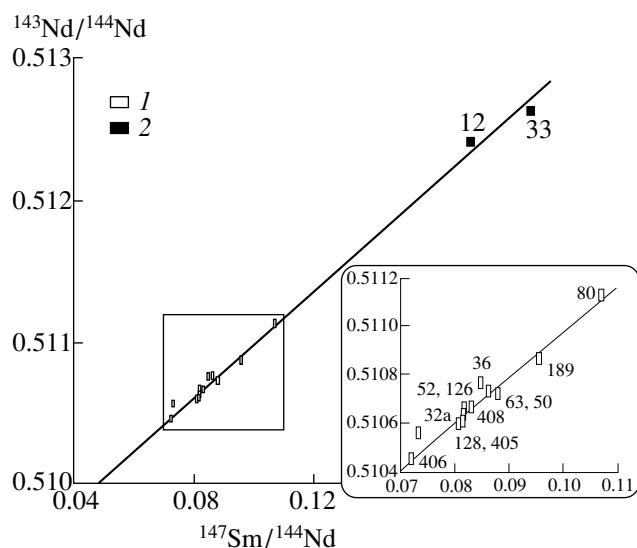


Рис. 2. Sm–Nd эволюционная диаграмма для плаггиогнейсов и гранатовых амфиболитов.

1 – биотитовые плаггиогнейсы, 2 – гранатовые амфиболиты, размеры прямоугольников соответствуют величине аналитической погрешности  $t = 2814 \pm 280$  млн. лет,  $\epsilon_{Nd} = 2.5$ , СКВО –  $2.9$ . Из расчета исключены данные для образцов 36 и 32а.

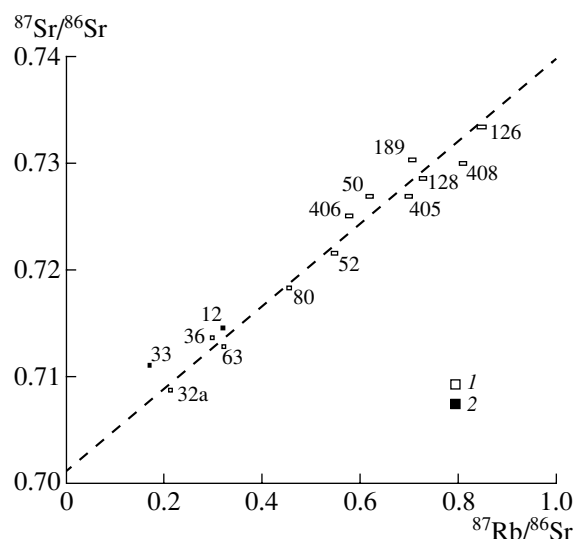
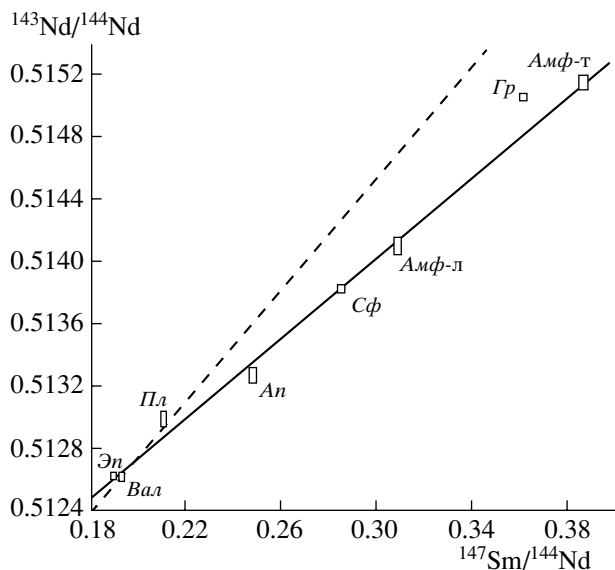


Рис. 3. Rb–Sr эволюционная диаграмма для плаггиогнейсов и гранатовых амфиболитов.

1 – биотитовые плаггиогнейсы, 2 – гранатовые амфиболиты. Размеры прямоугольников соответствуют величине аналитической погрешности. Линия сравнения на диаграмме соответствует U–Pb возрасту цирконов из изучаемых гнейсов  $2730$  млн. лет.



**Рис. 4.** Sm–Nd эволюционная диаграмма для минералов гранатового амфиболита (обр. 33). Амф – амфибол, Амф-л – легкая фракция, Амф-т – тяжелая фракция, Ап – апатит, Вал – валовая проба, Гр – гранат, Пл – плагиоклаз, Сф – сфен, Эн – эпидот.

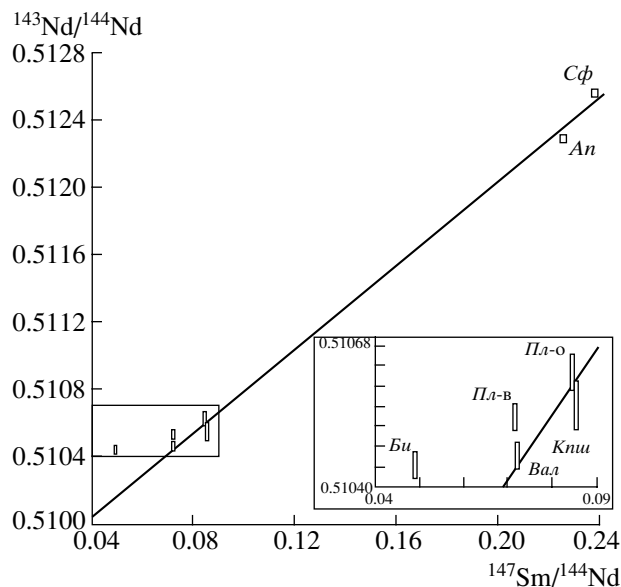
–  $t(\text{Вал}, \text{Эн}, \text{Ап}, \text{Сф}, \text{Амф}) = 1961 \pm 98$  млн. лет, СКВО = 3.72.

–  $t(\text{Вал}, \text{Эн}, \text{Сф}, \text{Амф}) = 1964 \pm 35$  млн. лет, СКВО = 1.74.

сланцев базальтового состава имел более высокое значение ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub>, чем вмещающие породы более кислого состава (протолит биотитовых гнейсов). Наиболее вероятно, что более высокое значение ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> для гранатовых амфиболитов свидетельствует об изотопном обмене между сланцами и гнейсами в процессе свекофенского метаморфизма.

В минералах амфиболита (Эп, Сф, Амф–1, Амф–2, Ап) фигуративные точки изотопного состава неодима образуют изохронную зависимость, отвечающую возрасту  $1964 \pm 98$  млрд. лет при СКВО = 3.72 (табл. 2, рис. 4). Из расчета исключены данные для плагиоклаза и граната. При исключении из расчета также апатита возраст равен  $1964 \pm 35$  млн. лет при СКВО = 1.74. Более высокое значение “кажущегося” возраста граната ( $2191 \pm 46$ ) может быть вызвано присутствием реликтовой компоненты. Основным концентратом РЗЭ является эпидот, что и определяет близкое значение Sm/Nd отношения для эпидота и породы в целом.

Sm–Nd изотопные данные для минералов из гнейсов (обр. 406 и 408) образуют линейную зависимость с возрастом  $1911 \pm 150$  млн. лет при СКВО = 11.9 (Вал, Кши, Пл, Ап, Сф) и  $1877 \pm 79$  млн. лет при СКВО = 8 (Вал, Ап, Сф, Пл, Кши, Эн, Му, Бу) (рис. 5, 6). Для обр. 406 (рис. 5) в расчет возраста не включен биотит из-за су-

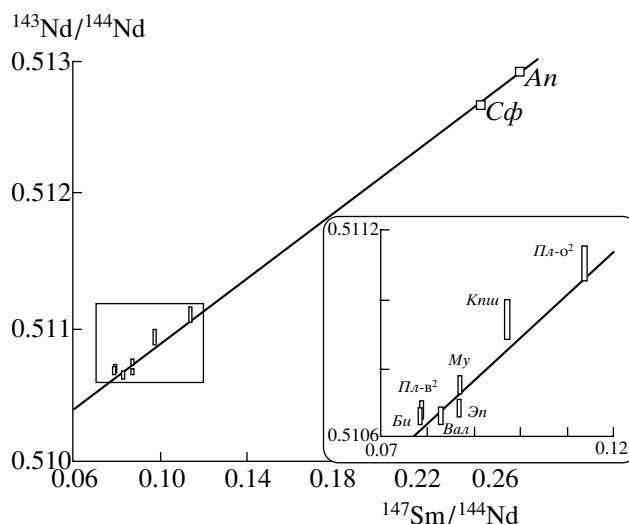


**Рис. 5.** Sm–Nd эволюционная диаграмма для минералов биотитового плагиогнейса (обр. 406). Би – биотит, Кши – калиевый полевой шпат, Пл-о и Пл-в – остаток и выщелок после кислотной обработки. Остальные значения как на рис. 4.

–  $t(\text{Вал}, \text{Ап}, \text{Сф}, \text{Пл-о}, \text{Пл-в}, \text{Кши}) = 1911 \pm 150$  млн. лет, СКВО = 11.9.

–  $t(\text{Вал}, \text{Пл-о}, \text{Кши}, \text{Ап}) = 1838 \pm 41$  млн. лет, СКВО = 0.24.

щественной дискордантности. “Кажущиеся” значения модельного Sm/Nd возраста (вал–акцессорный минерал) обнаруживают вариацию для разных образцов. Минимальным возрастом

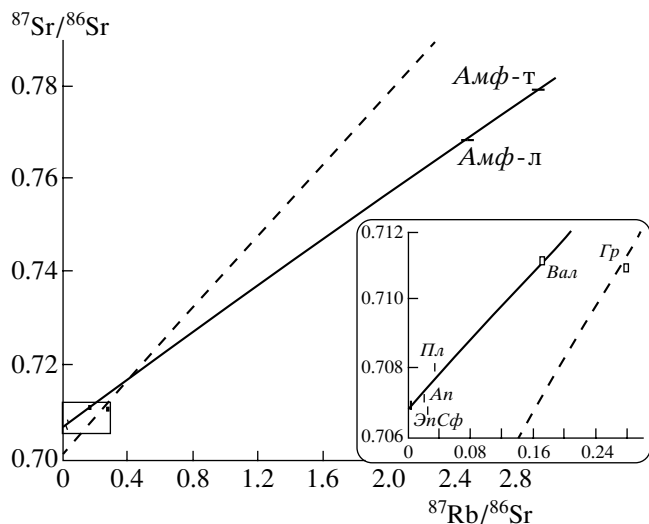


**Рис. 6.** Sm–Nd эволюционная диаграмма для минералов биотитового плагиогнейса (обр. 408).

–  $t(\text{Вал}, \text{Ап}, \text{Сф}, \text{Пл}, \text{Кши}, \text{Эн}, \text{Му}, \text{Би}) = 1837 \pm 77$  млн. лет, СКВО = 8.36.

–  $t(\text{Вал}, \text{Эн}, \text{Пл-о}, \text{Ап}, \text{Сф}) = 1867 \pm 89$  млн. лет, СКВО = 3.85.



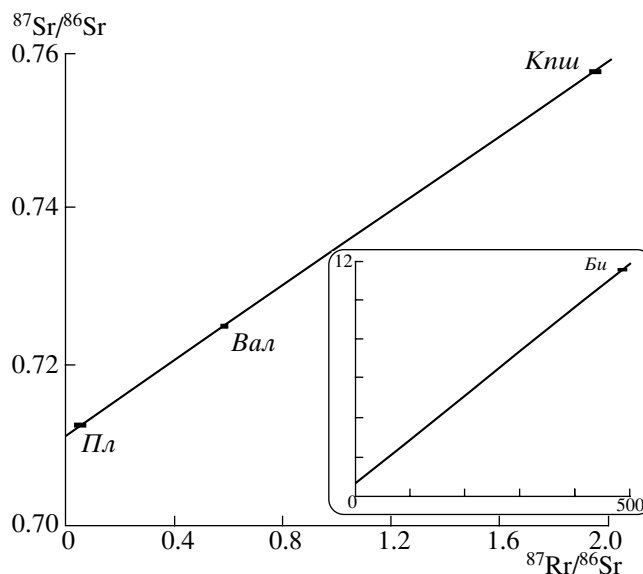


**Рис. 7.** Rb–Sr эволюционная диаграмма для минералов гранатового амфиболита (обр. 33).

–  $t(\text{Вал}, \text{Эн}, \text{Пл}, \text{Ан}, \text{Амф-л}, \text{Амф-т}) = 1741 \pm 62$  млн. лет, СКВО = 13.1.

–  $t(\text{Вал}, \text{Эн}, \text{Амф-л}, \text{Амф-т}) = 1741 \pm 18$  млн. лет, СКВО = 0.44.

Пунктирная линия – изохрона сравнения как на рис. 3.



**Рис. 8.** Rb–Sr эволюционная диаграмма для минералов биотитового плагиогнейса (обр. 406). Изохронная зависимость построена по изотопным данным для породы в целом, плагиоклаза и К-полевого шпата:  $t = 1687 \pm 15$  млн. лет, СКВ = 0.24. Наклон линии “биотит–вал” на врезке соответствует значению возраста  $1573 \pm 12$  млн. лет.

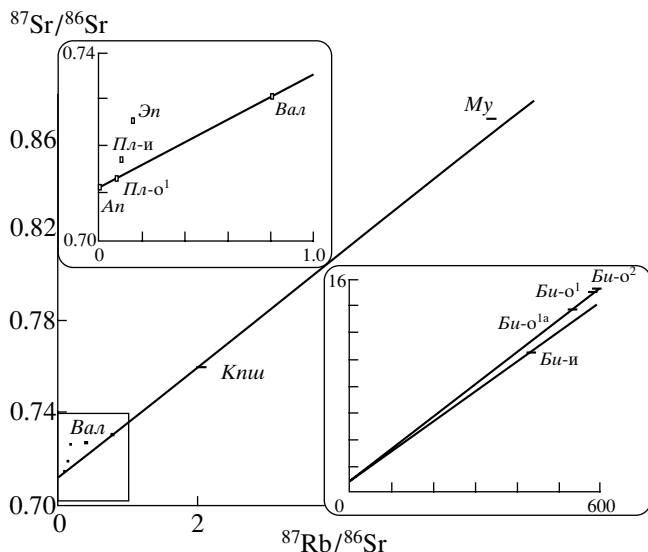
характеризуются апатит и сфен из образца 36 ( $1767 \pm 35$  млн. лет).

Rb–Sr изотопные данные для минералов гранатового амфиболита (обр. 33) представлены на эволюционной диаграмме (рис. 7). Для амфибола анализировались фракции, различающиеся по плотности. Вариация плотности и Rb/Sr отношения в отдельных фракциях амфибола, вероятно, обусловлена вторичными изменениями (роговая обманка  $\rightleftharpoons$  светлый амфибол). Фигуративные точки изотопного состава минералов (рис. 7) образуют линейную зависимость, отвечающую возрасту  $1741 \pm 62$  млн. лет при СКВО = 13.1. Исключение из расчета данных для апатита и плагиоклаза улучшает изохронную зависимость (СКВО = 0.44), но значение возраста не изменяется ( $1744 \pm 18$  млн. лет). Фигуративная точка граната расположена на архейской изохроне. Значение модельного возраста сфен–порода в целом существенно выше изотопного возраста по другим минералам.

Для образца гнейса (406) Rb–Sr данные полевых шпатов (Пл + Кши) и породы в целом образуют изохронную зависимость с возрастом  $1687 \pm 15$  млн. лет при СКВО = 0.24 (рис. 8). Изотопные данные по полевым шпатам и породе в целом для обр. 408 и 36 не образуют изохронной зависимости на Rb–Sr диаграмме. Значения возраста характеризуются большой ошибкой при высоком СКВО ( $1540 \pm 240$  при СКВО = 3.55 и  $1612 \pm 420$  при СКВО = 13.2) (рис. 9, 10). Фигуративные точ-

ки вторичных минералов мусковита и эпидота в обр. 408 и 36 располагаются выше линейной зависимости для полевых шпатов и породы в целом. В то же время аналитические данные для акцессорного апатита (обр. 408, рис. 9) соответствуют изохроне. Наиболее низкие значения Rb–Sr возраста имеют биотиты обр. 406, 408 и 36:  $1573 \pm 12$ ,  $1550 \pm 15$ ,  $1612 \pm 23$ , соответственно). Это согласуется с общепринятой возрастной последовательностью  $t_{\text{кши}} > t_{\text{би}}$ , которая контролируется температурой закрытия Rb–Sr системы этих минералов.

Однако в обр. 36 значение Rb–Sr возраста биотита несколько выше по отношению к обр. 408, 406. Наблюдаемую дискордантность возраста биотитов и большую погрешность возраста для полевых шпатов можно связать с образованием вторичных изменений в ходе протерозойского метаморфизма или незначительными потерями радиогенных изотопов в процессе слабого воздействия в момент становления ультраосновной щелочной интрузии. Для уточнения изотопных данных путем удаления вторичных образований или нарушенных участков кристаллической структуры применялось кислотное выщелачивание. В табл. 3 представлены данные кислотного выщелачивания плагиоклаза и биотита (обр. 408). В остатке плагиоклаза после выщелачивания увеличилась концентрация Rb, Sr и отношение Rb/Sr и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Удаленная фаза с пониженной концентрацией этих элементов могла быть смесью карбоната и



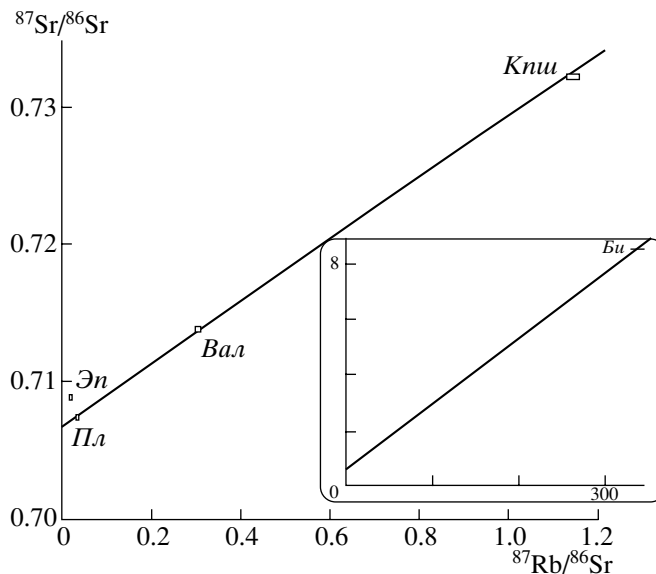
**Рис. 9.** Rb–Sr эволюционная диаграмма для минералов биотитового плагиогнейса (обр. 408). Му – мусковит, Пл-и, Би-и – исходные фракции плагиоклаза и биотита, Пл-о – остаток после выщелачивания в концентрированной  $\text{HNO}_3$ , Би-о<sup>1</sup> – остаток выщелачивания после обработки в 2.2 N растворе HCl, Би-о<sup>2</sup> – остаток повторной обработки фракции Би-о<sup>1</sup>, Би-о<sup>1а</sup> – остаток выщелачивания после повторного выделения биотита из образца.

$t(\text{Вал}, \text{Кни}, \text{Пл}) = 1540 \pm 240$  млн. лет, СКВО = 3.55.

$t(\text{Вал}, \text{Би-и}) = 1550 \pm 15$  млн. лет,  $t(\text{Вал-Пл-Кни}) = 1612 \pm 420$  млн. лет, СКВО = 1.02.

серicitsa – минералов, наиболее характерных продуктов изменения плагиоклаза.

На Rb–Sr эволюционной диаграмме фигуративная точка для исходного необработанного плагиоклаза (обр. 408, рис. 9, верхняя врезка) смещена вверх относительно линии порода–калиевый полевой шпат. В то же время точка (Пл-о<sup>1</sup>), представляющая остаток после выщелачивания в концентрированной  $\text{HNO}_3$ , образует изохронную зависимость с породой и калиевым полевым шпатом при возрасте  $1660 \pm 20$  млн. лет, СКВО = 0.52. Для биотита (обр. 408) концентрация Rb и Sr в остатке после кислотной обработки уменьшилась, а отношение  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  увеличилось, так что фигуративная точка Би-о<sup>1</sup> соответствует изохроне полевых шпатов и возраст (Вал, Пл-о<sup>1</sup>, Кни, Би-о<sup>1</sup>) равен  $1660 \pm 16$  млн. лет при СКВО = 1.02. Повторная обработка остатка выщелачивания аналогичным способом не привела к существенным изменениям в содержании и изотопном составе элементов (табл. 3, рис. 9 нижняя вставка, Би-о<sup>2а</sup>). Параллельный опыт с биотитом, повторно выделенным из образца, привел к аналогичным результатам (точка Би-о<sup>1а</sup> на нижней вставке рис. 9). Очевидно, в процессе выщелачи-



**Рис. 10.** Rb–Sr эволюционная диаграмма для минералов биотитового плагиогнейса (обр. 36).  $t(\text{Вал-Пл-Кни}) = 1612 \pm 420$  млн. лет, СКВО = 13.2.

Наклон линии “биотит–порода в целом” на врезке соответствует возрасту  $1612 \pm 23$  млн. лет.

вания были практически удалены вторичные изменения.

Из данных табл. 3 видны также некоторые изменения поведения Sm–Nd системы в процессе выщелачивания. Выщелоки плагиоклаза из обр. 406 и 408 имеют более низкое отношение Sm/Nd по сравнению с остатком. На Sm–Nd эволюционной диаграмме фигуративные точки выщелока плагиоклаза из двух образцов смещены вверх относительно свекофеннской изохроны (рис. 5, 6). Кислотная обработка биотита 408 приводит к уменьшению содержания Sm и Nd в остатке на порядок по сравнению с исходным минералом, а отношение Sm/Nd возрастает. Подобное поведение Sm–Nd системы соответствует представлениям о том, что в слюдах большая часть РЗЭ находится в сорбированной форме на поверхности или в межслое, а незначительная часть в октаэдрической позиции. Повышенное Sm/Nd отношение в остатке может быть результатом преимущественного вхождения иона с меньшим радиусом (Sm) в более плотную упаковку октаэдрического слоя слюды.

Опыты по кислотной обработке минералов не изменили существенно результаты, но привели к их уточнению. Дальнейшее развитие этого подхода может обеспечить не только удаление вторичных образований, но и изотопно-нарушенных систем из дефектных участков кристаллической решетки, возможно образующихся в процессе постметаморфической миграции или при гипергенезе.

Табл. 4 включает окончательно откорректированные результаты Sm–Nd и Rb/Sr возраста, соответствующие внутренним, минеральным изохронам, а также модельным значениям возраста порода–минерал. В табл. 5 приводятся результаты измерений K–Ar возраста.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

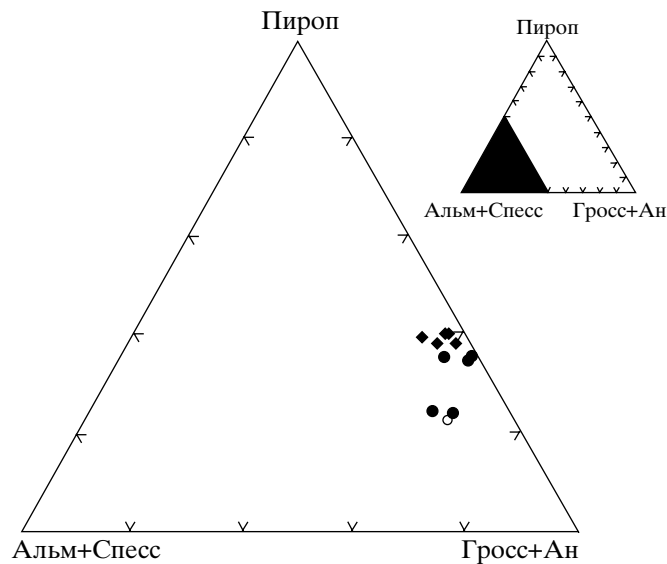
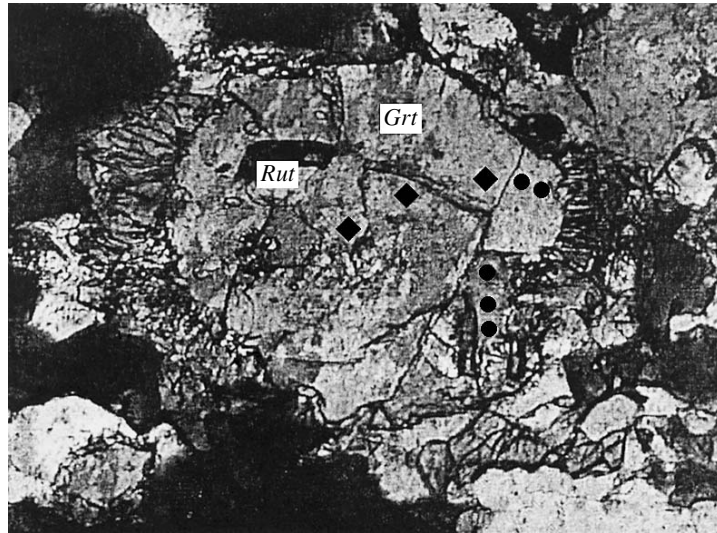
История плагиогнейсов и амфиболитов включает два этапа метаморфизма: метаморфизм высокотемпературной амфиболитовой фации в архее и эпидот-амфиболитовой фации в протерозое. Нижнюю границу архейского метаморфизма характеризует U–Pb возраст циркона ( $2731 \pm 14$  млн. лет для гнейса;  $2698 \pm 18$  млн. лет для амфиболита). Начиная с этого времени, температура метаморфизма не превышала температуру закрытия U–Pb системы кристаллического циркона, что соответствует условиям гранулитовой – высокотемпературной амфиболитовой фации. В процессе свекофенского метаморфизма U–Pb система циркона и Sm–Nd системы пород не нарушались. В то же время Rb–Sr система гнейса и сланца частично перестроилась (рис. 3). Sm–Nd, Rb–Sr и K–Ar значения возраста минералов в гнейсах и сланцах соответствуют средне- и раннепротерозойскому времени и находятся в интервале от 1.96 млрд. лет до 1.66 млрд. лет (табл. 4). Максимальное значение возраста получено Sm–Nd методом по минералам амфиболита (1961 млн. лет) и соответствует времени полной перестройки Sm–Nd системы минералов и практически их одновременному закрытию на свекофенском этапе. Более молодой “кажущийся” Rb–Sr возраст (1741 млн. лет) соответствует времени закрытия Rb–Sr системы амфибола. Sm–Nd значение возраста минералов в гнейсах (обр. 408, 406) также выше их Rb–Sr значений (табл. 4). Хорошее соответствие фигуративных точек для эпидота, плагиоклаза и апатита линейной зависимости амфибол-порода говорит о почти синхронном закрытии Rb–Sr изотопных систем этих минералов (рис. 7).

Таким образом, для минералов из гнейса и сланца получен спектр дискордантных значений возраста (модельного и изохронного), и для их интерпретации можно привлечь общепринятую концепцию “пороговых температур” [38]. В рамках этой концепции значение возраста минерала соответствует времени достижения им температуры, при которой практически прекращается миграция изотопов, так называемой температуры сохранности ( $T_c$ ), или блокирования ( $T_b$ ). Согласно полученным данным, минералы располагаются в следующей последовательности по мере уменьшения возраста:  $Zr$  (U–Pb) >  $Gr$  (Sm–Nd) >  $\Delta n$ ,  $Cf$ ,  $Amf$  (Sm–Nd) >  $Amf$  (K–Ar) >  $Bi$  (K–Ar) >  $Amf$ ,  $Bi$  (Rb–Sr) >  $Knu$  (Rb–Sr) >  $Bi$  (Rb–Sr).

Рассмотрим соответствие относительной последовательности значений возраста и температуры блокирования изотопных систем в минералах ( $T_b$ ) экспериментальным параметрам по кинетике миграции изотопов. Максимальная стабильность U–Pb системы циркона полностью соответствует высокому значению энергии активации миграции свинца в кристаллическом цирконе:  $E = 160$  ккал/моль,  $D_0 = 3.9_{-3.7}^{+77.6} \times 10^9$  см<sup>2</sup> сек<sup>-1</sup>. Более высокие  $T_b$  для Sm–Nd системы минералов относительно Rb–Sr системы согласуются с представлениями о малой подвижности редкоземельных атомов в твердом теле [39, 40]. Высокое значение Sm–Nd возраста получено для граната ( $2191 \pm 46$  млн. лет), что соответствует стабильности Sm–Nd системы [41] и более раннему ее закрытию. Однако возможно альтернативное объяснение полученного значения возраста – как смешанной, промежуточной величины из-за присутствия двух компонент (архейской и протерозойской). Второе объяснение косвенно подтверждается данными относительно химической неоднородности кристалла на основании микрондового анализа. В крупных кристаллах (1.5 см в диаметре) центральная часть по сравнению с краевой обогащена пироповой составляющей (рис. 11). Стабильности Sm–Nd системы граната соответствует и полная сохранность его Rb–Sr системы (рис. 7). Смещение фигуративной точки граната на эволюционной Rb–Sr диаграмме за счет увеличения концентрации Rb представляется маловероятным, учитывая различия ионного радиуса и заряда Rb и аналогичных характеристик химических элементов граната. Такая особенность поведения Rb–Sr системы граната и реликтовая природа минерала или его включений в нем отмечалась ранее [42, 43].

Более высокая сохранность Rb–Sr системы амфибола по сравнению с биотитом объясняется большей плотностью упаковки амфибола и согласуется с большей величиной энергии активации перемещения аргона в амфиболе по сравнению с биотитом [44].

Наиболее спорным оказываются данные Rb–Sr и K–Ar возраста для биотита (табл. 4, 5). Если в биотитах метаморфических пород обнаруживается, что  $t$  (K–Ar) >  $t$  (Rb–Sr), то исходя из концепции пороговых температур, это объясняется присутствием избыточного, захваченного аргона. Такое объяснение соответствует различию в температурах блокирования, принятых для радиогенного стронция (350°C) и радиогенного аргона (300°C) [45]. Удревнение K–Ar данных за счет захвата биотитом избыточного аргона остается вероятным, но не единственным объяснением. Использование модели объемной диффузии для оценки пороговой температуры не учитывает специфику распределения изотопов в кристаллической решетке



**Рис. 11.** Образец гранатового амфиболита 33. Увеличение  $\times 3.8$ , николи параллельны. В центре поля группный порфир граната (*Grt*) с включением рутила (*Rut*), замещающего ильменит. Темный минерал амфибол, светлый – эпидот. По краям гранат, как и амфибол, замещается кварц-амфиболовыми симплектитами. Точки на рисунке соответствуют точкам микронзондового анализа. Данные представлены на тройной диаграмме внизу.

слюды. Радиогенный  $^{87}\text{Sr}$  располагается на месте материнского изотопа  $^{87}\text{Rb}$ , т. е. в межслоевом пространстве, в то время как атомы  $^{40}\text{Ar}$  в силу большей энергии отдачи занимают не только место  $^{40}\text{K}$ , но и распределены внутри октаэдрического слоя [46–48]. На этом основании нельзя исключить разного влияния давления паров воды, определяющих стабильность октаэдрического слоя, на скорость миграции аргона и стронция. Более того, экспериментально определенная энергия активации миграции стронция в биотитах составляет 25 ккал/моль [49]. Эта низкая величина значительно меньше, чем энергия активации миграции аргона из биотита  $\sim 50$  ккал/моль [44], и близка, как это не удивительно, к энергии активации

выделения аргона из глауконита, минерала, наименее упакованного из всех слюд [50]. Если, однако, указанная величина энергии активации для миграции радиогенного стронция реальна, то более древние значения  $\text{K-Ar}$  возраста по сравнению с  $\text{Rb-Sr}$  возрастом закономерны.

В целом характер дискордантных значений “кажущегося” изохронного возраста для разных геохронологических систем ( $\text{U-Pb}$ ,  $\text{Sm-Nd}$ ,  $\text{Rb-Sr}$ ,  $\text{K-Ar}$ ) согласуется с поведением радиогенных изотопов в процессе температурной эволюции пород при охлаждении. Однако некоторые результаты не соответствуют концепции пороговых температур. Это касается получения “кажущейся” изохроны или линейной зависимости для метамор-

фических минералов разной структуры и, следовательно, с различными параметрами миграции ( $E$ ,  $D_0$ ) и, соответственно,  $T_c$ . Примером, в случае Sm–Nd системы, является линейная зависимость ( $Pl$ ,  $Эп$ ,  $Ап$ ,  $Сф$ ) с кажущимся возрастом  $1867 \pm \pm 89$  млн. лет (рис. 4), а для Rb–Sr метода изохронная зависимость по породе в целом и полевым шпатам (обр. 406), т. е. для минералов с различными значениями  $T_c$  для Rb–Sr-системы [11]. С другой стороны, в гнейсах для одинаковых акцессорных минералов (апатит, сфен) наблюдается диапазон возрастных значений, т. е. вариация температуры блокирования [56]. Наблюдающиеся противоречия частично объясняются особенностями миграции изотопов в реальной решетке природных минералов в присутствии флюида.

Работы по моделированию изотопного массопереноса показали, что при оценке пороговых температур формализм объемной диффузии имеет определенные ограничения, связанные с действием более сложного механизма термически активированной миграции изотопов в дефектных природных минералах сложного химического состава [44, 51]. Известно, что кинетические параметры миграции контролируются не только химическим составом минерала, формой распределения атомов в структурной позиции, но и условиями миграции (вакуум, атмосфера, раствор), т. е. характером флюидного режима, его интенсивностью при метаморфизме [45, 47–52]. Например, термодинамическая стабильность слоистых водосодержащих минералов соответствует высоким значениям  $P_{H_2O}$ , и поэтому присутствие флюида определяет механизм миграции. В биотите миграция радиогенного аргона при  $P_{H_2O} = 1.2$  кбар протекает в условиях стабильной решетки по закону объемной диффузии, в отличие от миграции в условиях вакуумного нагрева и разрушения октаэдрического слоя в процессе дегидратации. Температура блокирования аргона в биотите при  $P_{H_2O} = 1–2$  кбар,  $t = 500–700^\circ\text{C}$  составляет  $280–380^\circ\text{C}$  [53, 54], а при нагревании в вакууме она оценивается в  $400–450^\circ\text{C}$  [55].

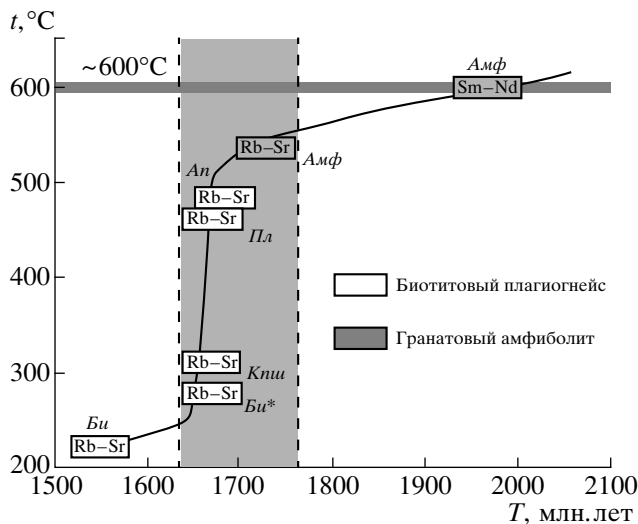
Исследование норвежских каледонид [56], метаморфизованных при температуре выше максимальной общепринятой температуры блокирования K–Ar системы в биотите ( $\sim 450^\circ\text{C}$ ) убедительно продемонстрировало сохранность докаледонского возраста в слюдах под данным K–Ar и Rb–Sr методов и сомнительность универсального использования температур блокирования. В безводных минералах вода в окружающей среде оказывается катализатором процесса миграции, так, например, в гидротермальных условиях энергия активации обмена изотопов кислорода в полевым шпате составляет  $20–25$  ккал/моль по сравнению с  $70–90$  ккал/моль в сухих условиях [57–59]. Суще-

**Таблица 6.** Содержание  $H_2O$  и  $CO_2$  в минералах гнейса и амфиболита

Номер образца	$H_2O$ %	$CO_2$ %	$H_2O/CO_2$
<i>Pl</i> (гнейсы):			
31	1.8	0.7	2.6
408	2.9	1.1	2.6
406	1.1	0.46	2.5
405	0.54	0.14	3.8
<i>Pl</i> (амфиболит):			
33	0.59	0.07	8.7
<i>Kв</i> (гнейс)			
31	0.25	0.16	1.6
<i>Kв</i> (амфиболит)			
33	0.1	0.01	1.0

ственное различие в параметрах миграции кислорода связано с механизмом перемещения по анионным вакансиям, образование которых ускоряется в присутствии воды [60]. В то же время показано [11], что на миграцию стронция в полевых шпатах вода не оказывает существенного влияния, так как перемещение осуществляется по катионным вакансиям. В данном случае скорость миграции контролируется скоростью образования вакансий, т. е. химическим составом, а именно преобладанием  $Ca^+$  над  $Na^+$ , так как энергия образования вакансии однозарядного иона меньше, чем двухзарядного. Наконец, присутствие флюида может способствовать химической перекристаллизации минерала, активизируя потерю или обмен изотопов при температурах более низких, чем расчетная температура блокирования в сухих условиях. Значения возраста минералов, наиболее чувствительных к присутствию флюида, могут варьировать по времени от закрытия изотопной системы в сухих условиях (максимальные значения) до закрытия ее в присутствии флюида (минимальные значения).

Гранатовые амфиболиты, будучи массивными и плотными породами, наименее проницаемы для флюида. Составляющие их минералы находились при метаморфизме в иных и более сухих условиях по сравнению с плагиогнейсами. Это обстоятельство иллюстрируется данными химического состава газовой компоненты одинаковых безводных минералов из амфиболита и гнейса (табл. 6). Соответственно, максимальные значения Sm–Nd возраста получены для минералов из амфиболита ( $1964$  млн. лет). Изохронные значения Sm–Nd возраста в гнейсах находятся в интервале от  $1867 \pm 89$  млн. лет ( $СКВО = 3.85$ , обр. 408) до  $1767 \pm 35$  млн. лет ( $СКВО = 0.09$ , обр. 36) (табл. 4). Среди акцессорных минералов наиболее чувствительными индикаторами влияния флюида явля-



**Рис. 12.** Температурно-временная эволюция пород беломорского комплекса. Положение фигуративных точек соответствует значению кажущегося изотопного возраста минералов и теоретически рассчитанному значению температуры закрытия соответствующей изотопной системы. Температура закрытия Sm–Nd изотопной системы в минералах гранатовых амфиболитов ограничена температурой свекофенского метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации –  $\sim 600^\circ\text{C}$  (сплошная серая линия).

ются апатит и сфен. Апатит легко растворим, и сохранность его изотопной системы зависит от величины фугитивности воды. Сфен также изменяет химический состав при воздействии гидротермального флюида [61, 62]. В плагиогнейсах (обр. 405 и 406) Sm–Nd значения возраста апатита и сфена изменяются от величины  $1994 \pm 38$  млн. лет в обр. 405 до  $1767 \pm 35$  млн. лет в обр. 36 (табл. 4). Это соответствует степени гидротермальной переработки при метаморфизме, так как обр. 405 обладает наиболее крупным размером зерен и наименьшей степенью вторичных гидротермальных изменений. Напротив, в обр. 36 проявлены признаки интенсивной бластомилонитизации, наблюдается присутствие вторичных минералов (карбонат, серицит), а также образование гематита по сульфиду и эпидота по ортиту, что способствует увеличению межгранулярной подвижности редкоземельных элементов и изотопов, понижая их температуру блокирования.

С точки зрения флюидного воздействия показательно поведение Rb–Sr системы апатита относительно полевых шпатов. Стабильность апатита и поведение Rb–Sr системы связаны с условиями его существования. Температура блокирования  $Sr_{\text{рад}}$  в апатите, исходя из экспериментальных данных параметров по диффузии стронция, может быть в сухих условиях выше, чем у полевых шпатов [10]. В природных условиях апатит ведет себя или аналогично полевому шпату или выступает в

качестве минерала-акцептора (донор – биотит), Rb–Sr система которого закрывается в ходе остывания породы после полевого шпата [49, 63]. В образце 408 апатит не является акцептором стронция. Фигуративная точка изотопного состава апатита располагается на одной линии с полевыми шпатами, что указывает на одновременность закрытия изотопных систем этих минералов в сухих условиях. Sm–Nd и Rb–Sr данные для акцессорных минералов позволяют ограничить область миграции флюида. Наименьшее значение Sm–Nd возраста апатита и сфена соответствует максимальному времени появления флюида – 1.77 млрд. лет. Минимальное время удаления флюида соответствует Rb–Sr значению возраста апатита 1.67 млрд. лет. Аналогичные выводы были сделаны в результате изучения U–Pb системы в Карельской и Беломорской провинциях Балтийского щита [64]. Согласно данным этой работы, возраст сфена 1.75 млрд. лет является результатом кристаллизации или перекристаллизации в процессе импульсного поступления флюида в более нарушенную и проницаемую шовную зону.

Таким образом, набор дискордантных значений возраста разных геохронологических систем отражает время их закрытия в ходе остывания пород. Вариация возрастных значений для одинаковых минералов объясняется зависимостью параметров миграции и температуры блокирования изотопной системы от присутствия флюида, его интенсивности и состава.

На рис. 12 представлена зависимость температуры блокирования изотопных систем (Rb–Sr, Sm–Nd) от кажущегося возраста. Температура блокирования рассчитана по формуле Додсона [38], предполагающей механизм объемной диффузии. Параметры миграции стронция [E, D,  $D_0$ ] взяты из работы [11, 12], значение эффективного радиуса диффузии соответствует среднему размеру зерна – 0.2 мм. При расчете  $T_c$  учитывалась разница в составе плагиоклаза для плагиогнейсов ( $An = 23$ ) и гранатовых амфиболитов ( $An = 30$ ). Начальная точка температурно-временной эволюции соответствует температуре свекофенского метаморфизма ( $600^\circ\text{C}$ ) и Sm–Nd изотопному возрасту амфиболитов – 1964 млн. лет. Конечная точка эволюционной кривой определяется температурой блокирования радиогенного стронция в биотите и возрастом биотита, не подвергнутого кислотной обработке. Положение биотита после кислотного выщелачивания отмечено (Бу\*) на рис. 12. Данные K–Ar метода для биотита и амфибола не использованы из-за возможности присутствия избыточного  $^{40}\text{Ar}$  в этих минералах. Существенно более молодой K–Ar возраст полевого шпата (1467 млн. лет, табл. 5), вероятно, также определяется закрытием K–Ar системы минерала в процессе остывания пород на регрессивном этапе свекофенского метаморфизма. Однако нельзя

полностью исключить слабое воздействие каледонского события на K–Ar систему полевого шпата [65]. При построении  $T, t$  кривой эволюции использование подобных “промежуточных” значений возраста недопустимо. По аналогичной причине исключены из построения Sm–Nd данные для граната ( $2190 \pm 46$  млн. лет), которые могут соответствовать “промежуточному” значению из-за присутствия двух компонент (архейской и протерозойской), рис. 11.

Согласно  $T, t$  параметрам для исходной и конечной точек кривой охлаждения (рис. 12), средняя скорость остывания пород составляет  $2^\circ$  град. млн.<sup>-1</sup> лет. Характер кривой указывает на возможное существование двух периодов температурной эволюции: первый этап медленного охлаждения пород со скоростью много меньше  $2^\circ$  град. млн.<sup>-1</sup> лет и последующий этап быстрого охлаждения со скоростью  $\sim 10^\circ$  град. млн.<sup>-1</sup> лет. Изохронные Rb–Sr данные по породе, полевым шпатам и апатиту, температура блокирования которого в сухих условиях близка к таковой для полевого шпата, свидетельствуют о быстром охлаждении. Кривая температурной эволюции на рис. 12 приобретает определенный тектонический смысл, так как изучаемый регион примыкает с юга к зоне сочленения между Беломорским поясом и структурой Имандра-Варзуга и породы в протерозойское время могли быть вовлечены в процесс коллизии плит. Медленная скорость остывания первого этапа свекофенского метаморфизма определяется глубоким уровнем и высокотемпературными условиями залегания корового сегмента. Высокая скорость остывания второго этапа обусловлена быстрым подъемом на уровень низкотемпературной изотермы земной коры в ходе тектонической деформации беломорской структуры в пределах коллизии зоны. Изотопные системы в минералах не дают прямых указаний на температурную эволюцию в архейское время. Здесь возможны два сценария: 1) полное или почти полное остывание пород на регрессивной стадии архейского метаморфизма с последующим нагревом в свекофенское время и 2) непрерывное остывание архейских пород до температуры, отвечающей условиям амфиболитовой (эпидот-амфиболитовой) фации и последующее охлаждение, связанное с подъемом, эрозией и эксгумацией на регрессивной стадии свекофенского метаморфизма. Двустадийный характер температурной эволюции на регрессивной стадии свекофенского метаморфизма, установленный для исследуемых гнейсов, в большей степени отвечает второму сценарию, который также поддерживается характером U–Pb системы циркона. Несмотря на значительный интервал времени между метаморфическими этапами ( $\sim 1$  млрд. лет), достаточный для накопления радиационных дефектов, способствующих потере свинца, U–Pb си-

стема не откликнулась на протерозойское воздействие. Известно, что основные нарушения в решетке циркона связаны с  $\alpha$ -распадом радиоактивных ядер U и Th, приводящим к образованию точечных дефектов, которые отжигаются с энергией активации, равной 1.5 eV, что значительно ниже энергии активации отжига свинца в цирконе [66]. В условиях существования пород при повышенной температуре происходит непрерывный отжиг дефектов структуры и укрепления кристаллической решетки циркона без потери радиогенных изотопов свинца. Этот сценарий поддерживается также отсутствием прямых диагностических признаков прогрессивной стадии метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В процессе протерозойского метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации Sm–Nd система плагиогнейсов Беломорского пояса, так же как и U–Pb система цирконов, осталась закрытой, что позволяет использовать значение  $T_{DM}$  и  $\epsilon Nd$  для определения нижней границы формирования протолита и характера источника. Модельный возраст  $T_{DM} = 2.88–2.94$  млрд. лет, а источником является деплетированная мантия без участия более древнего, чем 2.9 млрд. лет корового материала ( $\epsilon Nd = +2.5$ ). Верхняя граница архейского метаморфизма ограничена U–Pb данными для циркона – 2.73 млрд. лет. Rb–Sr система для образцов породы в целом частично открылась в свекофенское время. Первичное отношение стронция ( $\sim 0.70$ ), рассчитанное с учетом возраста цирконов также указывает на деплетированную мантию как источник вещества гнейсов.

Протерозойское воздействие эпидот-амфиболитовой фации проявилось в дискордантных значениях возраста породообразующих и аксессуарных минералов в интервале 1.96 млрд. лет – 1.55 млрд. лет, полученных Sm–Nd, Rb–Sr и K–Ar методами. Большая часть значений возраста является результатом последовательного закрытия изотопных систем в процессе охлаждения на регрессивной стадии протерозойского метаморфизма. Дискордантные значения, полученные для одинаковых минералов из гнейсов и сланцев одним методом: Sm–Nd или Rb–Sr, указывают на существенную роль флюидной фазы в уравнивании изотопных систем. Чувствительность апатита по отношению к флюиду позволяет ограничить время его проявления: 1.77 млрд. лет (Sm–Nd) и 1.67 млрд. лет (Rb–Sr).

Средняя скорость охлаждения пород Беломорского пояса составляет  $2^\circ C$  млн. лет<sup>-1</sup> на основании различия между значениями Sm–Nd возраста минералов гранат-амфиболового сланца и Rb–Sr возраста биотита с учетом соответствующей температуры закрытия. Вместе с тем кривая  $T-t$  эво-

люции позволяет выделить два этапа охлаждения на регрессивной стадии процесса: медленная скорость остывания ( $\leq 0.2^\circ\text{C}$  млн. лет<sup>-1</sup>), обусловленная длительным существованием пород Беломорского пояса на глубине, и быстрая скорость  $\sim 10^\circ\text{C}$  млн. лет<sup>-1</sup>, обусловленная их подъемом за счет коллизионных процессов.

Такая температурно-временная эволюция поддерживается особым положением исследуемого региона, который с юга примыкает к зоне Имандра-Варзуга.

Работа поддержана грантами РФФИ № 00-05-64897 и 00-05-72011.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Hart S.R. The petrology and isotope mineral age relation of a contact zone in the Front Range, Colorado // *Journ. Geol.* 1964. V. 72. № 5. P. 593–625.
- Davis G.R., Hart S.R., Tilton G.R. Some Effects of Contact Metamorphism on Zircon Ages // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1968. V. 45. P. 115
- Hanson G.N., Gast P.W. Kinetic studies in contact metamorphic zones // *Geochim. et Cosmoch. Acta.* 1967. V. 31. № 7. P. 1119–1155.
- Морозова И.М., Спринцзон В.Д., Алферовский А.А. О характере выделения изотопа <sup>40</sup>Ag из биотитов зоны контактового метаморфизма // *Геохимия.* 1973. № 5. С. 732–738.
- Harrison T.M., McDougall J. Investigation of an intrusive contact, northern Nelson, New Zealand—1 thermal, chronological and isotopic constraints // *Geochim. et Cosmoch. Acta.* 1985. V. 44. P. 1985–2003.
- Morozova I.M., Rizvanova N.G., Levskii L.K. U–Pb System of Zircon from Outer – Contact Rocks of an Alkaline Ultramafic Intrusion // *Geochemistry International.* 1998, V. 36. № 8. P. 698–705.
- Саватенков В.М., Морозова И.М., Кутявин Э.И. Изучение поведения U–Pb системы в приконтактной зоне интрузии “Озерная Варака” // *Геохимия.* 1995. № 5. С. 687–696.
- Меленевский В.Н., Морозова И.М., Юргина Е.К. О миграции радиогенного аргона в процессах дегидратации биотитов // *Геохимия.* 1978. № 11. С. 1622–1631.
- Baadsqaard H., van Breemen O. Thermally – induced migration of Rb and Sr in an adamellite // *Ecolgal. geol. Helv.* 1970. V. 63. № 1. P. 31–44.
- Cherniak D.Y., Thyesson F.Y. A study of Sr diffusion in apatite using uthersford back scathered spectroscopy ion implantant // *Geochim. et Cosmoch. Acta.* 1993. V. 57. P. 4658–62.
- Giletti B.J., Casserly J.E.D. Diffusion of Sr in plagioclase feldspar // *Geochim. et Cosmoch. Acta.* 1994. № 58. P. 3785–3793.
- Giletti B.Y., Brandbander D.Y. Diffusion of Sr in amphiboles // *Geochim. et Cosmoch. Acta.* 1995. V. 59. P. 2223–2235.
- Rizvanova N.G., Levchenkov O.A., Belous A.E. et al. Study of zircon on alteration by interaction with carbonate fluid // *Contribs Miner. and Petrol.* 2000. V. 139. P. 101–114.
- Jager E. Detailed history of tectonic movements in the Alps determined by cooling ages of minerals // *Ann. Geophys.* 1984. V. 2. P. 165–168.
- Cohen A.S., O’Nions R.K., Siegenthaler R., Criffin W.L. Chronology of pressure – temperature history recorded by a granulite terrain // *Contribs Miner. and Petrol.* 1988. V. 98. P. 303–311.
- Dickinson B.B., Watson J. Variations in crustal level and geothermal gradient during the evolution of the Lewisian complex of Northwest Scotland // *Precam. Research.* 1976. V. 3. P. 363–374.
- Бибикова Е.В., Богданова С.В., Курнозова Т.И., Макаров В.А. О возрасте ортогнейсов в Северо-западном Беломорье // *Докл. АН СССР.* 1990. Т. 315. С. 252–257.
- Ветрин В.Р., Балаилов Ю.А. Петрология древнейшей лагит-монзонитовой серии на Балтийском щите. Апатиты, 1992. 35 с.
- Митрофанов Ф.Л., Балаганский В.В., Богданова М.Н. и др. Датирование архейских пород Кольского полуострова: полигон Воче-Ламбина // Новые данные по геохронологии и геохимии изотопов докембрия Кольского полуострова. Вып. II. Апатиты, 1990. С. 3–10.
- Пушкарев Ю.Д. Мегациклы в эволюции системы кора – мантия. Л.: Наука, 1990. 270 с.
- Pearce J.A., Harris N.R.W., Tinde A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.* 1984. V. 25. № 4. P. 956–983.
- Саватенков В.Л., Левский Л.К. Изотопно-геохимическая характеристика протолита метаморфических пород беломорского комплекса // *ЗВМО.* 2001. Ч. СXXX. № 2. С. 15–25.
- Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
- Карта метаморфических фаций Балтийского щита. 1990. Отв. ред. Глебовицкий В.А.
- Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г. и др. Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М.: Недра, 1965.
- Сергеев А.С. Фениты комплекса ультраосновных и щелочных пород. Изд. ЛГУ, 1967. 164 с.
- Морозова И.М., Ризванова Н.Г., Лохов К.И., Левский Л.К. U–Pb система цирконов из пород экзоконтакта щелочно-ультраосновной интрузии // *Геохимия.* 1998. № 8. С. 782–790.
- Морозова И.М., Спринцзон В.Д., Алферовский А.А. О характере выделения изотопов <sup>40</sup>Ag из биотитов зоны контактового метаморфизма // *Геохимия.* 1973. № 5. С. 732–738.
- Морозова И.М., Алферовский А.А., Петров Г.Н., Крылов И.Н. Применение метода термоионной эмиссии для измерения изотопного состава строн-



- ция на примере гнейсов беломорской серии (Кольский полуостров) // Геохимия. 1976. № 1. С. 66–75.
30. Саватенков В.М., Морозова И.М., Кутявин Э.П. Изучение поведения Rb–Sr системы в приконтактной зоне интрузии Озерная Варака // Геохимия. 1995. № 5. С. 687–696.
  31. Kramm U., Kogarko L.N., Kononova V.A., Vartiainen H. The Kola alkaline province, CIS/Finland: precise Rb–Sr ages define 380–360 MA age range of all magmatism // Lithos. 1993. V. 30. P. 33–34.
  32. Саватенков В.М., Морозова И.М., Левский Л.К. Поведение Sm–Nd и Rb–Sr изотопных систем в гнейсах при контактовом метаморфизме интрузии “Озерная Варака” (Кольский полуостров) // Тез. докл. XIV симпозиума по геохимии изотопов. М., 1995. С. 201–202.
  33. Savatenkov V.M., Rizvanova N.R., Morozova I.M., Levsky L.K. Isotopic evolution of gneisses of Terskaja structure, Kola Peninsula (Sm–Nd, Rb–Sr, K–Ar, U–Pb) // Abstracts of MAEG S 9, 1995. P. 99.
  34. Richard P., Shimizu N., Allegre C.J.  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  a natural tracer. An application to oceanic basalts // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 31. P. 269–278.
  35. Лохов К.И. Методика и аппаратура для флюидного анализа горных пород и минералов // Изотопные методы в геологии, геохимии и металлогении. Л.: Наука, 1988. С.155–166.
  36. Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А. и др. Архейские террейны Карелии, их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // Геотектоника. 2000. № 6. С. 26–42.
  37. Чекулаев В.П., Лобач-Жученко С.Б., Левский Л.К. Архейские граниты Карелии как показатели состава и возраста континентальной коры // Геохимия. 1997. № 8. С. 805–816.
  38. Dodson M.N. Closure Temperature in cooling geochronological and petrological systems // Contrib. Miner. and Petrol. 1973. V. 40. P. 259–274.
  39. Lee J.K.W., Williams J.S., Ellis D.Y. Pb, U and Th diffusion in natural zircon // Nature. 1997. V. 390. № 13. P. 159–161.
  40. Neerenger M.S., Hart S.R., Shimizu N. Strontium and samarium diffusion in diopside // Geoch. et Cosm. Acta., 1984, V. 48. P. 1589–1608.
  41. Marshall D.D., Futa K. Lanthanide element mobility and Sm–Nd systematics in a contact metamorphic zone // Radiochim. Acta. 1991. V. 52–53. P. 405–411.
  42. Mezger K., Essene E.J., Halliday A.N. Closure temperature of the Sm–Nd System in metamorphic garnets // Earth Planet. Sci. Lett. 1992. V. 113. P. 397–409.
  43. Gaziz C.A., Blum J.D., Chamberlain C.P., Poage M. Isotopic systematics of granites and gneisses of the Nanga Parbat massif, Pakistan Himalaya // Amer. Journ. Sci. 1998. V. 298. P. 673–698.
  44. Морозова И.М., Ашкинадзе Г.Ш. Миграция атомов редких газов в минералах. Л.: Наука, 1971. 120 с.
  45. Jäger E. Introduction to geochronology in Jäger E and Hunziker Y.C. Lectures in isotopic geology // 1979. Berlin: Springer-Verlag, P. 1–12.
  46. Меленевский В.Н., Морозова И.М., Юргина Е.К. О миграции радиогенного аргона и процессах дегидроксиляции биотитов // Геохимия. 1978. № 117. С. 1622–1630.
  47. Морозова И.М., Меленевский В.Н., Левский Л.К. О влиянии структурно-кристаллохимического фактора на кинетику выделения радиогенного аргона из минералов // Методические проблемы ядерной геохронологии. Л.: Наука, 1982. С. 32.
  48. Chen Yan Shan. Ar in crystal structure of mica and its multipulse release in vacuo: implication to  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology // Abstracts of the eight Inter. Conference on Geochronology. Berkley California, USA, 1994, P. 55.
  49. Giletti B.Y. Rb and Sr diffusion in alkali feldspars with indication for cooling histories of rocks // Geoch. et Cosm. Acta, 1991, V. 55. P. 1331–1334.
  50. Анруб С.В., Левский Л.К. Исследование сохранности радиогенного аргона в глауконитах // Геохимия, 1976, № 1. С. 103–107.
  51. Lee J.K.W. Multipath diffusion in geochronology // Contribs Miner. and Petrol. 1995. V. 120. P. 60–82.
  52. Морозова И.М., Котов Н.В., Кириллов А.С., Друбецкой Е.П. О влиянии флюидного режима на процессы миграции аргона // В сб.: Геохронология и геохимия изотопов. Л.: Наука, 1987. С. 29–41.
  53. Norwood C.B. Radiogenic argon diffusion in the biotite micas: M. Sc. Thesis Dept. Geol. Sci. Brown Univ, 1974. 47 p.
  54. Harrison T.M., Duncan J., Mc Dougall. Diffusion of the  $^{40}\text{Ar}$  in biotite: temperature, pressure and compositional effects // Geochim. et Cosm. Acta. 1985. V. 49. P. 2461–2468.
  55. Berger G.W., Derc J. Geothermometry from  $^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}$  dating experiments // Geochim. et Cosm. Acta. 1981. V. 45. P. 795–811.
  56. Versure R.N., Andriessen E.A., Boelzijk N. S. A.M. Thermal stability of Rb–Sr and K–Ar biotite systems: Evidence from coexisting sweconorwegian and caledonian biotites in S.W. Norway // Contr. Miner. and Petrol. 1980. V. 74. 3. P. 245–255.
  57. Yund R.A., Anderson T.F. Oxygen isotope exchange between potassium feldspar and KCL solution // Geochim. transport and kinetics. Washington, 1974. P. 99–105.
  58. Giletti B.J., Anderson T.F. Studies in diffusion. 2 Oxygen in feldspars: An ion microprobe determination // Geoch. et Cosm. Acta. 1978. V. 42. 1. P. 45–47.
  59. Muehlenbach K., Kushiro. Oxygen isotope exchange and equilibrium of silicates with  $\text{CO}_2$  or  $\text{O}_2$  // Carnegie Inst. Ann. Rep. Dep. Geophys. Lab. Washington, 1974. Year Book 74. P. 232–240.
  60. Freer R., Dennis R.F. Oxygen diffusion studies 1. A preliminary ion microprobe investigation of oxygen diffu-

- sion in some rock-forming minerals // *Miner. Mag.* 1982. V. 45. № 1. P. 179–192.
61. *Pan Y., Fleet M.E., MacRae N.D.* Late alteration in titanite (CaFeSiO<sub>5</sub>) redistribution and remobilization of rare earth elements and implication for U–Pb and Th–Pb geochronology and nuclear waste disposal // *Geochim. et Cosm. Acta.* 1993. V. 57. P. 355–367.
62. *Bauckroft G.M., Metson J.B., Kresoric R.A.* Leaching studies of natural and synthetic titanites using secondary ion mass-spectrometry // *Geochim. et Cosm. Acta.* 1987. V. 51. P. 911–918.
63. *De Witt H.E., Armstrong R.L., Sutter J.F., Zartman R.* U–Th–Pb, Rb–Sr and Ar–Ar mineral and whole rock isotopic systematics in a metamorphosed granitic terrane, south-eastern California // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1984. V. 95. P. 723–739.
64. *Бибикова Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В., Шильд Т.* Тектоно-термальная эволюция земной коры Карельской и Беломорской провинций Балтийского щита в раннем докембрии по данным изотопного U–Pb исследования сфенов и рутилов // *Геохимия.* 1999. № 8. С. 842–857.
65. *Ашкинадзе Г.Ш., Гороховский Б.М., Шуколюков Ю.А.* Новые возможности использования щелочных полевых шпатов при K–Ar датировании (метод <sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar). В кн.: Проблемы геохронологии и геохимии изотопов. Л., 1977. С. 30–50.
66. *Murakami T., Chakoumakos B.C., Erwing R.C. et al.* Alpha decay event damage in zircon // *Am. Min.* 1991. V. 76. P. 1510–1532.