

УДК 552.32.6(470.21)

U–Pb-ВОЗРАСТ И ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ ГЕЛИЯ В ПОРОДАХ И МИНЕРАЛАХ ЛИЦКО-АРАГУБСКОГО ДИОРИТ-ГРАНИТНОГО КОМПЛЕКСА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

© 2002 г. В. Р. Ветрин, Т. Б. Баянова, И. Л. Каменский, С. В. Икорский

Представлено академиком Ф.П. Митрофановым 21.03.2002 г.

Поступило 29.03.2002 г.

Изотопный состав благородных газов дает информацию об источниках флюидов, и вариации их изотопного состава характеризуют физические процессы, приводившие к образованию, транспортировке и сохранению флюидной фазы [1]. В докембрийских образованиях оценка исходных концентраций и изотопных соотношений затруднена, что вызвано метаморфическими изменениями пород, потерями захваченного гелия в результате его диффузии, а также существенной добавкой радиогенного изотопа ^4He . Нами выполнено определение U–Pb-возраста и изотопии He в породах и минералах раннепротерозойского диорит-гранитного комплекса с целью изучения возможности применения изотопного состава благородных газов для решения вопросов происхождения флюидной фазы в докембрийских гранитоидах.

Породы лицко-арагубского комплекса (ЛАК) образуют цепь посторогенных интрузивных тел площадью около 900 км² в восточном обрамлении Печенгского палеорифта, расположенного в северо-западной части Кольского полуострова (рис. 1А). В северной части Печенгской структуры пробурена Кольская сверхглубокая скважина (КСГС), вскрывшая осадочно-вулканогенные породы раннепротерозойского печенгского комплекса, и под ними на глубинах 6842–12 261 м – архейские породы с возрастом 2.83–2.93 млрд. лет [2].

По геолого-геохимическим признакам гранитоиды ЛАК подразделяются на две дискретные ассоциации: “диоритовую” и “гранитовую”, между которыми нет взаимопереходов. Первая ассоциация представлена породами 1-й и 5-й фаз, вторая ассоциация – гранитоидами 2–4-й интрузивных фаз. К породам первой фазы относятся монцодиориты, субщелочные габбро, кварцевые

диориты, и к породам заключительной (пятой) фазы – сиениты, граносиениты, кварцевые монцониты. Породы этих фаз были образованы при дифференциации всплывшего к основанию гранитного слоя мантийного астенолита. Порфирировидные гранодиориты и граниты второй (главной) фазы, лейкократовые слабо порфирировидные граниты (3-я фаза) и мелкозернистые граниты 4-й фазы формировались при дифференциации очага вторичной гранодиоритовой магмы, возникшей при палингенезе пород коры в термическом куполе над мантийным астенолитом [3]. На глубине 9100–11200 м архейского комплекса КСГС мелкозернистые граниты, по составу аналогичные гранитам 4-й фазы ЛАК, образуют многочисленные дайковые тела мощностью от первых сантиметров до 10–15 м.

Время образования гранитоидов ЛАК ранее определено U–Pb-изохронным методом в 1815 ± 130 млн. лет, Rb–Sr-изохронным методом – в 1720 ± 85 млн. лет и K–Ar-методом по биотиту – в 1750 млн. лет [4]. Вследствие существенных погрешностей в определении возраста рассматриваемых гранитоидов – реперных для определений верхнего возрастного предела формирования калевийских пород, завершающих формирование Печенгского палеорифта [5], нами выполнено U–Pb-датирование гранитоидов ЛАК по циркону, сфену и монациту.

Изученные кристаллы циркона бесцветны, прозрачны или полупрозрачны, обычно с тонкой зональностью роста. Сфен образует уплощенные однородные темно-коричневые кристаллы, монацит – короткопризматические зерна оранжевого цвета. Все минералы кристаллизовались на позднемагматическом этапе образования гранитоидов.

Выделение U и Pb и изотопные исследования на масс-спектрометре МИ-1201Т выполнены по методике, опубликованной в [6]. Как следует из табл. 1, максимальные концентрации U и Pb свойственны для монацита, тогда как содержания этих элементов варьируют соответственно от

Таблица 1. Изотопные U-Pb-данные для минералов из гранитоидов лицко-арагубского комплекса

№ п.п.	Порода	Минерал	№ обр.	Навеска, мг	Содержание, г/г		Изотопный состав свинца ¹⁾				Изотопные отношения и возраст, млн. лет ²⁾			Rho
					Pb	U	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$		
Лицкий массив														
1	Порфиroidный гранодиорит	Монацит	146/71	1.15	7929.1	4099.6	789	7.995	0.171	4.675	0.3144	1763	0.99	
2	То же	Сфен	183с/71	1.00	202.5	109.6	30	1.765	0.576	4.594	0.3099	1758	0.83	
3	»	То же	То же	0.65	83.8	136.6	185	5.515	1.068	4.570	0.3073	1764	0.54	
4	»	Монацит	146/71	0.95	5038.5	2809.7	642	7.745	0.161	4.105	0.2758	1766	1.00	
5	»	То же	То же	0.30	4292.0	2805.3	385	6.975	0.193	3.997	0.2682	1767	0.95	
6	»	Циркон	183с/71	1.15	63.5	192.5	1010	8.300	3.381	3.929	0.2660	1750	0.53	
Портлубольский массив														
7	»	То же	2/99	1.20	139.6	389.3	1770	8.168	3.439	4.2610	0.2884	1710	0.96	
8	»	»	То же	0.55	21.3	68.7	1260	8.521	4.181	3.8134	0.2617	1741	0.75	
9	»	»	»	0.45	66.8	223.3	2500	9.028	4.254	3.7267	0.2566	1720	0.83	
10	»	»	»	0.30	85.7	285.8	2290	8.993	4.192	3.7186	0.2563	1718	0.77	
11	»	»	»	0.35	190.5	808.3	1300	6.505	2.133	2.1083	0.1595	1772	0.20	
12	Мелкозернистый гранит	»	1/99	0.45	22.2	49.1	900	6.933	2.235	4.646	0.3145	1763	0.74	
13	То же	»	То же	0.70	32.8	80.0	2230	8.787	2.541	4.655	0.3135	1761	0.75	
14	»	»	»	0.40	13.3	34.8	2530	9.246	2.578	4.401	0.2966	1760	0.66	

Примечание. 1) Все отношения скорректированы на холостое загрязнение 0.1 нг для Pb и 0.04 нг для U и масс-дискриминацию $0.17 \pm 0.05\%$. 2) Для обр. 1-5 введена поправка на изотопный состав плagiоклаза: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.27$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.22$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 35.58$, для остальных образцов коррекция на примесь обыкновенного свинца определена на возраст по модели Стейси и Крамера [7].

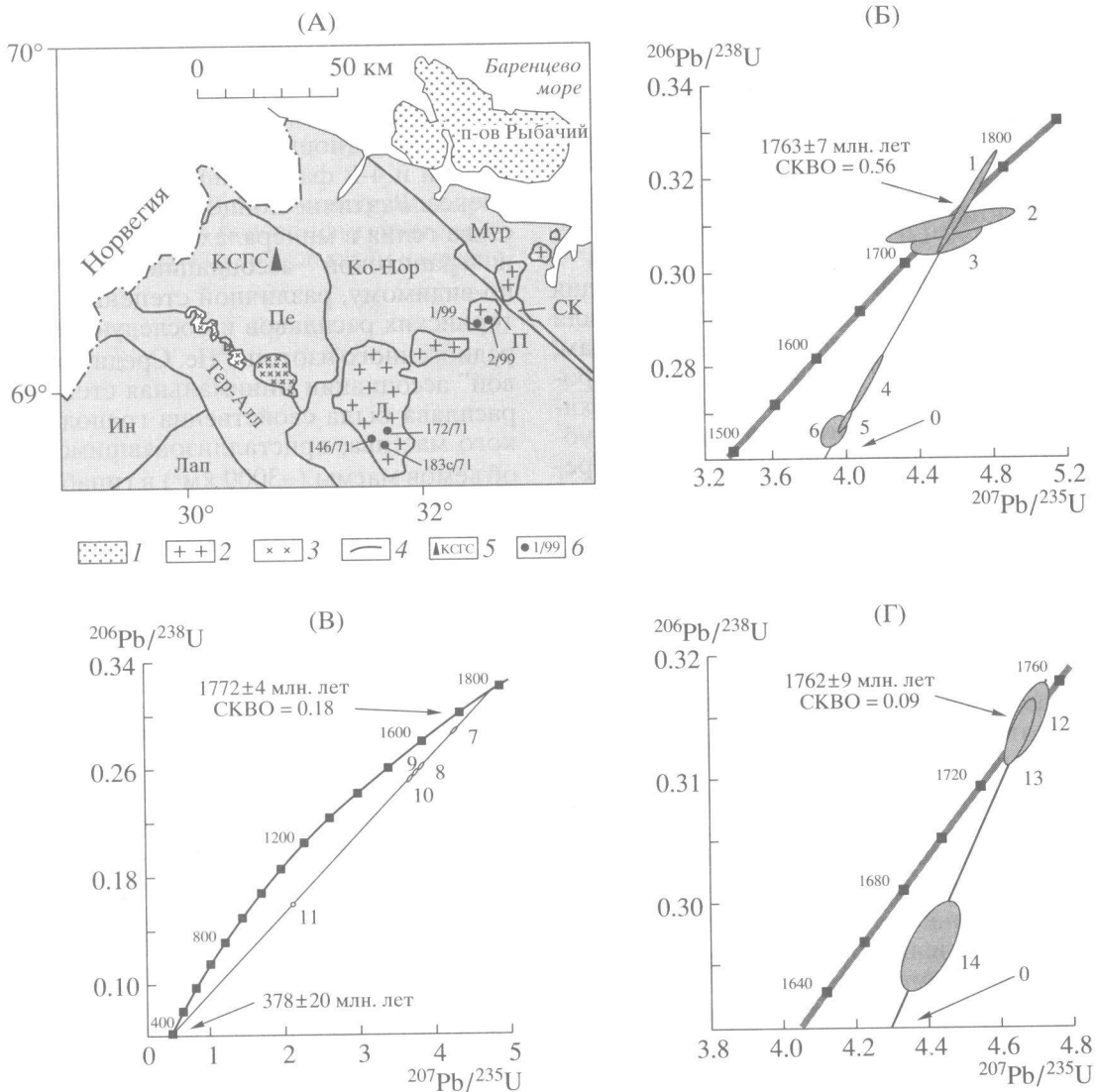


Рис. 1. Схема отбора образцов для U–Pb-исследований (А) и диаграммы с конкордией для порфировидных гранитов Лицкого массива (Б) и соответственно порфировидных и мелкозернистых гранитов Портлубольского массива (В, Г). Номера образцов – см. табл. 1. Обозначения на рис. 1А: 1 – позднепротерозойские осадочные породы; 2 – гранитоиды Лицко-арагубского комплекса (Л и П – соответственно Лицкий и Портлубольский массивы); 3 – гранодиориты, тоналиты; 4 – геологические границы; 5 – местоположение Кольской сверхглубокой скважины; 6 – место отбора образца и его номер. Раннепротерозойские складчатые пояса: Пе – Печенга, Лап – Лапландско-Колвицкий; позднерайские складчатые пояса: СК – Северо-Кольский, Тер-Алл – Терско-Аллареченский; блоки пород архейского фундамента: Мур – Мурманский, Ко-Нор – Кольско-Норвежский, Ин – Инари.

0.40 и 13.3 г/т в цирконе из мелкозернистых гранитов до 190 и 808 г/т в цирконе из порфировидных гранитов. Сфен из порфировидных гранитов по содержанию U и Th близок к циркону из этих пород.

На диаграмме в координатах $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ монацит, сфен и циркон из гранодиоритов Лицкого массива располагаются на дискордии с верхним пересечением в 1763 ± 7 млн. лет. Для циркона из порфировидных гранитов Портлубольского массива установлен близкий или несколько более древний возраст – 1772 ± 4 млн.

лет, и для мелкозернистых жильных гранитов этого массива – 1762 ± 9 млн. лет (рис. 1Б–1Г). Цирконы из порфировидных гранитов Портлубольского массива имеют нижнее пересечение дискордии с возрастом 378 ± 20 млн. лет, что соответствует времени палеозойской активизации региона. Конкордантный U–Pb-возраст цирконов из мелкозернистых гранитов с глубин 9100–9700 м из разреза КСГС составляет 1765 ± 2 млн. лет [2] и подтверждает сходство рассматриваемых жильных гранитов с аналогичными породами ЛАК. Таким образом, время образования массивов порфировидных гранитов, определяющее верхний

возрастной предел формирования калевийских пород Печенгского палеорифта, составляет 1765–1770 млн. лет. Близкое к возрасту гранитоидов ЛАК время образования – 1790 ± 22 млн. лет [8] определено для порфировидных гранитов массива Вайноспаа, расположенного к западу от Печенгской структуры вдоль зоны Инари-Киркенесского разлома северо-восточного простирания.

Для исследования изотопного состава гелия его выделение из пород и минералов производили методами плавления и дробления по методикам, опубликованным ранее [9, 10]. В результате проведенных исследований установлено, что геохимия изотопов гелия в гранитоидах лицко-арагубского комплекса существенно различается. Преобладающая часть ^4He имеет радиогенную природу и образована в результате распада U, Th и их дочерних изотопов *in situ*. В отличие от тяжелого изотопа гелия преобладающая часть ^3He в амфиболе и магнетите имеет ювенильное происхождение, что определено как при сопоставлении расчетных концентраций радиогенного ^3He с установленными экспериментально концентрациями этого изотопа, так и при изотопном анализе гелия, выделенного в процессе дробления минералов [11]. Величина первичного отношения $^4\text{He}/^3\text{He}$ в составе гелия, захваченного при кристаллизации амфибола из гранодиоритов главной фазы, оценивается в $\sim(3-5) \cdot 10^5$. Генетическая интерпретация первичного отношения $^4\text{He}/^3\text{He}$ проведена в рамках модели смешивания гелия континентальной коры и мантийного гелия, источником которого на основании результатов изучения глубинных ксенолитов [12, 13] предполагается обогащенная мантия региона. Принимая величину отношения $^4\text{He}/^3\text{He}$ в обогащенной мантии и континентальной коре соответственно как $6.7 \cdot 10^4$ и $1 \cdot 10^8$ [14, 1], величину $^4\text{He}/^3\text{He} = (3-5) \cdot 10^5$ при образовании гранодиоритов главной фазы ЛАК можно получить при смешивании мантийного и корового компонентов в пропорции $\sim 1 : (4-7)$. Эти данные определяют существенно коровую природу захваченного флюида, в составе которого мантийный компонент составляет $\sim 13-22\%$.

Выявлено несоответствие между результатами изучения изотопии Sr и He в породах 1-й и 5-й фаз комплекса, образованных из расплавов мантийного генезиса. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, измеренное в апатите из пород 1-й и 5-й фаз, составляет 0.702–0.704 и отвечает изотопному составу стронция в протерозойской мантии [15]. В апатите из гранодиоритов главной фазы “гранитовой” ассоциации величина отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ составляет 0.706–0.707, увеличиваясь в этом минерале из гранитов 3-й фазы до 0.709, и достигает 0.712–0.715 в апатите из мелкозернистых гранитов 4-й фазы. В то же время для пород 1-й и 5-й фаз характерны

низкие концентрации ^3He , которые на порядок ниже концентраций легкого изотопа гелия в гранодиоритах главной фазы. Отношение $^4\text{He}/^3\text{He}$ в них не менее чем $3 \cdot 10^7$ и сопоставимо с величиной этого отношения в типично коровых гранитах 3-й и 4-й фаз “гранитовой” ассоциации комплекса. Различие концентраций и изотопного состава гелия в минералах и породах “диоритовой” и “гранитовой” ассоциаций было обусловлено, по-видимому, различной степенью дегазации материнских расплавов и последующей генерацией радиогенного изотопа ^4He . Среди пород “гранитовой” ассоциации минимальная степень дегазации расплава была свойственна гранодиоритам Лицкого массива, кристаллизовавшимся из больших объемов магмы ($\sim 3000 \text{ км}^3$) в гипабиссальных условиях. В максимальной степени были дегазированы мелкозернистые граниты 4-й фазы и мало мощные жильные тела в разрезе архейского комплекса КСГС, которые характеризуются низкими концентрациями ^3He и высокими значениями отношения $^4\text{He}/^3\text{He}$, не зависящими от глубины залегания гранитных тел.

Таким образом, на примере раннепротерозойских гранитоидов показана возможность применения изотопии гелия для реконструкции процессов магматизма и происхождения флюидной фазы в докембрийских породах.

Исследования проводили при финансовой поддержке РФФИ (гранты 99-05-65158, 00-05-72032, 01-05-64671, 02-05-64394) и являются вкладом в проект IGCP-408 “Сравнение состава, структуры и физических свойств пород и минералов Кольской сверхглубокой скважины и их геологов на поверхности”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Mamyrin B.A., Tolstikhin I.N.* Helium Isotopes in Nature. Amsterdam: Elsevier Sci. Publ. 1984. 267 p.
2. Кольская сверхглубокая: Научные результаты и опыт исследования / Под ред. В.П. Орлова, Н.П. Лаверова. М.: ТЕХНОНЕФТЕГАЗ, 1998. 260 с.
3. *Ветрин В.Р., Виноградов А.Н., Виноградова Г.В.* В сб.: Интрузивные чарнокиты и порфировидные граниты Кольского полуострова. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1975. С. 149–316.
4. *Пушкарев Ю.Д.* Мегациклы в эволюции системы кора–мантия. Л.: Наука, 1990. 216 с.
5. Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры / Под ред. Ф.П. Митрофанова, В.Ф. Смолькина. Апатиты: КНЦ РАН. 1995. 258 с.
6. *Баянова Т.Б., Смолькин В.Ф., Левкович Н.В., Рюнгген Г.И.* // Геохимия. 1999. № 1. С. 3–13.
7. *Stacey J.S., Kramers J.D.* // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.
8. *Huhma H.* // Geol. Surv. Finl. Bull. 1986. V. 37. 48 p.

9. Каменский И.Л., Толстихин И.Н., Шарков И.В., Пушкарев Ю.Д. // Геохимия. 1984. № 3. С. 439–443.
10. Икорский С.В., Каменский И.Л. XV симп. по геохимии изотопов: Тез. докл. М., 1998. С. 115.
11. Ветрин В.Р., Каменский И.Л., Икорский С.В. // Геохимия. 2001. № 8. С. 897–900.
12. Ветрин В.Р., Калинин М.М. Реконструкция процессов внутрикорового и корово-мантийного магматизма и метасоматоза (по результатам изучения глубинных включений). Апатиты: КНЦ РАН, 1992. 108 с.
13. Арзамасцев А.А., Беляцкий Б.В. // ДАН. 1999. Т. 366. № 3. С. 387–391.
14. Hart S.R., Hogan L., Dymond J. // Chem. Geol. 1985. V. 52. P. 45–73.
15. Эндогенные режимы и эволюция магматизма в раннем докембрии / Под ред. И.Д. Батиевой, А.Н. Виноградова. Л.: Наука, 1991. 198 с.