

ЮВЕНИЛЬНЫЙ ГЕЛИЙ В АРХЕЙСКИХ ЭНДЕРБИТАХ И ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТАХ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

© 2003 г. В. Р. Ветрин, И. Л. Каменский, С. В. Икорский, М. А. Ганнибал

Геологический институт Кольского научного центра РАН

184209 Апатиты Мурманской обл., ул. Ферсмана, 14

vetrin@geoksc.apatity.ru

Поступила в редакцию 18.10.2001 г.

Изучен изотопный состав гелия в архейских эндербитах, глиноземистых гнейсах и щелочных гранитах Кольского полуострова. При сопоставлении изотопного состава гелия из гнейсов и эндербитов показано, что эндербиты по протолитам интрузивных пород в процессе последующего гранулитового метаморфизма, по-видимому, в значительной степени сохранили гелий, захваченный минералами при их магматической кристаллизации. В щелочных гранитах Понойского массива мантийная составляющая установлена в составе гелия, выделенного из акцессорного ильменита при отжиге высокотемпературных ($\geq 1450^\circ\text{C}$) флюидных включений. В составе флюида определено 3–7% мантийной компоненты, и флюид, захваченный при кристаллизации щелочных гранитов, мог быть образован при смешивании преобладающего по объему радиогенного гелия земной коры с ювенильным ^3He , привнесенным из глубинного мантийного источника, в соотношении, соответственно, как $\sim(14-42) : 1$.

Величина отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в главных мантийных резервуарах Земли на 3–4 порядка выше значения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в радиогенном гелии пород континентальной коры (2×10^{-8} [1]), что позволяет использовать изотопный состав гелия для характеристики источников расплавов. В то же время изучение благородных газов проводится главным образом в относительно молодых – третичных и четвертичных породах, а также в современных флюидах и подземных водах земной коры, тогда как докембрийские породы изучены недостаточно. Это обусловлено невозможными потерями из древних пород мантийного гелия и непрерывной генерацией радиогенного изотопа $^4\text{He}_{\text{рад}}$, вызывающими понижение отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$. Однако в ряде случаев древние породы и минералы, особенно первично магматические оливины, амфиболы, пироксены и рудные минералы хорошо сохраняют благородные газы, захваченные в процессе кристаллизации. Примером могут служить архейские коматииты Алексо, Онтарио, оливины которых содержат необычайно высокие концентрации ^3He , что интерпретируется как показатель существования древних плюмов в архейской мантии [2]. В синметаморфических флюидных включениях в гранате из архейских эндербитов южной Индии отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ достигает 3.3×10^{-6} и определяет мантийное происхождение исходной магмы, кристаллизовавшейся в нижней коре ~ 2.5 млрд. лет назад [3]. В породах и минералах раннепротерозойского Мончегорского плутона (Кольский полуостров) величина отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ составляет $\sim 0.24 \times 10^{-6}$ и соответствует началь-

му отношению изотопов в захваченном гелии. Аналогичные значения отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ обнаружены и во вмещающих плутон гнейсах, и рассматриваются как результат изменения вмещающих пород флюидом, отделившимся от частично дегазированного расплава на завершающей стадии процесса магматической кристаллизации [4]. Приведенные примеры показывают эффективность применения изотопии благородных газов для реконструкции процессов магматизма и метаморфизма в докембрии.

Нами изучен изотопный состав гелия в архейских эндербитах и двупироксеновых кристаллосланцах вежатундровского комплекса, в эндербит-чарнокитовых породах комплекса хомпен гнейсов, а также в позднеархейских щелочных гранитах Понойского массива, расположенных, соответственно, в центральной, северо-западной и восточной частях Кольского полуострова (рис. 1).

В состав вежатундровского комплекса входят плагиопироксениты, метагаббро, метагаббронориты ($\sim 30\%$), мезократовые эндербиты и мангеро-эндербиты ($\sim 60\%$) с возрастом 2830 ± 70 млн. лет, образованные в процессе кристаллизационной дифференциации исходного эпиандезитового расплава. Около 10% площади комплекса занимают лейкоэндербиты, возникшие при плавлении мезократовых эндербитов и мангеро-эндербитов в процессе гранулитового метаморфизма 2760 ± 10 млн. лет назад [5].

При проведенных раньше исследованиях [6] было показано, что концентратором гелия в по-

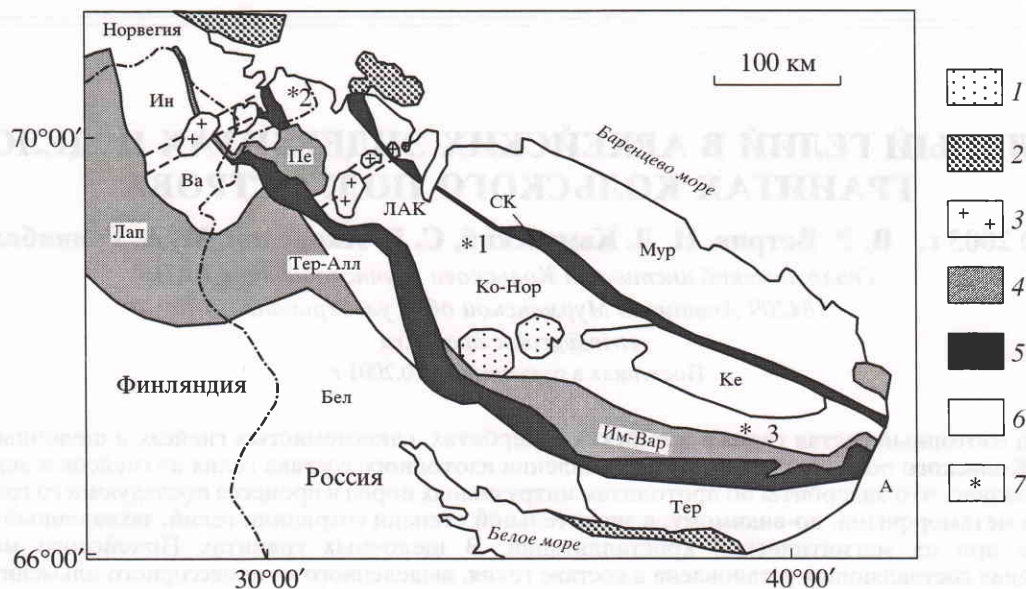


Рис. 1. Схема тектонического районирования Кольской субпровинции и места отбора образцов.

1 – интрузии нефелиновых сиенитов, 2 – позднепротерозойские осадочные образования, 3 – раннепротерозойские интрузии порфиroidных гранитов, ЛАК – лицко-арагубский комплекс, ВА – массив Вайноспаа, 4 – раннепротерозойские складчатые пояса (Пе-Печенга, Им-Вар-Имандра-Варзуга, Лап-Лапландско-Колвицкий), 5 – позднеархейские складчатые пояса (СК-Северо-Кольский, Тер-Алл-Терско-Аллареченский), 6 – блоки пород архейского фундамента (Мур-Мурманский, Ке-Кейвский, Ко-Нор-Кольско-Норвежский, Тер-Терский, Бел-Беломорский, Ин-Инари), 7 – места отбора образцов: 1 – участок Вежа-тундры, 2 – участок хомпен гнейсов, 3 – Понойский массив.

родах вежатундровского комплекса является амфибол, хорошо сохранивший мантийный ^3He в составе флюида, с величиной отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в захваченном гелии $\sim 20 \times 10^{-8}$. В то же время следует отметить существенную дисперсию определения низких концентраций урана (< 1 г/т) и тория (1.2–4.2 г/т) в изученных породах, и вследствие этого приблизительность оценок плотности нейтронного потока, определявшего интенсивность ядерных реакций распада лития и образование $^3\text{He}_{\text{рад}}$. Кроме того, вследствие сближенности процессов магматической кристаллизации и метаморфизма пород оставалась неопределенность в интерпретации магматической или метаморфической природы захваченных флюидов.

Для решения этих задач в проанализированных раньше образцах вежатундровского комплекса [6] выполнено определение содержания и изотопного состава гелия, выделенного из пород и минералов методом дробления образцов [7]. Этот метод позволяет избирательно извлекать газы из флюидных включений, и тем самым уменьшить влияние радиогенных газов, накопившихся в объеме кристаллической решетки минералов [8, 9]. С целью решения вопроса о природе захваченного флюида определен изотопный состав гелия, выделенного из гранат-биотитового гнейса кольской серии в экзоконтактной части вежатундровского комплекса (район пос. Магнетиты), а также из комплекса хомпен-гнейсов,

имеющих близкий состав с породами вежатундровского комплекса, но отличающихся от них по условиям кристаллизации.

Хомпен-гнейсы, изученные на территории Северной Норвегии, представлены тонкополосчатыми породами эндербит-чарнокитового состава с линзами двупироксеновых кристаллосланцев и амфиболитов [10]. В гнейсах установлены два этапа складчатости, образования мигматитов и многочисленных пегматитовых жил. Структура палеосомы гнейсов большей частью среднезернистые гранобластовые. Породы характеризуются ортопироксен-биотитовыми или ортопироксен-клинопироксен-биотитовыми парагенезисами темноцветных минералов, гиперстены имеют низкие концентрации Al_2O_3 (2.3–2.4%), и биотиты – повышенное содержание TiO_2 (3.8–4.0%), что характерно для пород, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации. Отсутствие фазового строения хомпен гнейсов наряду с отчетливо тонкополосчатыми текстурами и отсутствием гипидиоморфнозернистых структур, местами отмечаемых в гранитоидах вежатундровского комплекса, могут свидетельствовать, как представляется, об первично эффузивном генезисе гнейсов. U–Pb возраст цирконов из хомпен гнейсов установлен в 2902 ± 9 млн. лет [11], и модельный $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ – в 2930 млн. лет [12], чем определяется относительно короткое время нахождения протолита гнейсов в коре до его кристаллизации.

Таблица 1. Концентрация He и отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в породах вежатундровского комплекса (№№ 1–9), в гранат-биотитовом гнейсе кольской серии (10–11) и в хомпен-гнейсах (№№ 12–15)

Номер п/п	Номер образцов	Порода	$^4\text{He} \times 10^{-6}, \text{см}^3/\text{г}$		$^3\text{He}/^4\text{He} \times 10^{-8}$		Li, г/т	U, г/т	Th, г/т	$^3\text{He}_{\text{изм}}/^3\text{He}_{\text{вычисл}}$
			1	2	1	2				
1	47-2	Плагиопироксенит	271	15.5	18	21				
2	47-1	Мангероэндербит	15.6	5.5	20	23.7				
3	31-2	Метагаббро	322	6.1	17	17.3				
4	48-5	Метагаббронорит	194	6.2	17	22.5				
5	»	Монокл. пироксен	34	11.4	18	22.3				
6	»	Гиперстен	5.6	1.4	11	38.2				
7	»	Амфибол	527	7.9	21	20.2				
8	3/85	Эндербит	2.6	0.16	≤ 6	26.5				
9	27-1	»	4.8	5.5	≤ 8	23.7				
10	18-1	Лейкосома	127	2.3	0.65	2.2	10	0.91	15	0.06
11	»	Меланосома	208	7.0	≤ 0.3	1.3	8.6	1.3	19	0.04
12	122-1	Чарнокитовый гнейс	1.0	0.055	≤ 2	≤ 60	11	0.63	2.5	< 0.01
13	122-9	Эндербитовый гнейс	94.5	2.0	≤ 2.0	2.7	11	0.98	13	0.34
14	122-5	Двупироксеновый кристаллосланец	68	4.8	2.8	5.1	7	2.4	< 1	0.56
15	122-10	»	84	9.2	2.5	3.1	9	0.91	2.2	0.88

Примечание. 1, 2 – результаты анализа гелия, выделенного, соответственно, методами плавления и дробления образцов. Для образцов №№ 1–9 результаты анализа He, выделенного методом плавления, приведены из работы И.Л. Каменского и др. [6]. Вычисление концентраций $^3\text{He}_{\text{рад}}$ выполнено исходя из соотношения: $^6\text{Li}(n, \alpha)^3\text{H} \rightarrow \beta^- \rightarrow ^3\text{He}_{\text{рад}}$, где $\tau(^3\text{H})$ – константа скорости распада, составляющая 12.2 года, n – тепловые нейтроны, α – альфа-частицы [13, 14].

Породы рассматриваемых комплексов имеют тектонические контакты с окружающими глиноземистыми гнейсами кольской серии, протолиты которых были представлены первично осадочными породами, метаморфизованными в условиях гранулитовой фации [10]. Изученный образец (18-1) представлен полосчатым гранат-биотитовым гнейсом, образованным чередующимися слоями меланократового (меланосома) и более лейкократового (лейкосома) состава. Минеральный состав гнейса – гранат (в %: пироп – 29.6; альмандин – 66.6; спессартин – 1.4; гроссуляр – 2.4; $F = 69$), биотит ($\text{TiO}_2 = 4.3\%$; $F = 32\%$), плагиоклаз ($An/Ab + An = 0.25$), силлиманит, кварц, калинатровый полевой шпат, циркон, ильменит, апатит.

При выделении газов методом дробления измельченные до 0.25–0.5 мм образцы массой 2 грамма совместно с мелющими стальными роликами помещались в стеклянную ампулу, которую затем вакуумировали и отпаивали. Измельчение осуществлялось за счет вибрации ампулы. Изотопный состав и концентрации He измерялись на масс-спектрометре МИ-1201, с чувствительностью по гелию 5×10^{-5} А/торр. Концентрации измерены методом высоты пика с погрешностью 5% ($\pm 1\sigma$), и ошибки измерения изотопных отношений составляли $\pm 20\%$ при значении $^3\text{He}/^4\text{He} = n \times 10^{-8}$, и $\pm 2\%$ при $^3\text{He}/^4\text{He} = n \times 10^{-6}$. Концен-

трации U и Th определены методом X-рентгенографии при минимальном содержании в 0.5 г/т, и концентрации K и Li измерены методом спектрофотометрии с ошибкой определения $\pm 10\%$.

Результаты определения концентраций и изотопного состава гелия в породах и минералах гранулитовых комплексов приведены в табл. 1 и на рис. 2.

Величина отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в гелии, выделенном из образцов вежатундровского комплекса методом дробления – $(17-38) \times 10^{-8}$, превышает величину этого отношения при выделении гелия методом плавления образцов, или близка к ней – $(\leq 6-21) \times 10^{-8}$. В образцах минералов и пород, имеющих малые концентрации ^4He (обр. №№ 6, 8, 9), применение метода дробления позволяет надежно установить повышенные значения отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$, в меньшей степени модифицированные радиогенными добавками по сравнению с изотопным составом гелия, выделенного при плавлении образцов. Близкие или более высокие значения отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$, полученные при выделении гелия методом дробления, подтверждают сделанное ранее заключение о ювенильной природе преобладающей части легкого изотопа гелия, захваченного породами и минералами вежатундровского комплекса при их кристаллизации [6].

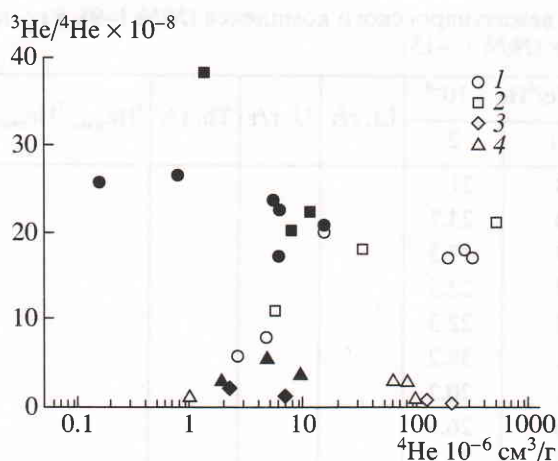


Рис. 2. Соотношение ^4He и $^3\text{He}/^4\text{He}$ в породах и минералах.

1, 2 – соответственно, породы и минералы вежатундровского комплекса, 3 – гнейс кольской серии, 4 – хомпен гнейсы. Открытыми и залитыми значками показаны результаты определения концентраций и изотопного состава гелия, выделенного из пород и минералов, соответственно, методами плавления и дробления образцов.

Изученные образцы лейкосомы и мелансомы из гранат-биотитового гнейса кольской серии характеризуются низкими значениями отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$, близкими к его радиогенным значениям в гелии континентальной коры ($\sim 2 \times 10^{-8}$). Измеренные концентрации ^3He существенно ниже вычисленных содержаний этого изотопа (табл.1), что определяет преобладание в его составе радиогенного изотопа $^3\text{He}_{\text{рад}}$, и преимущественно коровое происхождение флюида, участвовавшего в процессе гранулитового метаморфизма. Значимо различающиеся величины отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в гранулитовых комплексах вежатундровского комплекса и гнейсах кольской серии свидетельствуют о том, что в процессе гранулитового метаморфизма пород различного состава и происхождения в них не происходило выравнивания изотопного состава гелия. Другими словами, первично интрузивные породы вежатундровского комплекса при последующем гранулитовом метаморфизме, по-видимому, в значительной степени сохранили гелий, захваченный минералами при их магматической кристаллизации.

В хомпен гнейсах величина отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ – $(2-5) \times 10^{-8}$ – приближается или несколько превышает это отношение в радиогенном гелии земной коры, но существенно ниже значений $^3\text{He}/^4\text{He}$ в близких по составу породах и минералах вежатундровского комплекса. Указанное различие изотопии гелия в близких по возрасту и составу комплексах пород может объясняться, вероятно, различными условиями дегазации исходных расплавов при образовании их протолитов. Поро-

ды вежатундровского комплекса имели интрузивный генезис, что способствовало сохранению в породах и минералах значительной части флюидов с повышенной концентрацией ювенильного ^3He . В случае протолитов хомпен гнейсов, представленных первично эффузивными породами, при излиянии расплавов на поверхность происходила их интенсивная дегазация с потерей преобладающего количества летучей фазы. Последующая генерация радиогенного изотопа $^4\text{He}_{\text{рад}}$ за счет распада U и Th in situ могла существенно модифицировать исходные изотопные характеристики He в остаточном флюиде с приближением величины $^3\text{He}/^4\text{He}$ к среднекоровым значениям.

Таким образом, наблюдаемая величина отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в рассматриваемых породах и минералах определялась как концентрацией мантийного ^3He в составе захваченного флюида, так и условиями кристаллизации пород первично магматического генезиса. Поскольку флюид при гранулитовом метаморфизме характеризовался существенно коровыми значениями $^3\text{He}/^4\text{He}$, сохранность первичных значений этого отношения в породах и минералах вежатундровского комплекса была обусловлена, по-видимому, малой концентрацией $^4\text{He}_{\text{рад}}$ в составе метаморфогенного флюида.

Позднеархейскими эгирин-арфведсонитовыми гранитами, граносиенитами и кварцевыми сиенитами в центральной и восточной частях Кольского полуострова образован ряд массивов общей площадью более 3000 км². Большинство исследователей предполагает первично магматический, интрузивный генезис щелочных гранитов, образованных в процессе дифференциации глубинной толеит-базальтовой магмы, однако изотопных доказательств мантийного происхождения исходных расплавов до настоящего времени не приводилось.

Древнейшие в мире щелочные граниты Понойского массива с возрастом в 2.75 млрд. лет содержат повышенные концентрации радиогенного изотопа $^3\text{He}_{\text{рад}}$, что затрудняет в них диагностику захваченного ^3He мантийного происхождения [12]. С целью поиска мантийной компоненты в щелочных гранитах был изучен аксессуарный ильменит, из которого флюидная фаза была выделена методами дробления, плавления и динамического темпинга. Состав ильменита (%): FeO – 45.3; TiO₂ – 52.7; CaO – 0.02; MgO – 0.08; Al₂O₃ – 0.09; SiO₂ – 0.10; MnO – 1.38; NiO – 0.03.

Выбор ильменита для исследования обусловлен тем, что ильменит был одним из наиболее поздних по времени кристаллизации минералов щелочных гранитов, и вследствие этого мог содержать максимальные концентрации захваченного гелия, парциальное давление которого во флюидной фазе должно было увеличиваться на завершающих этапах процесса кристаллизации расплава.

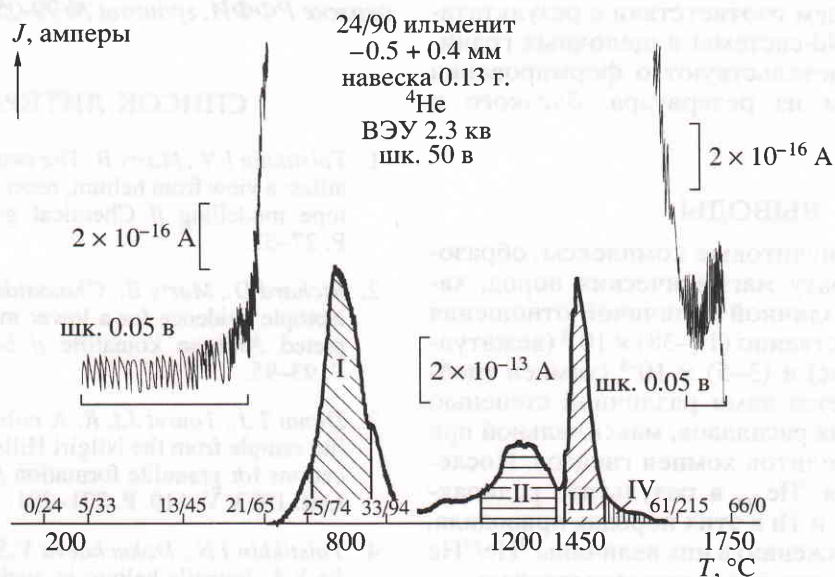


Рис. 3. Результаты динамического темпинга ильменита с регистрацией интенсивности ⁴He при нагревании. Внизу приведена кривая изменения ионного тока ⁴He в камере масс-спектрометра, полученная при непрерывном свободном протекании газов, выделяющихся из исследуемого образца. Слева и справа от кривой вынесены ее участки в увеличенном масштабе.

Динамический темпинг представляет собой серию анализов газа, выделенного из 2 навесок образца при последовательном подъеме температуры. Для первой навески снималась кривая изменения ионного тока ⁴He, а для второй изучались характерные участки полученной кривой. В применявшихся нами опытах время выдержки образца при одинаковой мощности нагревателя составляло 4 мин. Во время прохождения пика ⁴He тигель отсекался от масс-спектрометра, и при появлении заднего фронта пика нагревание останавливалось. Последующее измерение концентраций и изотопии гелия проводилось в статическом режиме.

Анализ изотопного состава гелия во флюидной фазе, выделенной методами плавления и дробления образцов, для обоих опытов показал идентичность величины ³He/⁴He (24×10^{-8}) при существенном различии в концентрациях ⁴He (соответственно, 108×10^{-6} и 16×10^{-6} см³/г). Динамический темпинг, проведенный при температурах от 200 до 1750°C, выявил 4 пика потери ⁴He (рис. 3, табл. 2). Первый из них, полученный при самых низких температурах, обусловлен, вероятно, выходом радиогенного ⁴He [15] и гелия из декриптирующих флюидных включений. Вторым, третьим и четвертым пиками отвечают отжигу различных по времени и температурам образования флюидных включений. Отличие второго пика от пиков III и IV отчетливо проявлено более низкими значениями в нем величины отношения ³He/⁴He, что было обусловлено, по-видимому, отжигом относительно поздних включений по срав-

нению с первично магматическими включениями более высокотемпературных пиков. Определение величины отношения ³He/⁴He для каждой из выделенной областей выявило максимальное значение ³He/⁴He = $(66-70) \times 10^{-8}$ в гелии из наиболее высокотемпературных пиков ($\geq 1450^\circ$).

Величина отношения ³He/⁴He в позднеархейской верхней мантии с возрастом 2.7 млрд. лет по разным моделям оценивается как $\sim (1-3) \times 10^{-5}$ [16]. Исходя из этого можно полагать, что гелий, выделенный на высокотемпературной стадии динамического отжига, содержит 3-7% мантийной компоненты. Следовательно, флюид, захваченный при кристаллизации щелочных гранитов, был образован при смешивании преобладающего по объему радиогенного гелия земной коры с ювенильным ³He, привнесенным из глубинного мантийного источника, в соотношении, соответственно, как $\sim (14-42) : 1$. Полученные данные о на-

Таблица 2. Результаты изучения гелия характерных участков кривой динамического темпинга ильменита из щелочных гранитов (обр. 24/90)

Пики газовой выделения	Температура, °C	⁴ He, см ³ /г, Е-6	³ He/ ⁴ He, Е-8
I	~800	70	13.8
II	~1200	28	16.0
III	~1450	27	66
IV	>1450	0.7	70

личии ювенильной компоненты во флюиде находятся в хорошем соответствии с результатами изучения Sm–Nd-системы в щелочных гранитах, которые свидетельствуют о формировании материнских магм из резервуара, близкого к CHUR [12].

ВЫВОДЫ

Изученные гранулитовые комплексы, образованные по субстрату магматических пород, характеризуются различной величиной отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ – соответственно $(17\text{--}38) \times 10^{-8}$ (вежатундровский комплекс) и $(3\text{--}5) \times 10^{-8}$ (хемпен гнейсы), что объясняется нами различной степенью дегазации исходных расплавов, максимальной при образовании протолитов хемпен гнейсов. Последующая генерация $^4\text{He}_{\text{рад}}$ в результате радиоактивного распада U и Th в этих породах приводила, по-видимому, к снижению в них величины $^3\text{He}/^4\text{He}$ по сравнению с вежатундровским комплексом.

Гранат-биотитовый гнейс кольской серии характеризуется низкими значениями отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$, близкими к его радиогенным значениям в гелии континентальной коры ($\sim 2 \times 10^{-8}$). Измеренные концентрации ^3He существенно ниже вычисленных содержаний этого изотопа ($^3\text{He}_{\text{изм}}/^3\text{He}_{\text{вычисл}} = 0.04\text{--}0.06$), что определяет преобладание в его составе радиогенного изотопа $^3\text{He}_{\text{рад}}$, и преимущественно коровое происхождение флюида, участвовавшего в процессе гранулитового метаморфизма. Значимо различающиеся величины отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в гранулитах вежатундровского комплекса и в гнейсах кольской серии свидетельствуют о том, что первично интрузивные породы вежатундровского комплекса при последующем гранулитовом метаморфизме, по-видимому, в значительной степени сохранили изотопный состав гелия, захваченного минералами при их магматической кристаллизации.

В щелочных гранитах Понойского массива мантийная составляющая зафиксирована в составе гелия, выделенного из акцессорного ильменита при температурах $\geq 1450^\circ\text{C}$ в результате отжига флюидных включений, образованных, как предполагается, непосредственно при кристаллизации гранитов. Величина $^3\text{He}/^4\text{He}$ в выделенном гелии составляет $(66\text{--}70) \times 10^{-8}$, что при модельном значении отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в позднеархейской верхней мантии с возрастом 2.7 млрд. лет $\sim (1\text{--}3) \times 10^{-5}$ [16] определяет содержание 3–7% мантийной компоненты в составе захваченного флюида. Следовательно, флюид, захваченный при кристаллизации щелочных гранитов, мог быть образован при смешивании преобладающего по объему радиогенного гелия земной коры с ювенильным ^3He , привнесенным из глубинного мантийного источника, в соотношении, соответственно, как $\sim (14\text{--}42) : 1$.

Исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ, гранты № 99-05-65158, 02-05-64394.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Tolstikhin I.N., Marty B. The evolution of terrestrial volatiles: a view from helium, neon, argon and nitrogen isotope modelling // *Chemical geology*. 1998. V. 147. P. 27–52.
2. Richard D., Marty B., Chaussidon M., Arndt N. Helium isotopic evidence for a lower mantle component in depleted Archean komatiite // *Science*. 1996. V. 273. P. 93–95.
3. Dunai T.J., Touret J.L.R. A noble gas study of a granulite sample from the Nilgiri Hills, southern India: implications for granulite formation // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1993. V. 119. P. 271–281.
4. Tolstikhin I.N., Dokuchaeva V.S., Kamensky I.L., Amelin Y.A. Juvenile helium in ancient rocks II. U–He, K–Ar, Sm–Nd and Rb–Sr systematics in the Monche Pluton: $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios frozen in uranium-free ultramafic rocks // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1992. V. 56. P. 987–999.
5. Бибикова Е.В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Наука, 1989. 179 с.
6. Kamensky I.L., Tolstikhin I.N., Vetrin V.R. Juvenile helium in ancient rocks: I. ^3He excess in amphiboles from 2.8 Ga charnockite series – Crust-mantle fluid in intracrustal magmatic processes // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1990. V. 54. P. 3115–3122.
7. Икорский С.В., Каменский И.Л. Метод дробления горных пород и минералов в стеклянных ампулах при изотопных исследованиях благородных газов // 15 симпозиум по геохимии изотопов. Тезисы докладов. М., 1998. С. 115.
8. Kaneoka I., Takaoka N., Aoki K. Terrestrial rare gas Tokyo. Japan Sci. Soc. Press, 1978. P. 71–83.
9. Hanyu T., Kaneoka I., Nagao K. Noble gas study of HIMU and EM ocean island basalts in the Polynesian region // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1999. V. 63. P. 1181–1201.
10. Dobrzhinetskaya L.F., Nordgulen Ø., Vetrin V.R. et al. Correlation of the Archean rocks between the Sorvaranger area, Norway, and the Kola Peninsula, Russia (Baltic Shield) // *Nor. Geol. Unders., Special Publ.* № 7. 1995. P. 7–27.
11. Levchenkov O.A., Levsky L.K., Nordgulen Ø. et al. U–Pb zircon ages from Sorvaranger, Norway and the western part of the Kola Peninsula, Russia // *Nor. geol. unders. Special. Publ.* 1995. № 7. P. 7–27.
12. Ветрин В.Р., Каменский И.Л., Баянова Т.Б. и др. Меланократовые включения и петрогенезис щелочных гранитов Понойского массива (Кольский полуостров) // *Геохимия*. 1999. № 11. С. 1178–1190.

13. Morrison P., Pine J. Radiogenic origin of the helium isotopes in rock // *Ann. N.Y. Acad. Sci.*, 1955. V. 62. P. 69–92.
14. Горшков Г.В., Зябкин В.А., Лятковская О.С., Цветков М.А. Естественный нейтронный фон атмосферы и земной коры. М: Атомиздат, 1966. 410 с.
15. Пушкарев Ю.Д. Актуальные проблемы К–Аг геохронометрии. Препринт. Апатиты. Кольский филиал АН СССР, 1977. 54 с.
16. Толстихин И.Н., Каменский И.Л., Марти Б. и др. Идентификация вещества нижнемантийного плюма в девонских щелочно-ультраосновных-карбонатитовых комплексах Кольского полуострова на основании изучения изотопии благородных газов и радиоактивных элементов. Апатиты–Нанси–Брюссель: Кольский научный центр РАН, Национальный центр научных исследований, Франция, Свободный Университет Брюсселя, Бельгия, 1999. 97 с.