

Распределение газовых включений в полевых шпатах из пород Ловозерского и Хибинского щелочных массивов

Михайлова Ю.А. ^{1,2}, Пахомовский Я.А. ¹, Коноплева Н.Г. ^{1,2}, Мокрушина О.Д. ¹

¹ Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

² Центр наноматериаловедения КНЦ РАН, Апатиты, j.mikhailova@ksc.ru; pakhom@geoksc.apatity.ru; n.konopleva@ksc.ru; o.mokrushina@ksc.ru

Аннотация. Хибинский и Ловозерский щелочные массивы содержат повышенные концентрации водорода и углеводородных газов, которые заключены в вакуоли вторичных включений в породообразующих минералах (окклюдированные газы), а также находятся в трещинах в породах (свободные газы). Главными минералами-носителями газовых включений в Хибинском массиве являются нефелин и минералы группы эвдиалита, а в Ловозерском – нефелин, минералы группы эвдиалита и полевой шпат. Цель данной работы – установить возможную причину отсутствия газовых включений в полевом шпате Хибинского массива. Для этого были исследованы и сопоставлены морфология, химический состав, характер вторичных изменений полевых шпатов из однотипных пород (фойяитов) двух массивов.

Ключевые слова: водород, углеводородные газы, включения, полевой шпат, Хибинский массив, Ловозерский массив.

Distribution of gas inclusions in feldspar from rocks of the Lovozero and Khibiny alkaline massifs

Mikhailova J.A. ^{1,2}, Pakhomovsky Y.A. ¹, Konopleva N.G. ^{1,2}, Mokrushina O.D. ¹

¹ Geological Institute KSC RAS, Apatity

² Nanomaterials Research Centre KSC RAS, Apatity, j.mikhailova@ksc.ru, pakhom@geoksc.apatity.ru, n.konopleva@ksc.ru, o.mokrushina@ksc.ru

Abstract. The Khibiny and Lovozero alkaline massifs contain elevated concentrations of hydrogen and hydrocarbon gases. These gases are enclosed in secondary inclusions in rock-forming minerals, and are also found in (micro)fractures in rocks. The main carriers of gas inclusions in the Khibiny massif are nepheline and eudialyte-group minerals, while the main carriers of gas inclusions in Lovozero are nepheline, eudialyte-group minerals and feldspar. The aim of this work is to establish the reason for the absence of gas inclusions in the feldspar of the Khibiny massif. For this, the morphology, chemical composition, and secondary alterations of feldspar from the same type of rocks (foyaite) of two massifs were studied and compared.

Keywords: hydrogen, hydrocarbon gases, inclusions, feldspar, Khibiny massif, Lovozero massif.

Введение

Хибинский и Ловозерский, крупнейшие щелочные массивы мира, находятся на западе Кольского полуострова и имеют площади 1327 и 650 км², соответственно. Ловозерский массив, возрастом 360–370 млн лет (Kramm, Kogarko, 1994; Wu et al., 2010; Mitchell et al., 2011), расположен среди архейских гнейсов Кольско-Норвежского блока, а Хибинский, возраст которого составляет 370–380 млн лет (Arzamastsev et al., 2007), находится на контакте архейских пород и протерозойского зеленокаменного пояса Печенга-Имандра-Варзуга.

Хибинский и Ловозерский массивы сложены в основном нефелиновыми сиенитами и фойидолитами, Хибинский массив имеет концентрически-зональное строение (Зак и др., 1972; Галахов, 1975), а Ловозерский представляет собой расслоенный лакколит (Герасимовский и др., 1966). Наиболее распространёнными породами Хибинского массива являются лейкократовые нефелиновые сиениты – фойяиты, слагающие около 70 % его площади. Тело фойяитов разделено на две приблизительно равные части Главной кольцевой зоной фойидолитов, окаймлённых оторочкой пойкилитовых нефелиновых сиенитов и неравнозернистых нефелиновых сиенитов. Во внешней, относительно Главного кольца, части массива расположена еще одна полукольцевая зона (Малая дуга), сложен-

ная фойдолитами, а также мелкозернистыми нефелиновыми сиенитами и щелочными сиенитами (Иванюк и др., 2009).

Расслоенность Ловозерского массива заключается в регулярном повторении слоев или «ритмов» щелочных пород, каждый из которых состоит из последовательности (сверху вниз): меланократовый нефелиновый сиенит (луаврит) – лейкократовый нефелиновый сиенит (фойяит) – фойдолит. Переходы между породами внутри ритма постепенные, в то время как контакты между ритмами резкие. Вся совокупность ритмов объединена в так называемый Расслоенный комплекс, составляющий 77 % объема массива. Этот комплекс прорывается и перекрывается породами Эвдиалитового комплекса (18 % объема массива), который сложен в основном луавритами, обогащенными минералами группы эвдиалита, – эвдиалитовыми луавритами. По всему разрезу Расслоенного и Эвдиалитового комплексов встречаются линзовидные, пластовые или изометричной формы тела пойкилитовых фельдшпатоидных сиенитов.

Как Хибинский, так и Ловозерский массивы уже много лет привлекают внимание исследователей по разным причинам – благодаря уникально разнообразной минералогии, наличию крупнейших месторождений фосфора, титана, циркония и других полезных ископаемых. Еще одной такой причиной являются повышенные концентрации водорода и углеводородных газов (главным образом, метана), характерные для пород обоих массивов (Петерсилье, 1964; Икорский и др., 1992; Нивин, 2013). Выделяют три формы нахождения газов: *окклюдированные газы* заполняют вакуоли вторичных включений в породообразующих минералах; *свободные газы* находятся в микротрещинах, секущих породы; *диффузно-рассеянные газы* адсорбированы в субкапиллярных микротрещинах. Установлено (Икорский, 1967; Икорский и др., 1992), что окклюдированные газы находятся далеко не во всех минералах. Главными минералами-носителями газовых включений в Хибинском массиве являются нефелин и минералы группы эвдиалита, а в Ловозерском – нефелин, минералы группы эвдиалита и полевошпат. Газовые включения в этих минералах располагаются по произвольно ориентированным плоскостям, имеют округлую форму, их средний размер составляет 2 мкм. Главными компонентами включений в минералах обоих массивов являются метан (CH₄) и водород (H₂) в переменных соотношениях.

Вопросы происхождения водорода и углеводородных газов, условия их образования и миграции, роль в петро- и рудогенезе являются предметами многолетних дискуссий. Относительно генезиса углеводородных газов в настоящее время есть две основные теории. Часть исследователей поддерживает их магматическое происхождение (Konnerup-Madsen, 2001; Markl et al., 2001; Potter and Longstaffe, 2007), тогда как другие приводят доказательства постмагматического образования этих газов (Когарко и др., 1986; Икорский и др., 1992; Potter et al., 1998; Potter et al., 2004).

Цель данного исследования – установить возможную причину, по которой полевошпат из пород Ловозерского массива насыщен вторичными газовыми включениями, тогда как полевошпат из Хибинского массива таких включений не содержит. Для этого мы отобрали образцы однотипных пород (фойяитов) двух массивов и сосредоточились на поиске отличий в морфологии, характере вторичных изменений и химическом составе полевошпатов.

Материалы и методы

Для проведения исследования было выбрано по 15 образцов фойяитов из Хибинского и Ловозерского массива. Газовые включения в полевошпате изучены с использованием поляризационного микроскопа Альтами Полар 3 (ГИ КНЦ РАН), а также методом спектроскопии комбинационного рассеяния (ГоИ КНЦ РАН). Спектры комбинационного рассеяния регистрировались на спектрометре EnSpectr R532 (Спектр-М, ИФТТ РАН, Черноголовка, Россия) с микроскопом Olympus BX-43. Спектры возбуждались излучением твердотельного лазера (532 нм) с мощностью 18 мВт под объективом 20× (числовая апертура 0.4). Спектры получены в диапазоне 100–4000 см⁻¹ при разрешении 5–8 см⁻¹ при комнатной температуре. Для улучшения отношения сигнал/шум количество измерений было установлено равным 20. Для обработки спектров использована программа OriginPro 8.1 (Originlab Corporation).

Изображения в обратно рассеянных электронах получены на сканирующем электронном микроскопе LEO-1450 (Carl Zeiss Microscopy) с энергодисперсионной системой Aztec Ultimmax 100 (Oxford Instruments) при 20 кВ, 500–1000 пА, диаметр пучка 1–3 мкм. Химический состав полевых шпатов определен при помощи электронно-зондового микроанализатора Cameca MS-46, действующего в волнодисперсионном режиме с ускоряющим напряжением 20 кВ, диаметром зонда 2–20 мкм, током зонда 30 нА и временем набора импульсов 10 с (для пиков) и 2×10 с (для фона до и после пика), с 5–10 наборами импульсов для каждого элемента в заданном однородном по составу участке минерала. Точность анализа составляет 0.2–0.05 мас. % (2 стандартных отклонения) для главных элементов и около 0.01 мас. % для микропримесей.

Результаты

Включения в полевом шпате

В полевом шпате из фойяитов Хибинского массива газовых включений не обнаружено, тогда как в полевом шпате из фойяитов Ловозерского массива включения присутствуют постоянно. Они располагаются вдоль произвольно ориентированных плоскостей (рис. 1 а, б), как выходящих на края зерна минерала-хозяина, так и расположенных внутри. Главными компонентами включения являются метан и водород в различных соотношениях; встречаются также включения, заполненные только метаном (рис. 1 в).

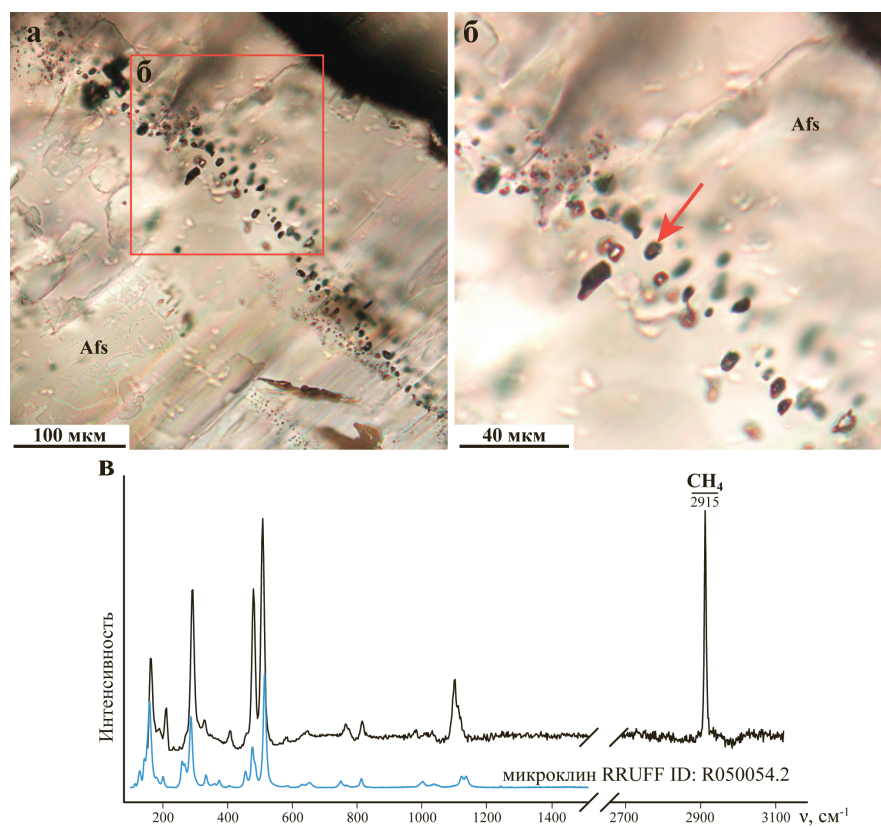


Рис. 1. Вторичные газовые включения в полевом шпате (фойяит, Ловозерский массив). а – цепочка вторичных газовых включений, располагающихся вдоль залеченной трещины в зерне полевого шпата. Фото в проходящем свете; б – детальное изображение рисунка 1 а. Стрелкой показано газовое включение, спектр которого приведен на рисунке 1 в; в – спектр комбинационного рассеяния газового включения в полевом шпате (вверху); внизу показан эталонный спектр микроклина. Afs – полевой шпат; ν – частота.

Fig. 1. Secondary gas inclusions in feldspar (foyaite, Lovozero massif). a – secondary gas inclusions located along a healed crack within feldspar grain. Photo in transmitted light; b – detailed image of Figure 1a. The arrow shows the gas inclusion, the spectrum of which is shown in Figure 1c; c – Raman spectrum of a gaseous inclusion in feldspar (top); the reference microcline Raman spectrum is shown below. Afs – feldspar.

Морфология и вторичные изменения полевых шпатов

В фойяитах обоих массивов полевой шпат образует идиоморфные таблитчатые кристаллы (рис. 2а,б) размером до 3 см в длину в образцах из Хибинского массива и до 1.2 см в длину в образцах из Ловозерского массива. В фойяитах Хибинского массива таблички полевого шпата не имеют предпочтительной ориентировки, что определяет массивную структуру породы, тогда как в некоторых образцах фойяитов из Ловозерского массива кристаллы ориентированы субпараллельно, и в этом случае порода приобретает (слабо)трахитоидную текстуру. На изображениях в обратно

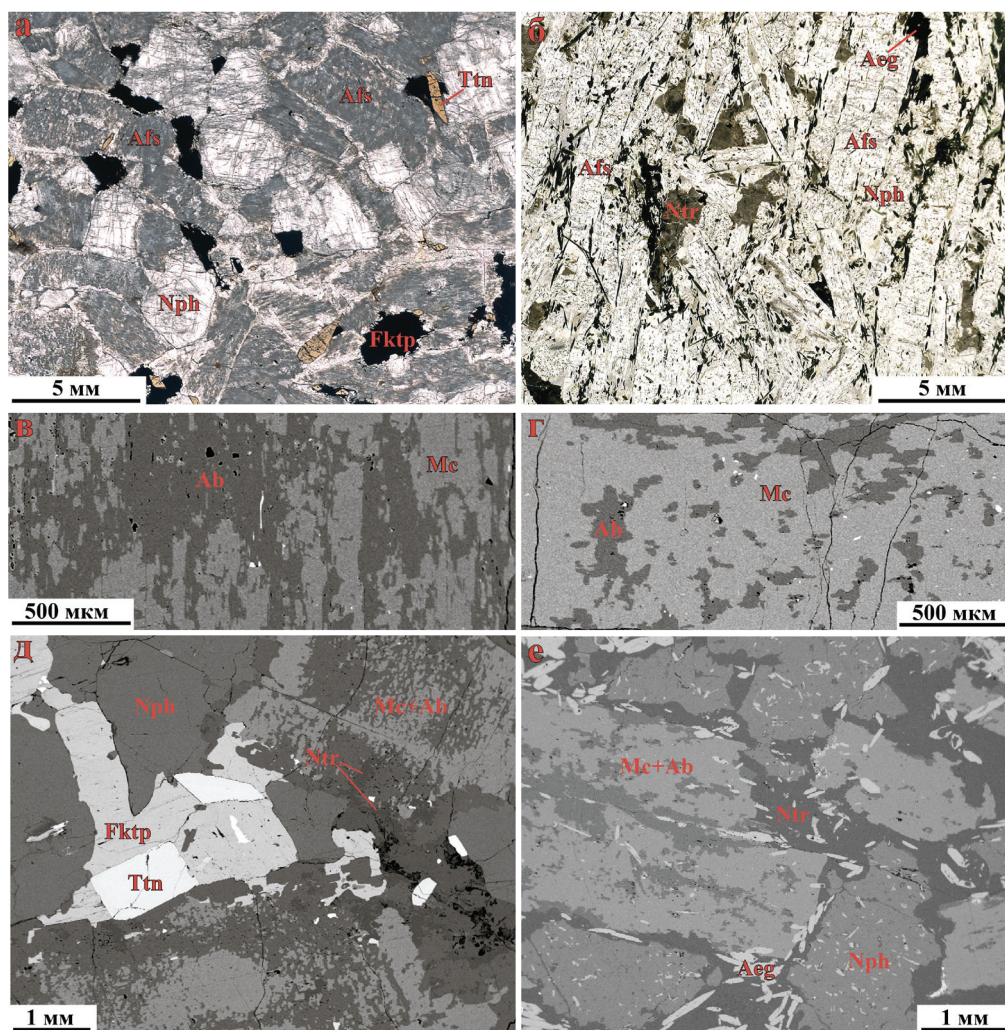


Рис. 2. Морфология полевого шпата в фойяитах Ловозерского и Хибинского массивов. а – таблитчатые кристаллы полевого шпата в фойяите Хибинского массива. Образец КН-199. Фото в проходящем свете; б – таблитчатые кристаллы полевого шпата в фойяите Ловозерского массива. Образец LV-333. Фото в проходящем свете; в – фрагмент зерна полевого шпата из фойяита Хибинского массива. Образец КН-197. Изображение в обратно рассеянных электронах; г – фрагмент зерна полевого шпата из фойяита Ловозерского массива. Образец LV-1-8-5. Изображение в обратно рассеянных электронах; д – вторичные изменения полевого шпата в фойяите Хибинского массива. Образец КН-203. Изображение в обратно рассеянных электронах; е – вторичные изменения полевого шпата в фойяите Ловозерского массива. Образец LV-333. Изображение в обратно рассеянных электронах. Ab – альбит, Afs – полевой шпат, Aeg – эгирин, Fktp – феррикатофорит, Nph – нефелин, Ntr – натролит, Mc – микроклин, Ttn – титанит.

Fig. 2. Feldspar morphology in foyaites from the Lovozero and Khibiny massifs. a – tabular feldspar crystals in foyaites of the Khibiny massif. Sample KH-199. Photo in transmitted light; b – tabular feldspar crystals in foyaites of the Lovozero massif; Sample LV-333; Photo in transmitted light; c – fragment of feldspar grain from foyaites of the Khibiny massif; Sample KH-197; BSE-image; d – fragment of feldspar grain from foyaites of the Lovozero massif; Sample LV-1-8-5; BSE-image; e – secondary alteration of feldspar in foyaites of the Khibiny massif; Sample KH-203; BSE-image; f – secondary alteration of feldspar from foyaites of the Lovozero massif; Sample LV-333; BSE-image. Ab – albite, Afs – feldspar, Aeg – aegirine, Fktp – ferricatophorite, Nph – nepheline, Ntr – natrolite, Mc – microcline, Ttn – titanite.

рассеянных электронах в полевом шпате из всех изученных образцов хорошо видны вроски альбита (рис. 2 в, г). По данным рентгеноструктурного анализа полевой шпат из изученных образцов относится к микроклину.

Как видно на рисунках 2 в, г, полевые шпаты из Хибинского и Ловозерского массивов отличаются соотношением микроклина и альбита. Для точного определения этого соотношения на изображениях в обратно рассеянных электронах были выбраны участки площадью 1.5–3 мм² (выбор площади зависел от размера зерна полевого шпата (Hokada, 2001)). Далее, с помощью программы

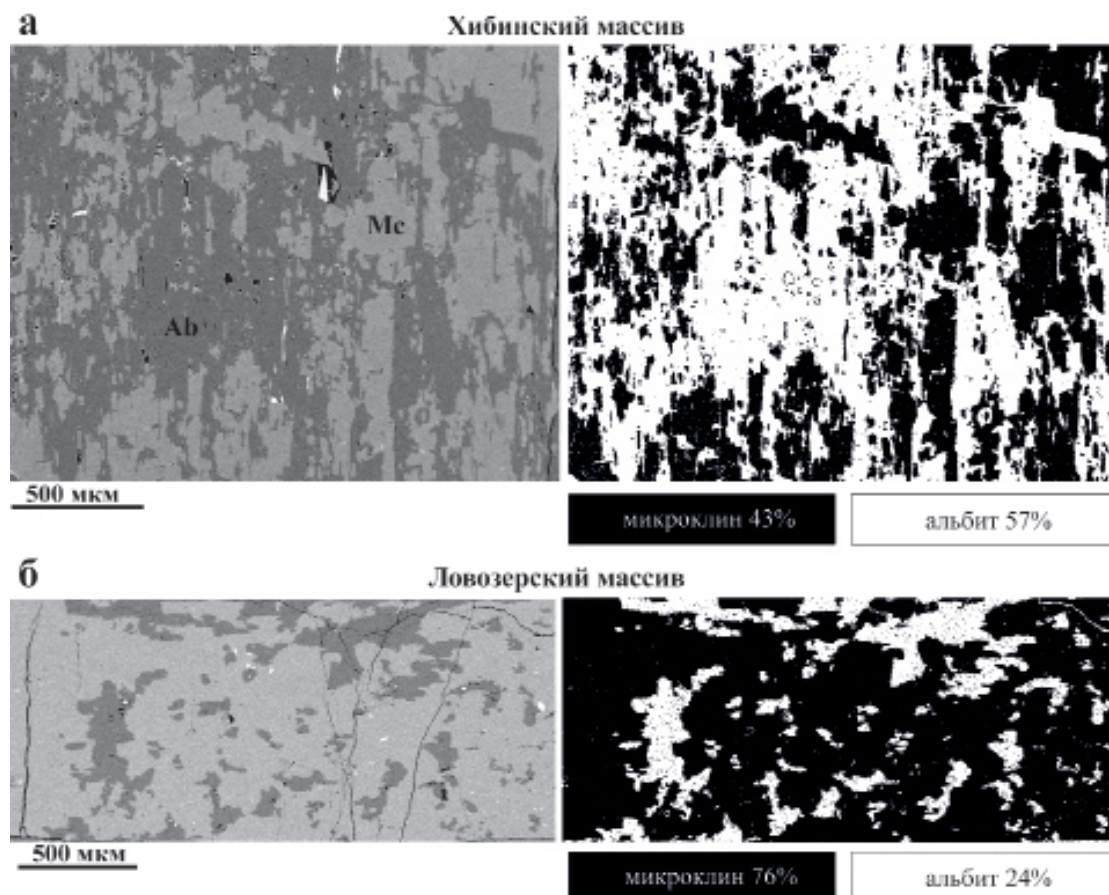


Рис. 3. а – изображение в обратно рассеянных электронах фрагмента зерна полевого шпата из фойайта Хибинского массива (слева) и бинаризованное изображение этого фрагмента (справа). Образец КН-197; б – изображение в обратно рассеянных электронах фрагмента зерна полевого шпата из фойайта Ловозерского массива (слева) и бинаризованное изображение этого фрагмента (справа). Образец LV-1-8-5.

Fig. 3. a – Backscattered electron image of a feldspar grain fragment from foyaite of the Khibiny massif (left) and a binarized image of this fragment (right). Sample KH-197; b – Backscattered electron image of a feldspar grain fragment from foyaite of the Lovozero massif (left) and a binarized image of this fragment (right). Sample LV-1-8-5.

ImageJ (<https://imagej.net/>), выбранные изображения были бинаризованы и определено соотношение площадей, занимаемых черными и белыми пикселями. На рисунке 3 показаны два примера такого анализа – для образца полевого шпата из Хибинского массива и для образца из Ловозерского массива.

Всего для образцов из Хибинского массива было проведено 30 измерений, а для образцов из Ловозерского – 62. В полевом шпате из фойайтов Хибинского массива площади, занимаемые микроклином и альбитом, составляют в среднем 45 и 55 %, соответственно. В полевом шпате из фойайтов Ловозерского массива микроклин в среднем занимает 78 % площади зерна, а альбит – 22 %. Таким образом, первым отличием между изученными полевыми шпатами (кроме наличия газовых включений) является содержание пертитов.

Второе отличие – разная интенсивность вторичных изменений полевых шпатов. Основным продуктом замещения полевого шпата и в фойяитах Хибинского массива, и в аналогичных породах Ловозерского массива является натролит (рис. 2 д, е), но в Ловозерском массиве натролитизация полевого шпата гораздо более интенсивна.

Химический состав полевых шпатов

Репрезентативные химические анализы сосуществующих микроклина и альбита из фойяитов Хибинского и Ловозерского массивов представлены в таблицах 1 и 2, соответственно. Можно видеть, что химический состав минералов очень близкий. Как в микроклине из фойяитов Хибинского, так и в микроклине из фойяитов Ловозерского массива содержание натрия варьирует от 0.20 до 0.89 мас. % Na_2O , а главными примесями являются железо (до 0.27 мас. % Fe_2O_3) и барий (до 0.24 мас. % BaO). Составы альбита из фойяитов Хибинского и Ловозерского массивов отличаются содержанием калия. Концентрация этого компонента в альбите из фойяитов Ловозерского массива выше и достигает 0.17 мас. % K_2O , тогда как в альбите из фойяитов Хибинского массива содержание калия варьирует в пределах от менее 0.01 до 0.08 мас. % K_2O . Третьим отличием между изученными полевыми шпатами является содержание калия в альбите. На основании данных о химическом составе сосуществующих микроклина и альбита (табл. 1, 2) можно определить

Таблица 1. Репрезентативные химические анализы микроклина и альбита из фойяитов Хибинского массива

Table 1. Representative chemical analyzes of microcline and albite from foyaite of the Khibiny massif

Образец	КН-58		КН-59		КН-60		КН-83		КН-77-1	
Минерал	Mc	Ab	Mc	Ab	Mc	Ab	Mc	Ab	Mc	Ab
SiO_2 , мас. %	65.44	67.96	64.65	67.74	65.35	67.84	65.46	69.26	64.11	67.36
Al_2O_3	17.91	18.77	18.01	18.71	17.65	18.15	17.36	18.57	18.30	19.69
Fe_2O_3	0.24	0.20	0.13	0.21	0.14	0.33	0.21	0.27	0.17	0.23
Na_2O	0.89	10.54	0.20	10.75	0.26	11.02	0.64	11.69	0.27	11.23
K_2O	15.07	0.03	17.21	н.у.о.	16.75	0.02	16.31	0.08	16.63	0.06
BaO	0.24	н.у.о.	0.09	н.у.о.	н.у.о.	н.у.о.	0.19	н.у.о.	н.у.о.	н.у.о.
сумма	99.79	97.50	100.28	97.41	100.15	97.36	100.17	99.87	99.48	98.57
Коэффициенты в формуле, рассчитанной на основании $\text{O}=8$										
Si	3.02	3.02	3.00	3.02	3.02	3.03	3.03	3.03	2.99	2.98
Al	0.97	0.99	0.98	0.98	0.96	0.96	0.95	0.96	1.01	1.03
Fe^{3+}	0.01	0.01	–	0.01	–	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.08	0.91	0.02	0.93	0.02	0.96	0.06	0.99	0.02	0.96
K	0.89	–	1.02	–	0.99	–	0.96	–	0.99	–
сумма	4.97	4.93	5.02	4.94	4.99	4.96	5.01	4.99	5.02	4.98
Содержание минералов, %										
Ab	9	99	2	99	2	99	6	99	2	99
Or	90	–	98	–	97	–	93	–	97	–
For	1	–	–	–	1	–	1	–	1	–
Fab	–	1	–	1	–	1	–	1	–	1
$T, ^\circ\text{C}$ ($p=1$ кбар)	286		260		265		279		265	

Примечание. н.у.о. – ниже уровня определения; Ab – альбит, Or – ортоклаз, For – ферриортоклаз, Fab – ферриальбит, T – температура, рассчитанная по двуполевошпатовому термометру (Putirka, 2008).

Таблица 2. Репрезентативные химические анализы микроклина и альбита из фойяитов Ловозерского массива
Table 2. Representative chemical analyzes of microcline and albite from foyaite of the Lovozero massif

Образец	LV-487/2		LV-487/1		LV-319B		LV-335A		LV-454	
	Mc	Ab	Mc	Ab	Mc	Ab	Mc	Ab	Mc	Ab
SiO ₂ , мас. %	64.06	68.34	64.31	68.37	65.38	68.54	65.42	68.96	64.02	67.76
Al ₂ O ₃	18.16	19.17	18.27	19.19	17.50	18.78	18.08	18.82	18.33	19.00
Fe ₂ O ₃	0.14	0.23	0.12	0.17	0.11	0.27	н.у.о.	0.16	н.у.о.	0.21
Na ₂ O	0.24	11.04	0.29	11.26	0.24	10.79	0.36	11.61	0.24	11.10
K ₂ O	16.78	0.16	16.52	0.16	16.48	0.12	16.40	0.13	16.68	0.12
BaO	0.10	н.у.о.	0.22	н.у.о.	н.у.о.	н.у.о.	0.11	н.у.о.	н.у.о.	н.у.о.
сумма	99.48	98.94	99.73	99.15	99.71	98.50	100.37	99.68	99.27	98.19
Коэффициенты в формуле, рассчитанной на основании O=8										
Si	2.99	3.01	2.99	3.01	3.03	3.03	3.01	3.02	2.99	3.01
Al	1.00	1.00	1.00	1.00	0.96	0.98	0.98	0.97	1.01	0.99
Fe ³⁺	0.01	0.01	–	0.01	–	0.01	–	0.01	–	0.01
Na	0.02	0.94	0.03	0.96	0.02	0.92	0.03	0.99	0.02	0.96
K	1.00	0.01	0.98	0.01	0.97	0.01	0.96	0.01	0.99	0.01
сумма	5.02	4.97	5.00	4.99	4.98	4.95	4.98	5.00	5.01	4.98
Ab	2	99	3	99	3	99	3	99	2	99
Or	97	1	97	1	97	1	97	1	98	1
For	1				–		–			
T, °C (p=1 кбар)	263		267		264		270		263	

Примечание. н.у.о. – ниже уровня определения; Ab – альбит, Or – ортоклаз, For – ферриортоклаз, T – температура, рассчитанная по двуполевошпатовому термометру (Putirka, 2008).

температуру их образования, например, используя двуполевошпатовый термометр. Чему будет соответствовать эта температура? Процесс образования крупных пертитов, подобных тем, что показаны на рисунке 3, детально изучен во многих работах (например, Worden et al., 1990; Walker et al., 1995; Parsons, Lee, 2009; Norberg et al., 2013). После того, как гомогенный (K,Na) полевоый шпат кристаллизовался из магматического расплава, начинается экссолуционный распад с образованием двух фаз – калиевого полевоого шпата и альбита (Боруцкий, 1988). Так образуются криптопертиты – тончайшие сростки двух фаз, размер которых не превышает 1 мкм. Укрупнение пертитов происходит при взаимодействии полевоого шпата с флюидом на постмагматическом или гидротермальном этапе. Механизм укрупнения пертитов – растворение-осаждение (Worden et al., 1990; Walker et al., 1995; Ruiz-Agudo, 2014; Altree-Williams et al., 2015). Температуру, при которой происходил этот процесс можно оценить, используя двуполевошпатовый геотермометр, как это сделано, например, в статье (Parsons and Lee, 2009). В таблицах 1 и 2 приведены температуры, рассчитанные с использованием геотермометра, предложенного в работе (Putirka, 2008). По нашим данным, в фойяитах Хибинского массива процесс укрупнения пертитов происходил при температурах 260–290 °C, а в Ловозерском – в интервале температур 260–270 °C, т. е. температурные условия очень близки.

Обсуждение полученных результатов

Наше исследование выявило следующие отличия между насыщенным газовыми включениями полевым шпатом из фойяитов Ловозерского массива и не содержащим включений полевым шпатом из фойяитов Хибинского массива:

- 1) соотношение микроклина и альбита;
- 2) содержание калия в альбите;
- 3) интенсивность вторичных изменений.

Рассмотрим последовательно эти отличия и их возможную роль в распределении газовых включений.

Соотношение микроклина и альбита. В результате укрупнения пертитов, согласно исследованиям, представленным в работах (Worden et al., 1990; Walker et al., 1995), микроклин и альбит содержат многочисленные мельчайшие поры. Количество пор может достигать 109 на мм³, а пористость полевого шпата – 4.75 об. % (Walker et al., 1995). При этом количество микропор в микроклине обычно гораздо больше, чем в альбите (Worden et al., 1990). Поры, как правило, не соединены между собой (Norberg et al., 2013) и могут содержать водный флюид, газы, а также мельчайшие кристаллические фазы (например, оксиды железа, см. рис. 7D в Worden et al., 1990). Из порового пространства флюиды (или газы) могут перемещаться в трещины, образующиеся в кристаллах полевого шпата. Допустим, что водород и углеводородные газы были захвачены в поры при преобразовании (укрупнении пертитов) полевого шпата. При этом полевые шпаты из Хибинского массива обладали меньшей общей пористостью за счет относительно низкого содержания микроклина и, следовательно, низким содержанием газов. Полевые шпаты из фойяитов Ловозерского массива содержали больший объем пор и, соответственно, вмещали гораздо больший объем газов. При образовании (микро)трещин газы из порового пространства перемещались в микротрещины и образовали вторичные газовые включения. Однако, в этом случае следует ожидать лишь меньшего содержания вторичных включений в полевом шпате из фойяитов Хибинского массива, но не их полного отсутствия. Следовательно, соотношение микроклина и альбита, видимо, не влияет на распределение газовых включений в полевом шпате.

Отметим, что несмотря на значительные отличия в содержании пертитов между полевым шпатом из фойяитов Хибинского массива и полевым шпатом из фойяитов Ловозерского массива, температуры, при которых произошел процесс образования этих пертитов, практически одинаковы (260–290 °С – для Хибинского массива и 260–270 °С – для Ловозерского).

Содержание калия в альбите. Распределение компонентов, в том числе и калия, между альбитом и микроклином является функцией температуры. Однако, температуры образования пертитов для Хибинского и Ловозерского массивов, как уже сказано выше, почти одинаковы. Поэтому содержание калия в альбите можно считать не существенным отличием, не оказывающим влияния на распределение газовых включений в полевом шпате.

Интенсивность вторичных изменений. Можно предположить, что этот фактор не оказывает влияния на распределение газовых включений. Участки интенсивной натролитизации наблюдаются и в Хибинском массиве, но полевой шпат в таких зонах вторичных включений все равно не содержит (Икорский, 1967).

Мы предполагаем, что главной причиной является разная температура образования водородно-углеводородных газов в Хибинском и Ловозерском массивах. Наблюдаемые вторичные газовые включения образовались в результате залечивания трещин в полевом шпате. Это могло произойти только после укрупнения пертитов, т.е. при температурах ниже 260–286 °С. Как считает большинство исследователей, водород и углеводородные газы в Хибинском и Ловозерском массивах образовались преимущественно на постмагматической стадии (Когарко и др., 1986; Икорский и др., 1992; Potter et al., 1998; Potter et al., 2004). Вероятно, в Ловозерском массиве температурный интервал образования газов был ниже 260 °С, поэтому они могли заполнять микротрещины в полевом шпате и сохранились в виде вторичных включений. В Хибинском массиве водород и углеводородные газы образовались при температуре выше 290 °С и перекристаллизация полевого шпата с укрупнением пертитов не позволила газовым включениям сохраниться, даже если они образовались ранее. Таким образом, исследование полевых шпатов подтверждает постмагматическое образование водородно-углеводородных газов в Ловозерском массиве. Образование газов в породах Хибинского массива, вероятно, происходило на позднемагматической стадии, но для подтверждения этого требуются дополнительные факты.

Заключение

В данной работе мы представили первые результаты сопоставления химического состава и морфологии полевых шпатов из Хибинского и Ловозерского массивов и сделали лишь предварительные выводы на пути решения проблемы распределения окклюдированных газов. Необходимы дальнейшие исследования как включений в полевых шпатах из разных типов пород, так и состава, и вторичных изменений самих полевых шпатов.

Исследование выполнено при финансовой поддержке проекта РНФ № 21-47-09010.

Литература

1. Боруцкий Б.Е. Породообразующие минералы высокощелочных комплексов. М.: Наука, 1988. 215 с.
2. Галахов А.В. Петрология Хибинского щелочного массива. Л.: Наука, 1975. 256 с.
3. Герасимовский В.И., Волков В.П., Когарко Л.Н., Поляков А.И., Сапрыкина Т.В., Балашов Ю.А. Геохимия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1966. 395 с.
4. Зак С.И., Каменев Е.А., Минаков Ф.В., Арманд А.Л., Михеичев А.С., Петерсилье И.А. Хибинский щелочной массив. Л.: Недра, 1972. 176 с.
5. Иванюк Г.Ю., Горяинов П.М., Пахомовский Я.А., Коноплева Н.Г., Яковенчук В.Н., Базай А.В., Калашников А.О. Самоорганизация рудных комплексов. М.: Геокарт-ГЕОС, 2009. 392 с.
6. Икорский С.В. Органическое вещество в минералах изверженных горных пород: на примере Хибинского щелочного массива. Л.: Наука, 1967. 120 с.
7. Икорский С.В., Нивин В.А., Припачкин В.А. Геохимия газов эндогенных образований. СПб.: Наука, 1992. 179 с.
8. Когарко Л.Н., Костольяни Ч., Рябчиков И.Д. Геохимия восстановленного флюида щелочных магм // Геохимия. 1986. Т. 12. С. 1688–1695.
9. Нивин В. А. Газовые компоненты в магматических породах: геохимические, минерагенические и экологические аспекты и следствия (на примере интрузивных комплексов Кольской провинции) // Автореферат диссертации докт. геол.-мин. наук. Москва: ГЕОХИ РАН, 2013.
10. Петерсилье И.А. Геология и геохимия природных газов и дисперсных битумов некоторых геологических формаций Кольского полуострова. М.: Наука, 1964.
11. Aintree-Williams A., Pring A., Ngothai Y., Brugger J. Textural and compositional complexities resulting from coupled dissolution–reprecipitation reactions in geomaterials // *Earth-Science Reviews*. 2015. V. 150. P. 628–651. doi: 10.1016/j.earscirev.2015.08.013.
12. Arzamastsev A.A., Arzamastseva L.V., Travin A.V., Belyatsky B.V., Shamatrina A.M., Antonov A.V., Larionov A.N., Rodionov N.V., Sergeev S.A. Duration of formation of magmatic system of polyphase Paleozoic alkaline complexes of the central Kola: U-Pb, Rb-Sr, Ar-Ar data // *Doklady Earth Sciences*. 2007. V. 413. No. 2. P. 432. <https://doi.org/10.1134/S1028334X07030257>.
13. Hokada T. Feldspar thermometry in ultrahigh-temperature metamorphic rocks: Evidence of crustal metamorphism attaining ~ 1100°C in the Archean Napier Complex, East Antarctica // *American Mineralogist*. 2001. V. 86. No. 7–8. P. 932–938. <https://doi.org/10.2138/am-2001-0718>.
14. Konnerup-Madsen J. A review of the composition and evolution of hydrocarbon gases during solidification of the Ilímaussaq alkaline complex, South Greenland // *Geology of Greenland Survey Bulletin*. 2001. V. 190. P. 159–166. <https://doi.org/10.34194/ggub.v190.5187>.
15. Kramm U., Kogarko L.N. Nd and Sr isotope signatures of the Khibina and Lovozero agpaitic centres, Kola Alkaline Province, Russia // *Lithos*. 1994. V. 32. No. 3–4. P. 225–242. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(94\)90041-8](https://doi.org/10.1016/0024-4937(94)90041-8).
16. Markl, G., Marks, M., Schwinn, G., Sommer, H. Phase equilibrium constraints on intensive crystallization parameters of the Ilímaussaq Complex, South Greenland // *Journal of Petrology*. 2001. V. 42. No. 12. P. 2231–2257. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.12.2231>.
17. Mitchell R.H., Wu F.Y., Yang Y.H. In situ U–Pb, Sr and Nd isotopic analysis of loparite by LA-(MC)-ICP-MS // *Chemical Geology*. 2011. V. 280. No. 1–2. P. 191–199. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.11.008>.
18. Norberg N., Harlov D., Neusser G., Wirth R., Rhede D., Morales L. Experimental development of patch perthite from synthetic cryptoperthite: Microstructural evolution and chemical re-equilibration // *American Mineralogist*. 2013. V. 98. No. 8–9. P. 1429–1441. <https://doi.org/10.2138/am.2013.4412>.
19. Parsons I., Lee M.R. Mutual replacement reactions in alkali feldspars I: microtextures and mechanisms // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2009. V. 157. P. 641–661. <https://doi.org/10.1007/s00410-008-0355-4>.

20. Potter J., Longstaffe F. J. A gas-chromatograph, continuous flow-isotope ratio mass-spectrometry method for $\delta^{13}\text{C}$ and δD measurement of complex fluid inclusion volatiles: Examples from the Khibina alkaline igneous complex, northwest Russia and the south Wales coalfields // *Chemical Geology*. 2007. V. 244. No. 1–2. P. 186–201. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.06.014>.
21. Potter J., Rankin A.H., Treloar P.J. Abiogenic Fischer–Tropsch synthesis of hydrocarbons in alkaline igneous rocks; fluid inclusion, textural and isotopic evidence from the Lovozero complex, NW Russia // *Lithos*. 2004. V. 75. No. 3–4. P. 311–330. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.03.003>.
22. Potter J., Rankin A.H., Treloar P.J., Nivin V.A., Ting W., Ni P. A preliminary study of methane inclusions in alkaline igneous rocks of the Kola igneous province, Russia; implications for the origin of methane in igneous rocks // *European Journal of Mineralogy*. 1998. V. 10. No. 6. P. 1167–1180.
23. Putirka K. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. In: Putirka, K., Tepley, F. (Eds.), *Minerals, Inclusions and Volcanic Processes, Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. Mineralogical Soc. Am., 2008, V. 69, P. 61–120.
24. Ruiz-Agudo E., Putnis C. V., Putnis A. Coupled dissolution and precipitation at mineral–fluid interfaces // *Chemical Geology*. 2014. V. 383. P. 132–146. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.06.007>.
25. Walker F.D.L., Lee M.R., Parsons I. Micropores and micropore texture in alkali feldspars: geochemical and geophysical implications // *Mineralogical Magazine*. 1995. V. 59. No. 396. P. 505–534. <https://doi.org/10.1007/BF00306660>.
26. Worden R.H., Walker F.D.L., Parsons I., & Brown W.L. Development of microporosity, diffusion channels and deuteric coarsening in perthitic alkali feldspars // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1990. V. 104. P. 507–515. <https://doi.org/10.1007/BF00306660>.
27. Wu F.Y., Yang Y.H., Marks M.A.W., Liu, Z.C., Zhou, Q., Ge, W.C., Yang, J.S., Zhao, Z.F., Mitchell, R.H., Markl G. In situ U–Pb, Sr, Nd and Hf isotopic analysis of eudialyte by LA-(MC)-ICP-MS // *Chemical Geology*. 2010. V. 273. No. 1–2. P. 8–34. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.02.007>.