

УДК 549.6 + 549.53 + 552.33 + 553.12

© Д. чл. Г. Ю. ИВАНЮК, д. чл. Я. А. ПАХОМОВСКИЙ, Н. Г. КОНОПЛЕВА,
А. О. КАЛАШНИКОВ, Ю. А. КОРЧАК,
Е. А. СЕЛИВАНОВА, д. чл. В. Н. ЯКОВЕНЧУК

**ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ
ХИБИНСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА
(КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ, РОССИЯ)**

G. Yu. IVANYUK, Ya. A. PAKHOMOVSKY, N. G. KONOPLEVA, A. O. KALASHNIKOV,
Yu. A. KORCHAK, E. A. SELIVANOVA, V. N. YAKOVENCHUK.
ROCK-FORMING FELDSPARS OF Khibiny ALKALINE MASSIF
(KOLA PENINSULA, RUSSIA)

Геологический институт Кольского НЦ РАН,
184209, Апатиты Мурманской обл., ул. Ферсмана, 14;
e-mail: ivanyuk@geoksc.apatity.ru

The paper displays data on the textural-substantial zoning of the well known Khibiny massif in relation to rock-forming feldspars. The content of K-Na-feldspars increases in sequence from the Main foidolite ring down to center and out to the massif margin, where nepheline syenites are changing into alkaline ones (so called lesvivarites and pulaskites, respectively). Degree of the co-orientation of tabular K-Na-feldspars crystals (the degree of trachytoidness) increases sharply in the Main ring zone, and also microcline-dominated foyaites are passing into orthoclase-dominated ones. Investigation of the K-Na-feldspars composition has shown that these minerals in the massif center and the Main ring zone are characterized by the relatively elevated content of Al, and this shift is compensated with substitution of some part of K and Na by Ba (in the Main ring zone) or with addition of supplementary K and Na cations in the initially cation-deficient microcline (central part of the massif). Feldspars of volcano-sedimentary rocks (trap formation), occurring as xenoliths in foyaites, primarily were represented by the plagioclase An_{15-40} , but due to the high temperature fenitization/hornfelization (in the Main ring zone) there had appeared anorthoclase, and later, while cooling and the further fenitization — orthoclase and albite. It may be concluded that formation of this zoning was resulted from the forming of the Main ring fault inside the monotonous-zonal massif of foyaites, with subsequent filling of foidolite melt providing the heating and potassium metasomatism of the host foyaites containing xenoliths of volcano-sedimentary rocks. In the whole, the process lead to transformation of foyaites into rischorrites-lyavochorrites, and the xenoliths rocks — into aluminium hornfels with anorthoclase, annite, andalusite, topaz and and sekaninaite.

Ключевые слова: Хибинский массив, полевые шпаты, типоморфизм.

Key words: Khibiny massif, feldspars, typomorphism.

Крупнейший в мире Хибинский щелочной массив площадью около 1327 км² расположен на крайнем западе Кольского полуострова, на контакте протерозойских пород зеленокаменного пояса Имандра—Варзуга с архейскими метаморфическими комплексами Кольско-Норвежского мегаблока (рис. 1). Возраст главных типов пород Хибинского массива, по данным Pb-Pb, Rb-Sr и Sm-Nd датирования (Баянова и др., 2002; Арзамасцев и др., 2007), лежит в пределах от 380 до 360 млн лет. В плане Хибинский массив имеет форму овала с широтной осью длиной 45 км и меридиональной осью длиной 35 км. По данным сейсмо-, грави- и аэромагниторазведки (Шаблинский и др.,

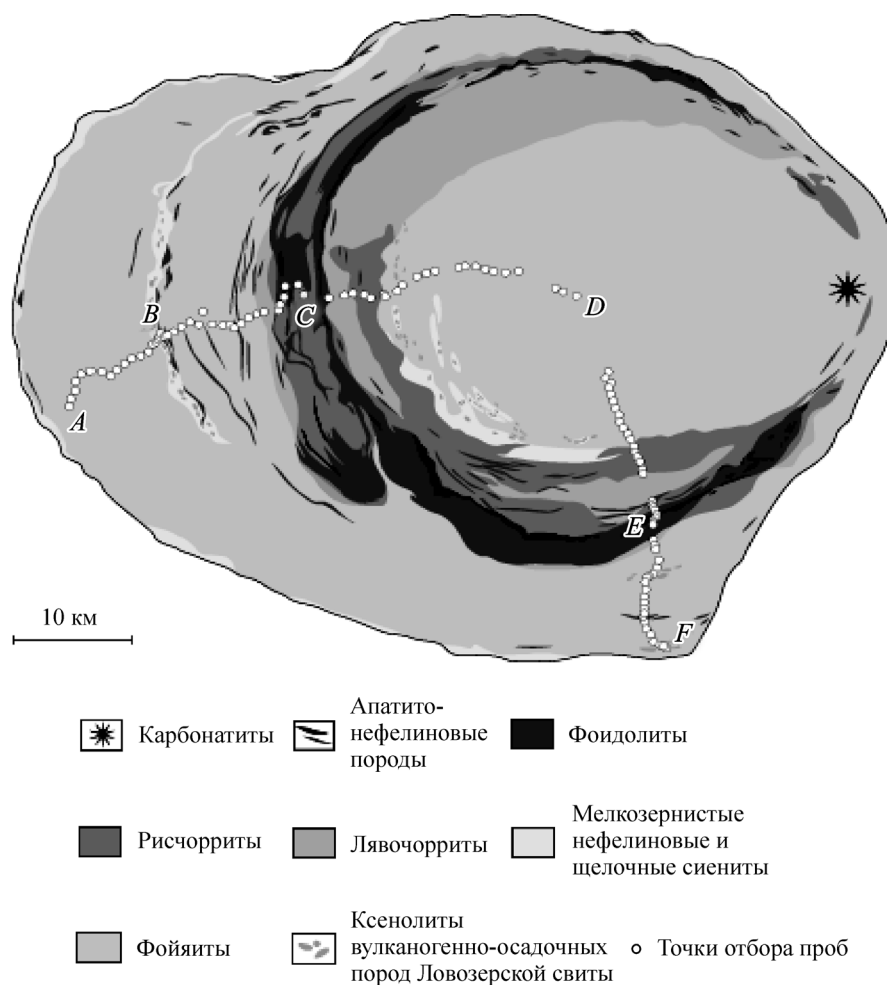


Рис. 1. Схема геологического строения Хибинского массива (по: Сняtkова и др., 1983).
A—B—C—D—E—F — профиль с точками опробования для изучения зональности массива.

Fig. 1. Scheme of geological structure of Khibiny massif (after Snyatkova et al., 1983).
A—B—C—D—E—F — profile with points of sampling to study zoning of the massif.

1963), субвертикальный вблизи поверхности контакт нефелиновых сиенитов с вмещающими породами с глубиной выполаживается (более сильно на юге и западе, менее значительно на севере и востоке). В результате на глубине 10 км площадь массива составляет менее 50 % от его площади на дневной поверхности.

Около 70 % площади массива занимают монотонные по составу нефелиновые сиениты (фойяиты). В большинстве работ они подразделяются на собственно фойяиты (расположенные в центре) и «хибиниты» (расположенные во внешней части массива), которые отделены друг от друга зональным комплексом пород Главного кольца. На большинстве геологических карт Хибинского массива, кроме того, выделены концентрические зоны массивных (по краю и в центре) и трахитоидных (по обе стороны от Главного кольца) фойяитов и хибинитов, хотя, как это будет показано ниже, наличие такой текстурной зональности никак нельзя считать доказанным.

В пределах Главного кольца определяющую роль играют фойидолиты (мельтейгиты—ийолиты—уртиты), высококалиевые (лейцитнормативные) пойкилитовые (каль-

силито)-нефелиновые сиениты (рисчорриты) и менее распространенные малиньиты, титанито-нефелиновые, титанито-апатитовые и апатито-нефелиновые породы. К этому же комплексу пород относятся и так называемые неравнозернистые нефелиновые сиениты («лявочорриты»), переходные к рисчорритам по составу, текстурно-структурным признакам и геологической позиции (рис. 1).

Как считал А. Е. Ферсман (1941), комплекс пород Главного кольца заполняет конический разлом, в котором угол между осью и образующей изменяется от 50—70° вблизи поверхности до 10—40° на глубинах более 1 км. Площадь, занимаемая породами рассматриваемого комплекса на дневной поверхности, составляет 27 % от площади всего массива, причем доли фойдолитов, рисчорритов и лявочорритов приблизительно равны. Апатито-нефелиновые и титанито-апатито-нефелиновые породы формируют линзовидные залежи в апикальных частях фойдолитовой толщи и связаны с ней постепенными переходами. Мощность этих залежей, оконтуренных исключительно по изолиниям содержания апатита, изменяется от 200 м в юго-западной части Главного кольца до первых метров в его северо-восточной части.

В пределах Главного кольца и особенно в пограничных с ним участках нефелиновых сиенитов (по обе стороны от кольца) присутствует большое количество ксенолитов разного размера (от полуметра до нескольких километров в поперечнике), сложенных ороговикованными вулканогенно-осадочными породами трапповой формации (так называемой ловозерской свиты), нормативный состав которых изменяется в весьма широких пределах от кварцитов и гранитов до оливиновых базальтов и (щелочно)ультраосновных пород. Общая площадь, занимаемая упомянутыми ксенолитами, невелика (менее 1 % от площади всего массива), однако их тесная ассоциация с мелкозернистыми щелочными и нефелиновыми сиенитами (рис. 1), представляющими собой результат фенитизации вулканогенно-осадочных пород, возможно, указывает на более широкое изначальное распространение этих образований.

Мелкозернистые щелочные и нефелиновые сиениты (занимающие 3 % площади массива) сосредоточены в пределах трех (полу)кольцевых зон: по краю массива, по периферии Главного кольца и в пределах так называемого Малого полукольца (рис. 1). Последнее располагается во внешней относительно Главного кольца части массива, имеет мощность до 500 м и сложено мелкозернистыми щелочными и нефелиновыми сиенитами (фенитами?) с ксенолитами вулканогенно-осадочных пород ловозерской свиты, а также телами ийолит-уртитов и малиньитов. Мелкозернистые щелочные и нефелиновые сиениты краевой зоны залегают в виде отдельных линз и полос мощностью до 200 м, обычно имеют постепенные контакты с фойяитами и часто находятся в виде ксенолитов в последних. Сами мелкозернистые сиениты, в свою очередь, включают в себя ксенолиты щелочно-ультраосновных пород (перидотитов, пироксенитов, мелилитолитов) и ороговикованных метавулканитов зоны Имандра-Варзуга и/или ловозерской свиты. В районе Главного кольца помимо оторочек фенитов вокруг ксенолитов ороговикованных вулканогенно-осадочных пород широко распространены гнейсовидные разновидности мелкозернистых нефелиновых сиенитов, которые также содержат многочисленные ксенолиты более или менее интенсивно фенитизированных роговиков.

Породы жильной фазы становления массива включают в себя жильные тела главных комплексов пород (микрофойяиты, микройолиты и др.), пространственно приуроченные к соответствующим интрузивным комплексам, а также дайки фонолитов, (мела)нефелинитов и щелочно-полевошпатовых трахитов, трубки взрыва с мончикито-карбонатитовым цементом наполняющих их брекчий и штокверк карбонатитовых жил, приуроченные к зоне Главного кольца (рис. 1).

Большинство перечисленных пород сложено щелочными полевыми шпатами, нефелином и клинопироксенами, характеризующиеся ярко выраженным типоморфизмом (Боруцкий, 1988, 2005; Yakovenchuk et al., 2005; Яковенчук и др., 2008). Микроклин- и ортоклаз-пертит — главные минералы фойяитов и щелочных сиенитов Хибинского массива, где также иногда присутствует непертитовый зернистый альбит. Беспертитовый ортоклаз — главный минерал рисчорритов (где он переходит в гиало-

фан), ортоклазированных йиолит-уртитов и ороговикovaných вулканогенно-осадочных пород ловозерской свиты (в последних его нередко заменяет анортоклаз). Пертитовый альбит — главный минерал фенитов, альбититов, фонолитов и щелочно-полевошпатовых трахитов, а породообразующие плагиоклазы с $An > 5\%$ установлены в слабометаморфизованных базальтоидах из ксенолитов пород ловозерской свиты в фойяитах горы Китчепакх.

Цель данной работы — представить новые данные о типоморфизме полевых шпатов, полученные в ходе изучения структурно-вещественной зональности Хибинского массива по профилю от его западного края в районе ж/д станции «Хибины» (точка *A* на рис. 1) через Малое полукольцо (*B*) и рудопроявление Пик Марченко (*C*) к центру массива на горе Вантомнюк (*D*) и далее через месторождение Коашва (*E*) к южному краю массива у подножья горы Китчепакх (*F*). Изображения участков полированных шлифов в обратнорассеянных электронах получены на сканирующем электронном микроскопе LEO-1450. Диагностика сосуществующих с полевыми шпатами минералов, перечисленных при описании минеральных парагенезисов, в большинстве случаев проводилась комплексом методов рентгенофазового и микронзондового анализов.

РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ И МОРФОЛОГИЯ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ

Полевые шпаты фойяитов. Фойяиты представляют собой средне-крупнозернистые лейкократовые породы зеленовато-серого цвета, сложенные таблитчатыми до изометричных кристаллами калиевого полевого шпата (обычно с пертитовыми вростками альбита), интерстиции в агрегате которых заполнены идиоморфными зернами нефелина и призматическими кристаллами темноцветных минералов: клинопироксенов ряда эгирина—диопсид, а также щелочных и Na-Ca-амфиболов (рихтерита—феррорихтерита, магнезиокатофорита—катофорита, магнезиоарфведсонита—арфведсонита и др.). Количественное соотношение полевого шпата, нефелина и темноцветных минералов (*M*) в составе фойяитов по профилю *A—B—C—D—E—F* варьирует в весьма широких пределах (рис. 2),¹ в среднем соответствуя составу $Fsp_{44}Ne_{40}M_{16}$. Средний минеральный состав фойяитов внешней относительно Главного кольца части массива («хибинитов») — $Fsp_{44}Ne_{40}M_{16}$ — практически идентичен составу этих пород в центральной части массива — $Fsp_{43}Ne_{40}M_{17}$.

Микроклин и ортоклаз, часто сосуществующие в пределах одного и того же образца, образуют таблитчатые кристаллы (до 3 см в диаметре и 1 см в толщину) с пертитовыми вростками альбита и многочисленными зонально распределенными включениями мелкоигльчатого эгирина. Их содержание в фойяитах изменяется по разрезу *A—B—C—D—E—F* симметрично относительно Главного кольца (рис. 3). Доля щелочных полевых шпатов в составе породы уменьшается к контактам с фойдолитами пропорционально мощности последних в разрезе: менее интенсивно в районе пика Марченко (точка *C*), более интенсивно в районе горы Коашва (точка *E*). Это изменение компенсируется возрастанием содержания прочих минералов: нефелина в точке *C* и темноцветных минералов в точке *E*. В первом случае это приводит к образованию переходных к уртитам лейкократовых фойяитов (или даже уртитов, по своей структуре еще соответствующих фойяитам), во втором — мезократовых нефелиновых сиенитов и малиньитов. Кроме того, последовательное увеличение содержания полевого шпата (за счет нефелина) к краевым частям массива и к его центру приводит к появлению здесь щелочных сиенитов, описанных в литературе (Ramsay, Hackman, 1894; Горстка, 1971; Коробейников, Павлов, 1990) под названиями умптекитов (*A*) и пуласкитов (*D*).

Текстура фойяитов может быть как массивной, так и трахитоидной. Полевые наблюдения большинства исследователей фиксируют приуроченность трахитоидных

¹ Оценка объемного соотношения указанных минералов в образцах производилась на основании подсчета площадей, занимаемых этими минералами на полированных срезах.



Рис. 2. Минеральный состав пород Хибинского массива по профилю $A-B-C-D-E-F$ согласно данным подсчета площадей, занимаемых конкретными минералами на полированных срезах шлифованных образцов.

M — темные минералы; A — K-Na-полевые шпаты; F — нефелин, кальсилит, содалит, нозеан, канкринит, анальцим и натролит.

Fig. 2. Mineral compositions of the Khibiny massif rocks along the profile $A-B-C-D-E-F$, according to data on calculated areas occupied by the certain minerals on polished section of lump samples. M — dark-colored minerals; A — K-Na-feldspars; F — nepheline, kalsilite, sodalite, nosean, cancrinite, analcime and natrolite.

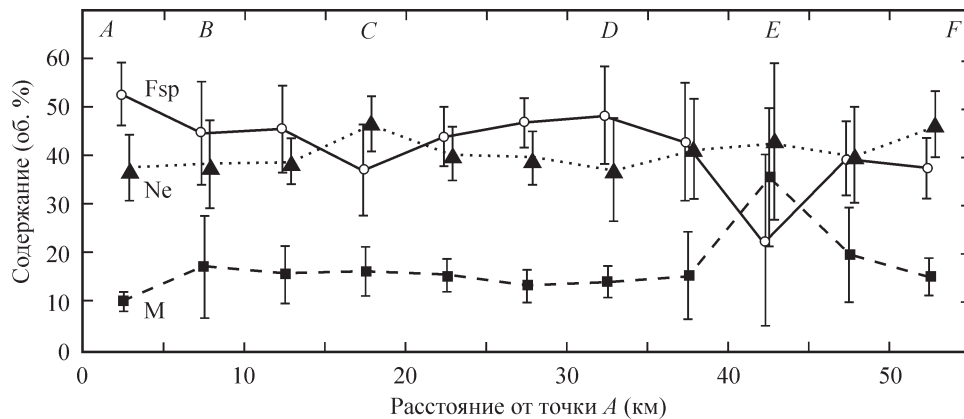


Рис. 3. Вариации содержания щелочных полевых шпатов (Fsp), нефелина и замещающих его содалита, натролита и анальцима (Ne), а также темных минералов (M) в нефелиновых сиенитах по профилю $A-B-C-D-E-F$ (средние значения по 5-километровым интервалам плюс-минус стандартное отклонение).

Fig. 3. Variations in contents of alkaline feldspars (Fsp), nepheline and replacing it sodalite, natrolite and analcime (Ne), and also dark-colored minerals (M), in nepheline syenites along the profile $A-B-C-D-E-F$ (average values within 5-km intervals, plus-minus standard deviation).

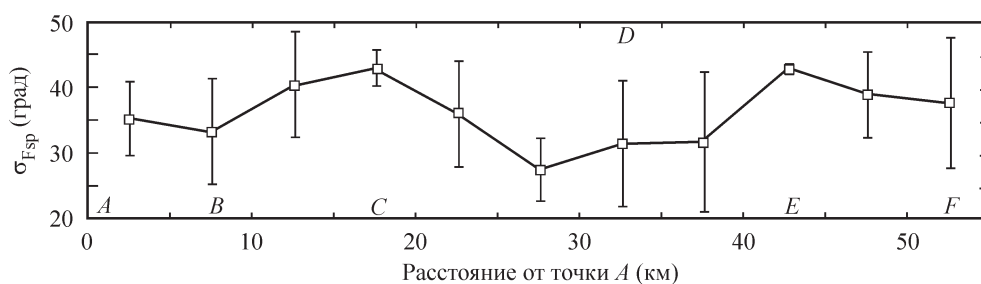


Рис. 4. Изменение величины σ_{Fsp} по профилю $A-B-C-D-E-F$ (средние значения по 5-километровым интервалам плюс-минус стандартное отклонение).

Fig. 4. Variation of the σ_{Fsp} value along the profile $A-B-C-D-E-F$ (average values within 5-km intervals, plus-minus standard deviation).

разновидностей фойяитов к контактам с фойдолитами Малого и Главного колец, а также к западному и южному контактам массива с вмещающими метаморфическими породами (Влодавец, 1935; Елисеев и др., 1937; Тихоненков, 1963; Зак и др., 1972; Галлахов, 1975, и др.). Вместе с тем замечено (Сняtkова и др., 1983), что трахитоидные фойяиты часто перемежаются с массивными, так что речь, скорее, идет не об увеличении или уменьшении степени трахитоидности этих пород, а лишь о присутствии или отсутствии на данном участке их трахитоидных разновидностей.

Сама же степень трахитоидности фойяитов, т. е. степень соориентированности в них таблитчатых кристаллов калиевого полевого шпата, была определена нами (Калашников и др., 2006) в полированных срезах фойяитов, отобранных по профилю $A-B-C-D-E-F$ (рис. 1). В качестве значения степени трахитоидности мы использовали стандартное отклонение σ_{Fsp} ориентировок осей b таблитчатых кристаллов калиевого полевого шпата от их среднего направления. Всего было изучено 72 образца, в которых кристаллы калиевого полевого шпата имеют таблитчатый габитус. Из графика изменения величины σ_{Fsp} (рис. 4) следует, что степень изотропности фойяитов последовательно увеличивается от краевой и центральной частей массива к Главному кольцу, вблизи которого фойяиты переходят в совершенно изотропные рихсчорриты.

Рентгенофазовый анализ калиевых полевых шпатов показал (рис. 5), что встречаемость ортоклаздоминантных фойяитов уменьшается от краевой части массива к его центру, и на этом фоне проявлен резкий «ортоклазовый» максимум вблизи Главного кольца. Поскольку при прочих равных условиях ортоклаз является более высокотемпературной модификацией калиевого полевого шпата, чем микроклин (Боруцкий, 2005), то уменьшение роли ортоклаза от краевой части фойяитового комплекса к его

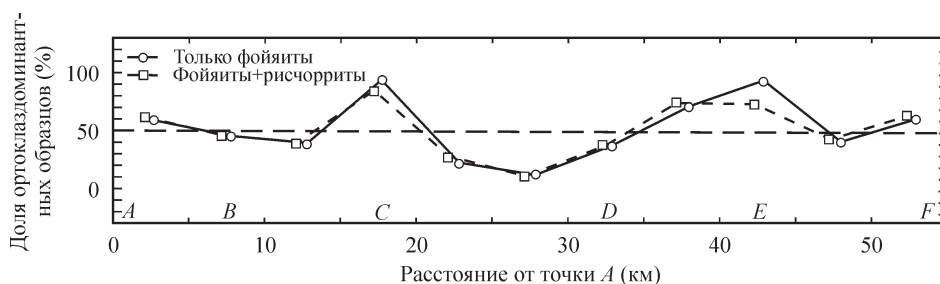


Рис. 5. Встречаемость ортоклаз- и микроклиндоминантных нефелиновых сиенитов по профилю $A-B-C-D-E-F$.

Fig. 5. Frequency of the orthoclase- and microcline-dominated nepheline syenites along the profile $A-B-C-D-E-F$.

центру позволяет предположить, что температура (пере)кристаллизации полевого шпата в целом последовательно уменьшалась в этом направлении по мере консолидации фойяитовой интрузии. Переход микроклиновых фойяитов в ортоклазовые фойяиты и далее в рисчорриты вблизи Главного кольца, сопровождающий текстурную изотропизацию этих пород, очевидно, происходил вследствие тектонической разгрузки приразломных участков массива и их переработки под влиянием фойдолитового расплава (флюида).

Альбит в фойяитах представлен, главным образом, пертитовыми вростками в микроклине и ортоклазе. Помимо обычных пертитов распада здесь встречаются пертиты замещения, растущие внутрь кристаллов калиевого полевого шпата от их контактов с нефелином, а также вторичный мелкозернистый «сахаровидный» альбит, развивающийся по границам зерен первичных минералов и по сети трещинок в породе вплоть до формирования анхимономинеральных альбититов или эгирино-альбитовых метасоматитов.

Полевые шпаты фойдолитов и рисчорритов. Ийолит-уртиты представляют собой мелко-среднезернистые зеленовато-серые породы массивной или гнейсовидной текстуры. Они сложены идиоморфными кристаллами нефелина, интерстиции в агрегате которых заполнены зернами клинопироксенов ряда дипосид—эгирин-авгит, K-Na-Ca-амфиболов (калийрихтерита, калийферрорихтерита и др.), аннита, титанита, магнетита, ильменита и эвдиалита. Нередко кристаллы нефелина пойкилитово включены в крупные (до 10 см в диаметре) метакристаллы ортоклаза, содержание которых в ийолит-уртитах изменяется непрерывно от нуля до порогового значения перехода этих пород в рисчорриты (рис. 2). Нередко здесь же присутствует поздний альбит, формирующий мелкозернистые сегрегации и прожилки в постоянной ассоциации с натролитом и эгирином.

Особой разновидностью фойдолитов являются апатито-нефелиновые и апатито-титанито-нефелиновые породы, которые представляют собой существенно обогащенные фторapatитом ийолит-уртиты вплоть до анхимономинеральных апатитолитов. Это пятнистые зеленовато-серые породы, чаще всего представляющие собой штокверк явно более поздних фторapatитовых прожилков в ийолит-уртитах. Соответственно главные минералы рассматриваемых пород — те же самые, что и в ийолит-уртитах: фторapatит, нефелин, диопсид—эгирин-авгит, калийрихтерит, ортоклаз, титанит, магнетит и ильменит. Ортоклаз в апатито-нефелиновых породах формирует точно такие же пойкилобласти, как и в ийолит-уртитах, но в качестве вростков здесь выступают не только нефелин, но и фторapatит (рис. 6).

Рисчорриты или пойкилитовые нефелиновые сиениты чаще всего представляют собой лейкократовые массивные средне-крупнозернистые породы, легко диагностируемые при полевых исследованиях по их характерной пойкилитовой структуре. Последняя обусловлена наличием крупных (до 20 см в диаметре) изометричных метакристаллов ортоклаза, переполненных пойкилитовыми включениями нефелина, кальсилита и темноцветных минералов в мелко-среднезернистой массе идиоморфных зерен нефелина, сцементированных темноцветными минералами (в основном эгирином и калийарфведсонитом). Средний состав рисчорритов, встреченных нами по профилю *A—B—C—D—E—F*, составляет $Fsp_{36}Ne_{44}M_{26}$. Однако следует сразу отметить, что, как и в случае с фойяитами, граница между рисчорритами и полевошпатовыми урритами проведена согласно классификации *QAPF* абсолютно формально. В действительности это непрерывный ряд пород, генетически связанных между собой процессами ортоклазового пойкилобластеза, так что даже по своему облику рисчорриты и урриты, содержащие 20—40 об. % ортоклаза (в литературе по Хибинам их часто называют ювитами), почти неразличимы.

Помимо пойкилитовой структуры в некоторых образцах рисчорритов и полевошпатовых урритов (не более 10 % от изученных нами) встречаются микрографические срастания нефелина с эгирином и ортоклазом, нередко пространственно совмещенные друг с другом (рис. 7). О происхождении подобных нефелино-ортоклазовых срастаний в середине прошлого века велась оживленная дискуссия, в ходе которой

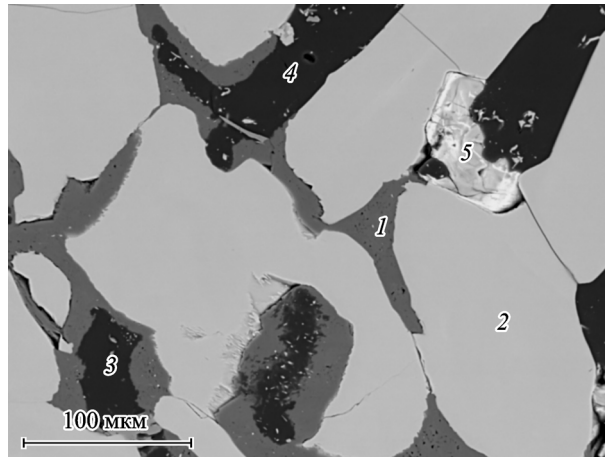


Рис. 6. Развитие ортоклазового пойкилобласта (1) в апатито-нефелиновой породе горы Коашва. 2 — фторапатит, 3 — нефелин, 4 — натролит, 5 — ринкит. Изображение участка полированного шлифа в обратнорассеянных электронах.

Fig. 6. Development of the orthoclase poikiloblast (1) in an apatite-nepheline rock at the Koashva mountain; 2 — fluorapatite, 3 — nepheline, 4 — natrolite, 5 — rinkite. Back-scattered electron image of an area of polished section.

были предложены гипотезы их происхождения как результата эвтектической кристаллизации нефелин-сиенитового расплава (Галахов, 1959, 1975), метасоматического замещения нефелина ортоклазом (Тихоненков, 1963) и экссолуционного распада первичного лейцита (Галахов, 1959). По наблюдениям И. П. Тихоненкова (1963), подтверждающимся нашими данными, в рассматриваемых сростаниях и ортоклаз, и эгирина обычно представлены едиными скелетными кристаллами, тогда как включения нефелина являются фрагментами нескольких зерен, нередко прослеживающихся за преде-

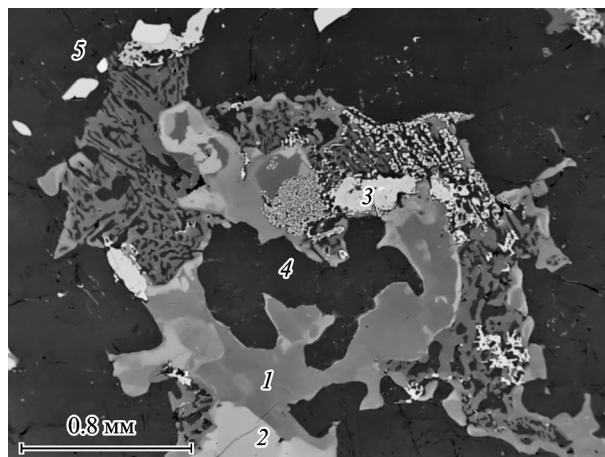


Рис. 7. Микрографические сростания ортоклаза (1)—гиалофана (2) и эгирина (3) с нефелином (4) в полевошпатовом уртите горы Коашва; 5 — фторапатит. Изображение участка полированного шлифа в обратнорассеянных электронах.

Fig. 7. Micrographic intergrowths of orthoclase (1)—hyalophane (2) and aegirine (3) with nepheline (4) in feldspar urtite at Koashva mountain; 5 — fluorapatite. Back-scattered electron image of an area of polished section.

лами скелетного кристалла. Соседние скелетные кристаллы ортоклаза или эгирина в свою очередь могут включать в себя фрагменты одного и того же зерна нефелина.

Микрографические сростки всех трех минералов могут существовать и сами по себе, но чаще они являются естественной составляющей ортоклазовых кластеров (рис. 7), а то и вовсе фрагментами единого пойкилокристалла ортоклаза (Галахов, 1959). Более того, как правило, скелетные кристаллы полевого шпата и клинопироксена имеют ту же самую зональность, что и соседние полногранные кристаллы: внешние зоны кристаллов клинопироксена обогащаются эгириновой компонентой, а внешние зоны кристаллов ортоклаза — цельзиановой. Все это дает нам основания считать эти структуры результатом неравновесного роста метакристаллов ортоклаза и эгирина (Иванюк, Яковенчук, 1996), а не продуктом этектической кристаллизации нефелин-сиенитового расплава или экссолюционного распада гипотетического лейцита.

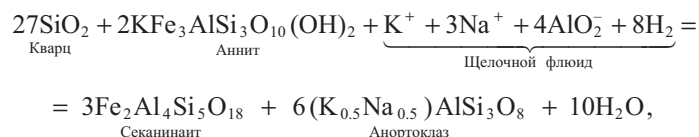
Ширина переходной зоны между фойяитами и рисчорритами варьирует от 30 м до первых сантиметров (Тихоненков, 1963). Но и в последнем случае внутри рисчорритов обычно присутствуют реликтовые таблитчатые кристаллы пертитового полевого шпата, а в фойяитах на удалении до 3 м от контакта появляются кластеры новообразованных пойкилокристаллов ортоклаза. Сами рисчорриты по мере приближения к контакту обычно становятся более мелкозернистыми, обогащаются темноцветными минералами и нефелином вплоть до формирования малиньитовых и ийолитовых прослоев (Галахов, 1959; Зак и др., 1972; наши наблюдения).

Полевые шпаты щелочных сиенитов. Щелочные сиениты занимают в Хибинском массиве резко подчиненное положение по отношению к нефелиновым сиенитам и, как правило, связаны с ними постепенными переходами. Это белые или светло-серые мелко-среднезернистые массивные породы, на 75—99 об. % сложенные агрегатом таблитчатых кристаллов ортоклаз-пертита, в интерстициях которого находятся зерна нефелина, эгирин-авгита и магнезиоарфведсонита (Горстка, 1971; Коробейников, Павлов, 1990; наши данные). Как правило, темноцветные минералы образуют равномерную вкрапленность в массе полевого шпата, реже — отдельные, порой достаточно крупные (до 50 см в диаметре) скопления, придающие породе такситовый облик.

Полевые шпаты роговиков и фенитов. Макроскопически роговики представляют собой тонко-мелкозернистые породы (средний размер зерен 0.07 мм) с характерным раковистым изломом, окраска которых варьирует от белой, светло-серой, бледно-фиолетовой, голубой, разных оттенков зеленой и коричневой до темно-серой и черной. Они характеризуются широкими вариациями минерального состава как в объеме отдельного ксенолита, так и в пределах отдельного образца или даже шлифа (Yakovenchuk et al., 2005). Текстура этих пород изменяется от массивной и неясно-полосчатой до контрастнополосчатой, линзовиднополосчатой, такситовой и порфировидной. Микроструктура типично роговиковая, а при наличии крупных метакристаллов ортоклаза, амфиболов, корунда, нефелина, энigmatита и других минералов — пойкилобластовая.

Плагиоклаз, состав которого соответствует олигоклазу—андезину, — главный минерал слабометаморфизованных метабазальтов и метатуффилов горы Китчепакх. Микровкрапленники пластинчатых кристаллов плагиоклаза (до 0.1 мм в длину), обуславливающие афиртовую структуру этих пород, находятся в тонкозернистой массе, сложенной диопсидом, авгитом, флогопитом, титаномагнетитом.

Анортоклаз — главный минерал роговиков и фенитов из ксенолитов в нефелиновых сиенитах Хибинского и Ловозерского массивов, который образуется в результате их высокотемпературного щелочного метасоматоза посредством реакций:



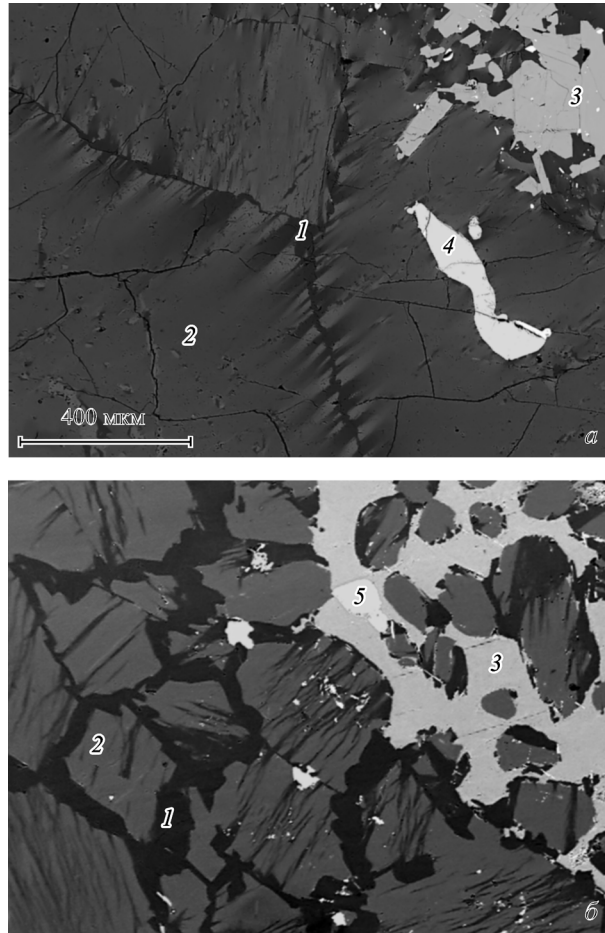
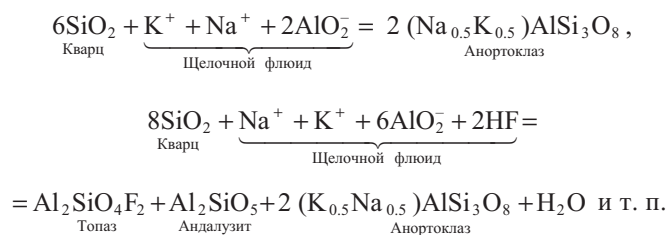


Рис. 8. Начальная (а) и конечная (б) стадии формирования пертитов замещения в анортоклазе из анни-то-анортоклазовых роговиков пика Марченко.

1 — альбит, 2 — анортоклаз, 3 — аннит, 4 — титанит, 5 — пирротин. Изображение участка полированного шлифа в обратнорассеянных электронах.

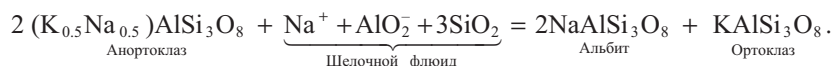
Fig. 8. Initial (a) and final (b) stages in forming of replacement perthites in anorthoclase from annite-anorthoclase hornfels of the Marchenko Peak. 1 — albite, 2 — anorthoclase, 3 — annite, 4 — titanite, 5 — pyrrhotite. Back-scattered electron image of an area of polished section.



Соответственно минералы, тесно ассоциирующие с анортоклазом, представлены андалузитом, силлиманитом, кордиеритом—секанинитом, топазом, фаялитом, мусковитом, флогопитом—аннитом, эденитом (магнезио)арфведсонитом, диопсидом—генденбергитом—эгирином, эпидотом, корундом, рутилом, таусонитом, бадделеитом,

пирротином и цирконом. Зерна анортоклаза (в среднем 0.01—0.02 мм в диаметре) обычно переполнены многочисленными округлыми включениями ильменита, пирротина и чешуйками аннита, благодаря чему порода приобретает черную окраску. В тонкозернистой основной ткани таких пород более или менее равномерно распределены мономинеральные анортоклазовые «шарики» (до 1 мм в диаметре, но обычно 0.1—0.2 мм), сложенные его более крупными и, главное, совершенно свободными от включений зернами, образовавшимися путем собирательной перекристаллизации.

«Свежий» анортоклаз встречается достаточно редко, поскольку в результате приноса натрия фенитизирующими растворами происходит замещение его альбитом с образованием либо чистого ортоклаза, либо анортоклаза с пониженным относительно исходного содержанием натрия:



Этот процесс обычно начинается с развития пертитов замещения, растущих внутрь зерен анортоклаза от их границ (рис. 8, а), а кончается образованием очень характерных для фенитизированных роговиков из ксенолитов пика Марченко и горы Каскасиончорр пластинчатых реликтов анортоклаза в массе альбита.

Полевые шпаты пород дайковой серии. Полевошпатсодержащие жильные породы Хибинского массива помимо мелкозернистых аналогов нефелиновых и щелочных сиенитов представлены феолитами и щелочно-полевошпатовыми трахитами. Это серовато-зеленые до зеленовато-черных тонкозернистые породы, сложенные каркасным агрегатом таблитчатых кристаллов ортоклаза (20—200 мкм), окаймленных иголочками эгирин-авгита, интерстиции в котором заполнены нефелином, анальцимом, канкринитом и натролитом с включениями эгирина. Местами в составе щелочно-полевошпатовых трахитов, жилы которых рассекают рихсчорриты и ортоклазсодержащие уртиты, появляется вторичный ортоклаз (Арзамасцев и др., 1988). Этот факт говорит о том, что сопровождающая становление Главного фойдолитового кольца ортоклазизация окружающих пород продолжалась дольше, чем принято считать, и затрагивала не только сами фойяиты, но и рассекающие их жильные породы.

ТИПОХИМИЗМ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ

Химический состав полевых шпатов Хибинского массива определен на микроанализаторе MS-46 Самеса в Геологическом институте Кольского НЦ РАН (Апатиты) при стандартных условиях (диаметр зонда 3 мкм, ток зонда 20 нА, ускоряющее напряжение 20 кВ, эталоны: лоренценит (для Na), вадеит (K), волластонит (Ca, Si), пирроп (Al), синтетический MnCO_3 (Mn), гематит (Fe)). В табл. 1 и 2 приведены выборочные данные о составе 15 K-Na-полевых шпатов и 15 альбитов, отобранные нами из более чем 200 оригинальных анализов.

На рис. 9 показано изменение состава калиевых полевых шпатов и альбита в образцах хибинских пород, отобранных по профилю *A—B—C—D—E—F* (рис. 1). Видно, что изменение состава этих минералов происходит симметрично относительно центра массива. При этом форма графиков изменения содержания кремния и алюминия в составе калиевого полевого шпата оказывается практически идентичной форме соответствующих графиков изменения состава альбита: повышенным за счет кремния содержанием алюминия характеризуются полевые шпаты центральной части массива (точка *D*) и района Главного кольца (точки *C* и *F*). Компенсация такого замещения происходит по двум основным схемам:

1. $(\text{K}, \text{Na}) + \text{Si} \leftrightarrow (\text{Ba}, \text{Ca}) + (\text{Al}, \text{Fe}^{3+}),$
2. $\square + \text{Si} \leftrightarrow (\text{Na}, \text{K}) + \text{Al},$

которые обусловили принципиальное различие состава рассматриваемых минералов в центре Хибинского массива и в районе его Главного фойдолитового кольца. Так,

Химический состав K-Na-полевых шпатов Хибинского массива (мас. %)
Chemical composition of K-Na-feldspars of Khibiny massif (wt %)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	Or	Mc	Mc	Or	Or	Or	Or	Or	Or	Or	Mc	Or	Or	Anor	Anor
SiO ₂	65.42	65.20	63.89	64.94	65.13	65.12	64.72	63.25	65.02	60.03	65.00	65.16	65.03	64.90	63.05
Al ₂ O ₃	16.80	17.51	18.12	18.00	18.01	18.17	18.34	16.82	17.63	18.95	18.43	18.36	18.55	18.33	21.58
Fe ₂ O ₃	0.09	0.18	0.13	0.04	0.22	0.07	0.58	0.02	0.71	0.72	0.37	0.24	0.29	—	—
CaO	—	—	—	—	—	—	—	0.43	—	—	—	—	—	—	0.89
Na ₂ O	0.37	0.39	0.65	0.37	0.47	0.97	—	0.09	0.38	0.47	0.67	0.17	0.87	2.86	8.36
K ₂ O	16.39	16.03	16.16	16.45	15.97	15.40	16.78	16.05	16.08	13.75	15.92	16.52	15.15	13.20	2.20
Rb ₂ O	—	—	—	—	—	—	0.24	—	—	—	—	—	—	—	—
SrO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.46
BaO	0.00	0.56	0.13	0.00	0.40	0.33	—	—	0.62	5.31	0.00	—	—	—	0.58
Σ	99.07	99.87	99.08	99.80	100.20	100.06	100.66	96.66	100.43	99.23	100.39	100.45	99.89	99.29	99.29
Коэффициенты в формуле (O = 8)															
Si ⁴⁺	3.05	3.03	2.99	3.01	3.01	3.01	2.99	3.03	3.01	2.90	2.99	3.00	3.00	2.99	2.87
Al ³⁺	0.92	0.96	1.00	0.98	0.98	0.99	1.00	0.96	0.96	1.08	1.00	1.00	1.01	1.00	1.16
Fe ³⁺	—	0.01	—	—	0.01	—	0.02	—	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01	—	—
Ca ²⁺	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.04
Na ⁺	0.03	0.04	0.06	0.03	0.04	0.09	0.00	—	0.03	0.04	0.06	0.02	0.08	0.26	0.74
K ⁺	0.98	0.95	0.96	0.97	0.94	0.91	0.99	0.98	0.95	0.85	0.93	0.97	0.89	0.78	0.13
Rb ⁺	—	—	—	—	—	—	0.01	—	—	—	—	—	—	—	—
Sr ²⁺	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.04
Ba ²⁺	—	0.01	—	—	0.01	0.01	—	—	0.01	0.10	—	—	—	—	0.01
Σ	4.99	4.98	5.02	5.00	4.99	5.00	5.01	4.99	4.99	4.99	5.00	5.00	4.99	5.02	4.99
Минералы															
Alp	—	—	—	—	—	—	—	0.02	—	—	—	—	—	—	0.05
Ab	0.03	0.04	0.06	0.03	0.04	0.09	—	0.01	0.03	0.04	0.06	0.02	0.08	0.25	0.77
Or	0.96	0.95	0.94	0.97	0.94	0.90	0.97	0.97	0.93	0.83	0.93	0.98	0.91	0.75	0.13
Csn	—	—	—	—	0.01	0.01	—	—	0.01	0.10	—	—	—	—	0.01
Rbc	—	—	—	—	—	—	0.01	—	—	—	—	—	—	—	—
For	—	0.01	—	—	0.01	—	0.02	—	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01	0.00	—

Примечание. 1—4 — фойиты гор Юмьенорр (1), Юдычумчорр (2), Кукавумчорр (3) и Китчепакх (4); 5 — малинит горы Эвслотчорр; 6 и 7 — рисчорригы гор Эвслотчорр (6) и Кукавумчорр (7); 8 — апатито-нефелиновая порода горы Коашва (рис. 6); 9 и 10 — ургиты горы Коашва (рис. 7); 11 — пулассит горы Кукавумчорр; 12 — фоллит горы Кукавумчорр; 13 — эллингит-ортоклазовый роговик горы Юмьенорр; 14 — биотито-анортоклазовый роговик пика Марченко; 15 — корундо-пирротино-анортоклазовый роговик горы Каскасночорр. Or, Mc и Anor — ортоклаз, микроклин и анортоклаз соответственно. Минералы: Alp — альбитовый, Ab — альбитовый, Or — ортоклазовый, Csn — целезиановый, Rbc — рубиклиновидный, For — ферриортотлазовый (KFe³⁺Si₃O₈).

Химический состав альбита Хибинского массива (мас. %)
 Chemical composition of albite of Khibiny massif (wt %)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	68.90	69.24	68.12	69.34	68.76	68.45	69.62	68.57	67.11	64.13	55.71	55.98	58.83	66.44	67.70
Al ₂ O ₃	19.13	18.45	18.06	19.11	18.86	18.51	19.36	19.70	18.45	19.02	26.96	26.44	24.46	20.22	18.93
Fe ₂ O ₃	0.19	0.23	0.28	0.18	0.28	0.27	0.11	0.16	0.20	0.17	—	0.07	2.04	—	0.22
CaO	—	0.03	0.04	—	—	—	—	—	—	0.74	9.65	8.50	5.27	0.18	—
Na ₂ O	12.12	11.72	11.64	11.61	12.17	10.80	10.07	11.26	10.69	11.58	5.78	6.17	8.62	10.23	11.74
K ₂ O	0.15	0.05	0.03	0.03	0.18	0.13	0.11	0.18	0.16	3.80	0.16	0.16	0.36	0.35	0.08
SrO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.57	0.62	1.61	—
BaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.95	—
Σ	100.49	99.72	98.17	100.28	100.24	98.16	99.28	99.86	96.61	99.44	98.26	97.89	100.20	99.98	98.67
Коэффициенты в формуле (O = 8)															
Si ⁴⁺	3.00	3.03	3.03	3.02	3.00	3.03	3.04	2.89	3.02	2.91	2.54	2.57	2.65	2.95	3.00
Al ³⁺	0.98	0.95	0.95	0.98	0.97	0.97	1.00	1.01	0.98	1.02	1.45	1.43	1.30	1.06	0.99
Fe ³⁺	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	—	0.01	0.01	0.01	—	—	0.07	—	0.01
Ca ²⁺	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.04	0.47	0.42	0.25	0.01	—
Na ⁺	1.02	0.99	1.00	0.98	1.03	0.93	0.85	0.95	0.93	1.02	0.51	0.55	0.75	0.88	1.01
K ⁺	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.22	0.01	0.01	0.02	0.02	—
Sr ²⁺	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.02	0.02	0.04	—
Ba ²⁺	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.02	—
Σ	5.02	4.99	4.99	4.98	5.03	4.95	4.89	4.98	4.95	5.20	4.99	4.99	5.06	4.97	5.01
Минералы															
An	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.03	0.48	0.42	0.24	0.01	—
Ab	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.80	0.52	0.55	0.67	0.91	1.00
Or	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.17	0.01	0.01	0.00	0.02	—
Csn	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.02	—
For	0.01	—	—	—	0.01	0.01	—	0.01	0.01	—	—	—	0.02	—	—
Fab	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.05	—	—

Примечание. 1—5 — фойяиты гор Юмльчорр (1), Юльвумчорр (2), пика Марченко (3), Кукисвумчорр (4) и Китчелакх (5); 6 — маиньит горы Эвслогчорр; 7 — ричесорит пика Марченко; 8 и 9 — ийолит-урлиты гор Эвслогчорр (8) и Коаша (9); 10 — щелочно-полевошпатовый грахит горы Ньоркпакх (Арзамасцев и др., 1988); 11 — аннито-анортослазовый роговик горы Кукисвумчорр; 12 — аннито-герцинит-анортослазовый роговик горы Кукисвумчорр; 13 — метабазалит горы Китчелакх; 14 — флогопито-нефелино-альбитовый роговик горы Каскасиночорр; 15 — аннито-альбито-анортослазовый роговик пика Марченко. Минералы: An — анортитовый, Ab — альбитовый, Or — ортослазовый, Csn — цельзиановый, For — «ферриортослазовый» (KFe³⁺Si₃O₈); Fab — «ферриальбитовый» (NaFe³⁺Si₃O₈).

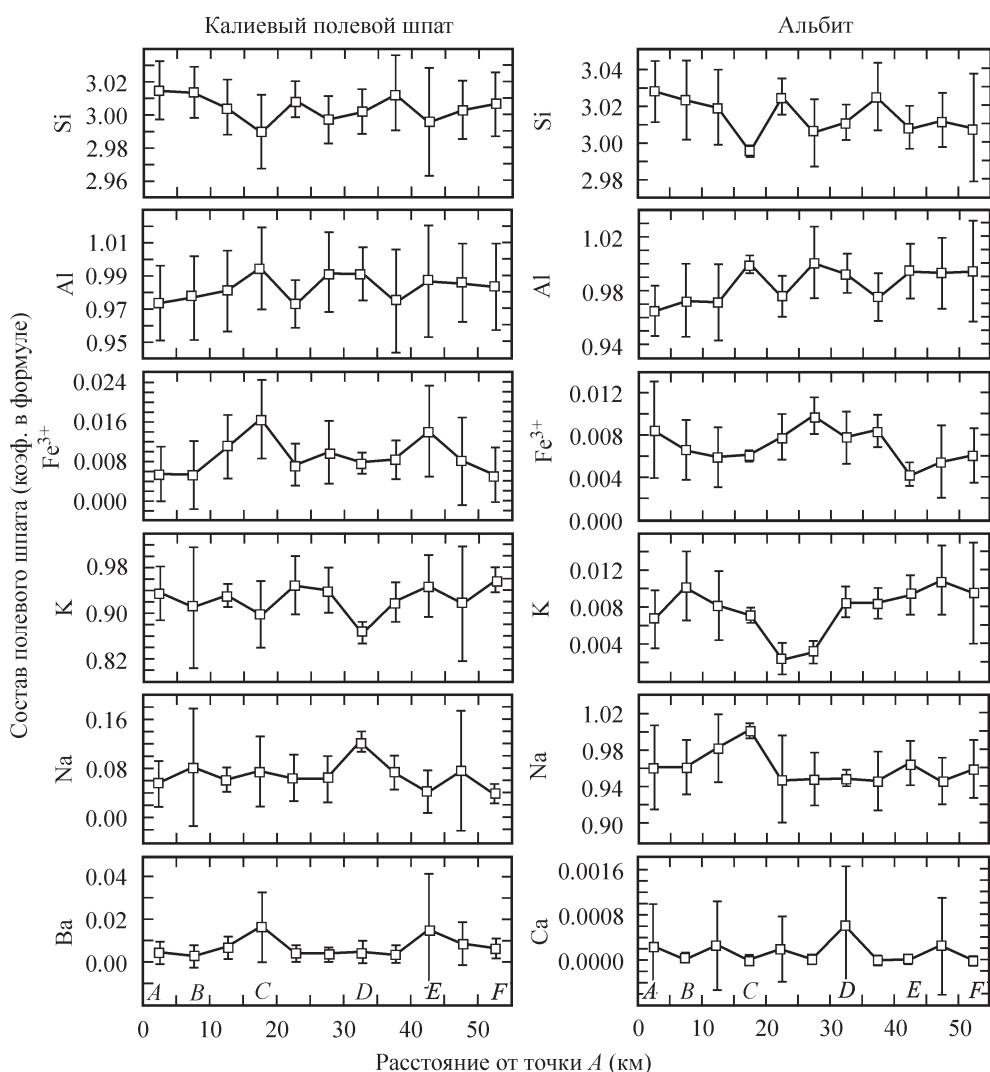


Рис. 9. Изменение состава калиевых полевых шпатов и альбита в образцах хибинских пород, отобранных по профилю $A-B-C-D-E-F$ (средние значения по 5-километровым интервалам плюс-минус стандартное отклонение).

Fig. 9. Variations in compositions of K-feldspars and albite in lump samples of the Khibiny massif rocks sampled along the profile $A-B-C-D-E-F$ (average values within 5-km intervals, plus-minus standard deviation).

для калиевого полевого шпата из фоййитов центральной части массива характерен изоморфизм по схеме (2), а из нефелиновых сиенитов района Главного кольца — по схеме (1) для случая Ba .² И наоборот, увеличение содержания Al в составе альбита из фоййитов центральной части массива компенсируется по схеме (1), тогда как из нефелиновых сиенитов района Главного кольца — по схеме (2), но с Ca вместо Ba.

² В рисчорритах и ийолит-уртитях роль бария и железа возрастала к заключительным этапам ортоклазового пойкилобластеза, вследствие чего крайние зоны таких пойкилобластов как в рисчорритах, так и в ийолит-уртитях нередко представлены железистым гиалофаном (рис. 7).

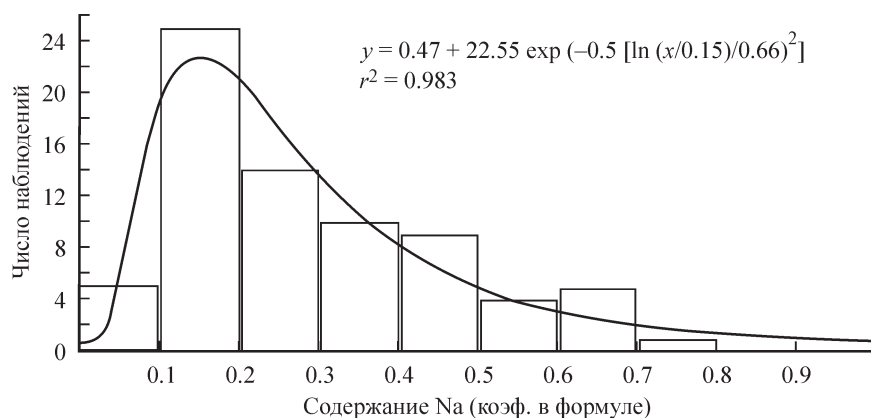


Рис. 10. Встречаемость минералов ряда ортоклаз—анортоклаз в роговиках из ксенолитов вулканогенно-осадочных пород в фойяитах Хибинского массива.

Fig. 10. Frequency of the orthoclase—anorthoclase series minerals in hornfels from xenoliths of volcanogenic-sedimentary rocks within foyaites of Khibiny massif.

Полевые шпаты из рудного (точка *E*, месторождение Коашва) и слаборудного (точка *C*, рудопроявление Пик Марченко) участков Главного кольца различаются прежде всего по соотношению натрия и калия в их составе (рис. 8): в районе крупных, разрабатываемых месторождений и ортоклаза, и альбит характеризуются пониженным содержанием Na.

В анортоклазе фенитизированных роговиков из ксенолитов вулканогенно-осадочных пород ловозерской свиты главной схемой изоморфных замещений является замена части калия натрием. Содержание последнего в большинстве образцов составляет всего 0.2—0.3 атома в молекуле (рис. 10), поскольку встречаемость высоконатриевых анортоклазов понижается процессами их распада и замещения альбитом (рис. 8). Кроме того, для анортоклаза характерен изоморфизм по схеме (1), вплоть до образования железистого гялофана (содержание Ва до 0.3 атома в молекуле) в роговиках горы Касаснюнчорр.

Содержание кальция в плагиоклазах из вулканогенно-осадочных пород ловозерской свиты уменьшается при переходе от метабазальтов к метакварцитам от 0.3 атома в молекуле до нуля, что позволяет выявлять состав протопород слабофенитизированных роговиков Хибинского массива по составу слагающего их плагиоклаза.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В свете полученных и опубликованных данных (Иванюк и др., 1996, 2006; Горянов и др., 1998, 2007; Yakovenchuk et al., 2005; Коноплева и др., 2008; Яковенчук и др., 2008) схема формирования Хибинского массива может быть представлена следующей последовательностью событий: 1 — образование мелководной толщи терригенно- и вулканогенно-осадочных пород ловозерской свиты (кварцитов, песчаников, базальтов и их туфов) с андезитом—лабрадором в качестве породообразующего полевого шпата; 2 — формирование фойяитового массива, краевая часть которого сложена массивными существенно ортоклазовыми фойяитами, а центральная — трахитоидными существенно микроклиновыми фойяитами в результате постепенного уменьшения температуры кристаллизации расплава от краев к центру; 3 — образование Главной и Малой конических трещин в уже полностью консолидированном, резко расширяющемся вблизи дневной поверхности в результате дилатансии теле фойяитов, заполнение их фойидолитовыми расплавами, калиевость которых заметно

возрастала от первых порций к последним вследствие понижения температуры кристаллизации нефелина; прогрев окружающих участков фойяитов (особенно покрывающих), их ортоклазизация и текстурная изотропизация; превращение вулканогенно-осадочных пород ксенолитов, попавших в фойидолиты и зону прогрева фойяитов, сначала в существенно аноклазовые роговики, а затем в ортоклазо-альбитовые фениты; 4 — консолидация и растрескивание ийолит-уртитов по тому же самому кольцу, положение которого определяется полем напряжений в продолжающемся расширяться Хибинском массиве, выжимание в трещины остаточного расплава-флюида, богатого Са, К, Р, F, Cl, С и Н, и формирование фторапатитовых штокверков; кальсилито-ортоклазовый пойкилобластез в ийолит-уртитах, апатито-нефелиновых породах и фойяитах вследствие высвобождения избыточного калия из нефелина по мере остывания фойидолитов, приведший к формированию рихчорритов, лявчорритов и ортоклазодержащих ийолит-уртитов; 5 — образование пегматито-гидротермальных жил, в которых микроклин резко доминирует над ортоклазом, даек щелочных, щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов, трубок взрыва с мончикито-карбонатитовым цементом и зон низкотемпературной гидротермальной переработки пород, приуроченных к приповерхностной части Главного кольца.

Все эти события, включая самые низкотемпературные, зафиксированы в составе и других типоморфных особенностях полевых шпатов, что позволяет использовать их в качестве чувствительного индикатора не только условий минералообразования, но также места и масштаба оруденения в пределах Хибинского массива.

Авторы признательны И. В. Пекову за ценные замечания по тексту рукописи.

Работы проводились при поддержке ООО «Минералы Лапландии» (Апатиты), ОАО «Апатит» (Кировск) и центра ГеоКарт (Москва).

Список литературы

- Арзамасцев А. А., Арзамасцева Л. В., Травин А. В., Беляцкий Б. В., Шаматрина А. М., Антонов А. В., Ларионов А. Н., Родионов Н. В., Сергеев С. А. Длительность формирования палеозойской магматической системы центральной части Кольского полуострова: U-Pb, Rb-Sr, Ar-Ar-данные // Докл. РАН. **2007**. Т. 413. № 5. С. 666—670.
- Арзамасцев А. А., Каверина В. А., Полежаева Л. И. Дайковые породы Хибинского массива и его обрамления. Апатиты: Изд-во Кольского НЦ АН СССР, **1988**. 86 с.
- Баянова Т. Б., Пожиленко В. И., Смолькин В. Ф., Кудряшов Н. М., Каулина Т. В., Ветрин В. Р. Каталог геохронологических данных по северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты: Изд-во Кольского НЦ РАН, **2002**. 53 с.
- Боруцкий Б. Е. Породообразующие минералы высокощелочных комплексов. М.: Наука, **1988**. 212 с.
- Боруцкий Б. Е. Щелочные полевые шпаты как минералогические индикаторы в решении проблем генетической минералогии, петрологии и рудогенеза (на примере Хибинского вулcano-плутонического комплекса, Кольский п-ов) / Прикладная геохимия. Вып. 7. Книга 1: Минералогия, геохимия и генетические типы месторождений. М.: Изд-во ИМГРЭ, **2005**. С. 15—32.
- Владавец В. И. Пинуайвчорр-Юкспорр-Расвумчорр / Труды Арктического института. Т. 23. Л.: Изд-во Главсевморпути, **1935**. С. 5—55.
- Галахов А. В. Петрология Хибинского щелочного массива. Л.: Наука, **1975**. 253 с.
- Галахов А. В. Рихчорриты Хибинского щелочного массива. М.; Л.: Изд-во АН СССР, **1959**. 171 с.
- Горстка В. Н. Контактная зона Хибинского массива. Л.: Наука, **1971**. 98 с.
- Горяинов П. М., Иванюк Г. Ю., Яковенчук В. Н. Тектонические перколяционные зоны в Хибинском массиве // Физика Земли. **1998**. № 10. С. 822—827.
- Горяинов П. М., Коноплева Н. Г., Иванюк Г. Ю., Яковенчук В. Н. Структурная организация рудной зоны Коашвинского апатит-нефелинового месторождения // Отечественная геология. **2007**. № 2. С. 55—60.
- Елисеев Н. А., Ожинский И. С., Володин Е. Н. Геологопетрографический очерк Хибинских тундр / Северная экскурсия. Кольский полуостров. Международный геологический конгресс. XVII сессия. М.; Л.: ОНТИ НКТП СССР, **1937**. С. 51—86.
- Зак С. И., Каменев Е. А., Минаков Ф. В., Арманд А. Л., Михеичев А. С., Петерсилье И. А. Хибинский щелочной массив. Л.: Недра, **1972**. 175 с.

Иванюк Г. Ю., Пахомовский Я. А., Коноплёва Н. Г., Яковенчук В. Н., Меньшиков Ю. П., Корчак Ю. А. Минералы группы шпинели в породах Хибинского щелочного массива (Кольский полуостров) // ЗРМО. **2006**. № 5. С. 64—75.

Иванюк Г. Ю., Яковенчук В. Н., Горяинов П. М. Основные черты карбонатообразования в гидротермальных жилах Кукисвумчоррского месторождения // ЗВМО. **1996**. № 3. С. 9—23.

Калашиников А. О., Селиванова Е. А., Квятковская М. И., Коноплёва Н. Г., Пахомовский Я. А. Зональность Хибинского фойзитового массива по данным изучения калиевых полевых шпатов / Труды III Ферсмановской научной сессии. Апатиты: Изд-во К&М, **2006**. С. 121—123.

Коноплёва Н. Г., Иванюк Г. Ю., Пахомовский Я. А., Яковенчук В. Н., Меньшиков Ю. П., Корчак Ю. А. Амфиболы Хибинского щелочного массива (Кольский полуостров, Россия) // ЗРМО. **2008**. № 1. С. 37—53.

Коробейников А. Н., Павлов В. П. Щелочные сиениты восточной части Хибинского массива / Щелочной магматизм северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты: Изд-во Кольского НЦ АН СССР, **1990**. С. 4—19.

Сняtkова О. Л., Михняк Н. К., Маркитахина Т. М., Принягин Н. И., Чапин В. А., Железова Н. Н., Дуракова А. Б., Евстафьев А. С., Подурушин В. Ф., Калинин М. М. Отчет о результатах геологического доизучения и геохимических поисков на редкие металлы и апатит масштаба 1 : 50000, проведенных в пределах Хибинского массива и его обрамления за 1979—83 гг. Мончегорск, **1983**.

Тихоненков И. П. Нефелиновые сиениты и пегматиты северо-восточной части Хибинского массива и роль постмагматических явлений в их формировании. М.: Изд-во АН СССР, **1963**. 247 с.

Ферсман А. Е. Полезные ископаемые Кольского полуострова. М.; Л.: Изд-во АН СССР, **1941**. 345 с.

Шаблинский Г. Н. К вопросу о глубинном строении Хибинского и Ловозерского плутонов // Труды Ленинградского общества естествоиспытателей. **1963**. Т. 74. С. 41—43.

Яковенчук В. Н., Иванюк Г. Ю., Пахомовский Я. А., Меньшиков Ю. П., Коноплёва Н. Г., Корчак Ю. А. Пироксены Хибинского щелочного массива (Кольский полуостров, Россия) // ЗРМО. **2008**. № 2. С. 96—113.

Ramsay W., Hackman V. Das Nephelinsyenitgebiet auf der Halbinsel Kola. I. // Fennia. **1894**. Т. 11. S. 1—225.

Yakovenchuk V. N., Ivanjuk G. Yu., Pakhomovsky Ya. A., Men'shikov Yu. P. (ed. F. Wall). Khibiny. Laplandia Minerals, Apatity, **2005**. 467 p.

Поступила в редакцию
15 мая 2008 г.