УДК 552.181:552.313 Вестник СПбГУ. Сер. 7, 2003, вып. 4 (№ 31)

А. В. Корзакова, М. Д. Евдокимов, Н. И. Фришман

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОСТАНЦОВ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОД В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ХИБИНСКОГО МАССИВА

С первых лет изучения Хибинского массива постоянное внимание исследователей привлекают изолированные тела останцов кровли, которые сложены разнообразными вулканогенно-осадочными породами, их измененными разновидностями и различными метасоматитами. Природу и геологическое строение этих образований пытались установить Б. М. Куплетский [1] и Н. А. Елисеев [2]. Позднее их изучали Н. В. Горстка [3], Р. П. и И. П. Тихоненковы [4,5], А. И. и И. А. Серебрицкие [6], Ю. П. Меньшиков [7,8] и др. Интерес к ним в середине 70-х годов XX в. резко возрос в связи с их разработкой как источника коллекционных образцов корунда.

Несмотря на столь долгую историю изучения изолированных тел останцов кровли, достаточно полно охарактеризован лишь их петрографический состав, а многие вопросы их минералогии и геохимии остаются дискуссионными. Среди них и механизм формирования этих тел. В предлагаемых различными исследователями моделях отсутствуют объяснения наличия в них практически неизмененных туфопесчаников и туфосланцев, находки в ранних и поздних парагенезисах совершенно не содержащих щелочей ассоциаций минералов, широкое развитие шпинелевой, корундовой и содалитовой минерализации и, наконец, появление на заключительной стадии парагенезиса топаза, мусковита, хризоберилла и колумбита, характерных скорее для грейзеновых, а не «щелочных» процессов минералообразования.

Зона распространения останцов вулканогенно-осадочных пород установлена в центральной части Хибинского массива в поле развития фойяитов и вдоль контакта их с рисчорритами. В пределах этой зоны локализуются многочисленные останцы и ксенолиты, сложенные песчаниками и сланцами с переменным содержанием вулканогенного материала, а также метатуфитами, туфитами, метадиабазами [1, 9–11]. Зона распространения ксенолитов дугообразна и прослеживается на 20 км от горы Эвеслогчорр, по отрогам гор Юкспор и Кукисвумчорр до горы Рисчорр. По мнению З.В. Шлюковой [11], Н. В. Горстки [3], породы останцов представляют собой продукты глубокого изменения осадочно-вулканогенных пород комплекса имандра–варзуга [3,12]. Вместе с тем, по данным Ю. П. Меньшикова [8], они не имеют прямых аналогов среди разновозрастных метаморфических пород, вмещающих массив, отсутствуют также явные доказательства их принадлежности к осадкам свит имандра–варзуга или ловозерской по аналогии с девонскими ксенолитами вулканогенно-осадочных пород кровли этого массива [8].

Многие исследователи Хибинского массива относят породы останцов к существенно глиноземистым роговикам [3, 7, 11]. Такое предположение вряд ли можно считать вполне корректным, поскольку в породах отсутствует характерный для роговиков парагенезис кварца и биотита. Напротив, здесь эти минералы разобщены пространственно и по времени образования (кварцсодержащие породы имеют все признаки первично-осадочного формирования, а поздние железисто-магнезиальные слюды развиты лишь в метадиабазах).

© А. В. Корзакова, М. Д. Евдокимов, Н. И. Фришман, 2003

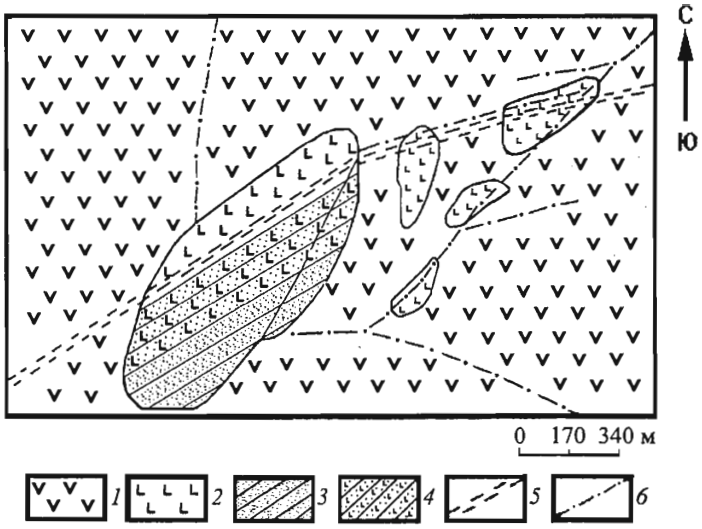

Рис. 1. Схема расположения останцов вулканогенно-осадочных пород в верхнем течении р. Тулийок (гора Кукисвумчорр, Хибинский массив).
1 — фойяиты; *2* — метадиабазы; *3* — песчаники и сланцы; *4* — брекчии песчаников, сланцев, метадиабазов; *5* — зона альбитизации; *6* — разрывные нарушения.

Нами были изучены два района локализации ксенолитов: первый — на северо-восточном отроге горы Кукисвумчорр (гора Саами), на высоте 800–850 м, между ручьями Свинцовый и Жильный; второй — на правом борту склона горы Эвеслогчорр и представлен участками «Синий платочек» и «Рыжая незнакомка» (рис. 1).

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что породы всех проанализированных нами останцов имеют субгоризонтальное залегание (угол падения не больше 5°). Это указывает, что останцы являются не перемещенными блоками кровли, захваченными непосредственно в ходе внедрения фойяитовой интрузии, и противоречит точке зрения многих исследователей о том, что такие тела являются участками кальдеры обрушения [3, 11].

Породы, слагающие останцы, представлены в основном мелкозернистыми песчаниками, сланцами и в значительной мере (более 30%) метадиабазами.

Для пород участка «Рыжая незнакомка» наблюдается близкая аналогия петрографического состава останцу на склоне горы Саами, где метадиабазы, песчаники и сланцы в целом метаморфизованы не выше фации зеленых сланцев, тогда как останец участка «Синий платочек» сложен интенсивно метаморфизованными сланцами с силлиманитом и роговыми обманками. Возможно, эти породы попали в условия высоких температур и давлений локально, а механизм образования останцов одинаков.

Второй особенностью петрографии останцов является то обстоятельство, что их состав неоднороден и резко меняется по простиранию пластов. Так, на горе Саами и на участке «Синий платочек» (гора Эвеслогчорр) переход сланцев и песчаников (туфопесчаников) к метадиабазам происходит на расстоянии нескольких десятков метров, а на участке «Рыжая незнакомка» — менее 15 м, что свидетельствует о крайне неоднородных источниках материала, которые могут осуществляться лишь в мелководных бассейнах, прилегающих непосредственно к источникам вулканогенного материала (возможно, действующим вулканом).

Значительная часть песчаников и сланцев в останцах сохранила облик и состав, присущие им с момента отложения. Метадиабазы, напротив, испытали многократное воздействие агентов, связанных с интрузивными магматитами и гидротермалитами. Химический состав пород представлен в таблице.

Рентгено-спектральный анализ пород останцов Хибинского массива

Компоненты	№ анализа									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	64,25	59,13	54,59	50,58	52,74	48,63	55,39	54,44	52,46	43,64
TiO_2	1,33	1,56	2,36	2,12	2,34	3,94	1,90	1,83	2,39	2,18
Al_2O_3	25,36	21,05	16,25	15,98	16,41	21,33	17,18	19,33	19,92	17,93
Fe_2O_3 (общ)	2,81	3,73	10,16	11,72	9,53	16,30	8,13	8,72	12,48	12,77
MnO	0,03	0,21	0,60	0,54	0,34	0,10	0,38	0,41	0,91	0,43
MgO	<,10	1,29	0,60	1,11	0,39	<,10	0,51	0,92	0,81	1,82
CaO	<,01	0,64	0,91	3,53	0,85	0,12	2,70	1,08	0,49	5,60
Na_2O	2,89	3,79	4,97	4,68	5,68	5,20	5,73	6,56	5,74	6,03
K_2O	1,75	4,75	5,80	6,31	6,28	3,37	6,36	5,48	2,68	4,86
P_2O_5	0,09	0,22	0,12	0,20	0,18	0,20	0,13	0,14	0,13	3,61
п.п.п.	0,70	1,60	0,40	1,30	0,70	<0,10	0,40	<0,10	1,00	0,20
Сумма	99,26	97,98	96,77	98,07	95,44	99,20	98,82	98,91	98,99	99,06
$S_{общ}$	0,53	1,57	2,31	0,04	2,98	0,03	0,02	0,03	0,03	0,04

Примечания. Сера в анализах присутствует в сульфидной и силикатной формах, поэтому поправки не вводятся. 1 — гора Эвеслогчорр, «Рыжая незнакомка», метакварцит; 2 — гора Эвеслогчорр, «Рыжая незнакомка», метадиабаз; 3 — гора Эвеслогчорр, «Синий платочек», существенно силлиманитовый роговик; 4 — гора Саами, слоистая (метасоматически измененная) порода; 5 — гора Эвеслогчорр, «Синий платочек», метадиабаз; 6 — гора Саами, метадиабаз; 7 — гора Саами, «метадиорит»; 8 — гора Саами, кварцит-метадиабазовая смесь; 9 — гора Саами, метадиабаз с гранатами; 10 — гора Саами, топазовая канава, фенит (аналитик А. А. Смыслов. 2003 г.).

Минеральный состав метадиабазов достаточно сложен и формировался при взаимодействии различных факторов. Ранние парагенезисы представлены железистыми слюдами, герцинитом, корундом, что отвечает дефициту щелочей и летучих в системах минералообразования и пересыщенностью последних Al и Fe. На это же обстоятельство указывают химические составы слюд, шпинелей. Обращают на себя внимание Ti-содержащие фазы (Ti-магнетит, ильменит, рутил) и обнаружение среди пойкилитовых вростков в корунде, иногда в шпинели и полевом шпате, реликтов вулканических стекол (рис. 2, *в, г*).

В более позднем парагенезисе широко представлены полевые шпаты и вторая генерация корунда (см. рис. 2, *в*). Последние отличаются высоким идиоморфизмом, интенсивными синими окрасками, которые обусловлены присутствием примесей Ti и Fe в структуре корунда.

Третья парагенная ассоциация минералов имеет ярко выраженный щелочной характер и локализуется вблизи разломных зон, рассекающих как породы останцов, так и вмещающие их фойяиты. Здесь широко представлены новообразованные альбит, нефелин и замещающий его содалит, а изредка наблюдаются уплощенно-удлиненные астрофиллит и иголки эгирина.

Наиболее поздний парагенезис проявлен локально и пространственно обособлен от участков развития вышеперечисленных щелочных минералов. В отдельных гнездах размером 15 × 15 см, в массе полевого шпата иногда встречаются пластинки мусковита (диаметром до 2 см), ксеноморфные выделения топаза и редкие кристаллики хризоберилла. К этому парагенезису относится развитие колумбита по ильмениту.

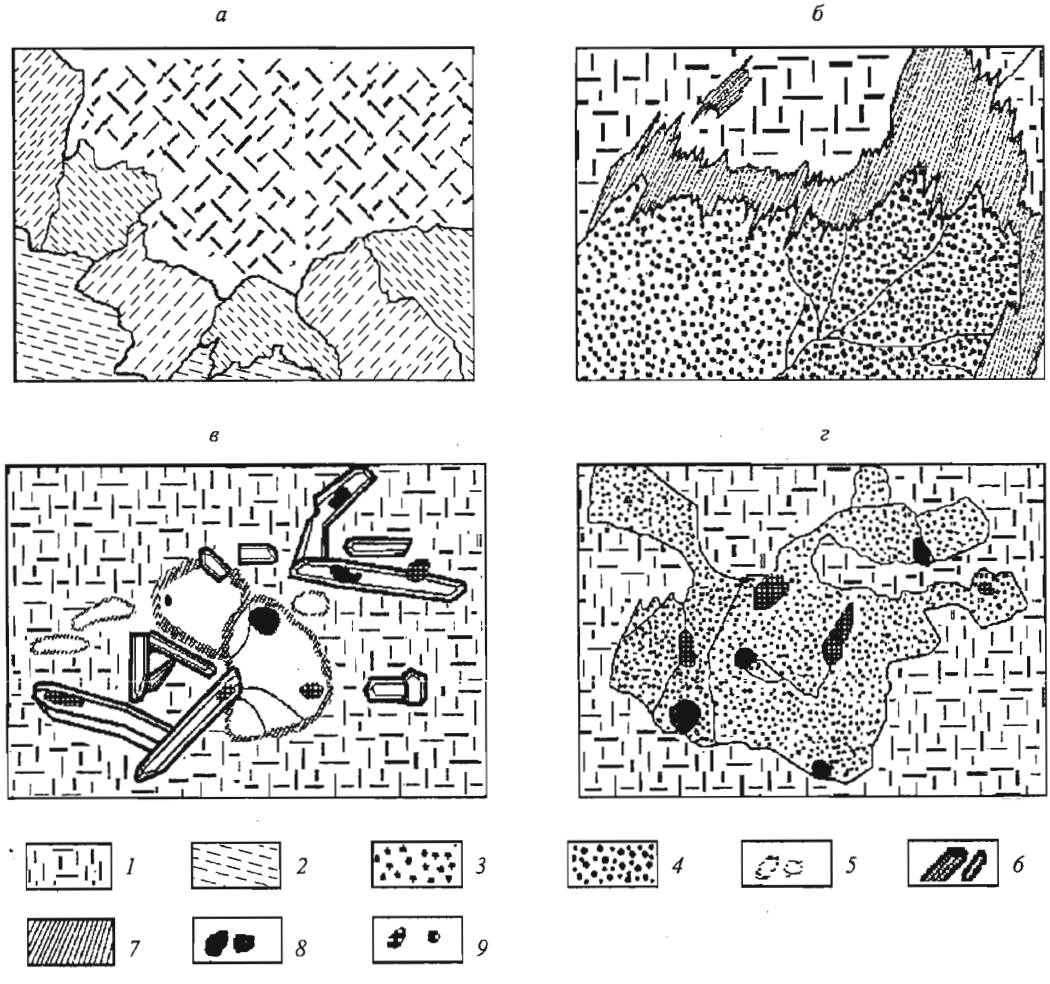

Рис. 2. Разные генерации полевых шпатов (*а*), биотитовая оторочка на границе зерен шпинели и полевого шпата (*б*), две генерации корунда с включениями магнетита и пепловых частиц (*в*), ксеноморфное зерно шпинели с включениями магнетита и пепловых частиц (*г*).

(Увел. 125). *1* — ранний полевой шпат; *2* — поздний полевой шпат; *3* — светло-зеленая шпинель (герцинит); *4* — темно-зеленая шпинель (герцинит); *5* — ксеноморфные зерна корунда (первая генерация); *6* — идиоморфные кристаллы корунда (вторая генерация); *7* — включения магнетита; *8* — включения пепловых частиц; *9* — оторочка биотита.

Кратко охарактеризуем минералы, наблюдающиеся в метадиабазах и зонах их позднейшей переработки.

Полевые шпаты в останцах вулканогенно-осадочных пород представлены кальциево-натриевыми и калиевыми разновидностями. Последние — это микроклин и ортоклаз, наблюдаются в большей степени в жилах, секущих останцы, а также в малых количествах в метадиабазах, где большее распространение приобретает альбит.

В породах ксенолитов выделяются две парагенетические ассоциации с полевым шпатом (рис. 2, *а*, *б*). Первая из них (калиевые полевые шпаты) приурочена к интрузии фойяитов, поскольку только с ней ксенолиты имеют непосредственный контакт. В

процессе прогрева фойяитами пород останцов сформировались многочисленные неправильной формы жилки и гнезда микроклина и ортоклаза. Кроме того, калиевый полевой шпат, ассоциируя с биотитом, герцинитом и ильменитом, слагает местами до 60% объема метадиабазов.

Вторая (плагиоклазовая) ассоциация связана с процессом альбитизации и появлением альбититовых зон во всем Хибинском массиве. Плагиоклаз в метадиабазах замещает ранние ортоклаз и микроклин и ассоциирует в основном с нефелином, голубым содалитом, герцинитом, цирконом, титаномагнетитом, ильменитом, реже апатитом. Его состав варьирует от чистого альбита $(Na_{0,940}Ca_{0,003})_{0,943}(Al_{1,03}Si_{2,99}O_8)$ до плагиоклаза № 12 (альбит-олигоклаза) $(Na_{0,92}Ca_{0,05}K_{0,09})_{1,07}(Al_{1,12}Si_{2,87}O_8)$.

Слюды в останцах представлены в основном биотитом, его железистой разновидностью лепидомеланом, а также мусковитом, образование которого связано с формированием поздней топаз — мусковитовой ассоциации. Биотит широко распространен как в самих метадиабазах, так и в полевошпатовых жилах. Он встречается в виде пластинок или табличек темно-коричневого цвета. Обнаружены мелкочешуйчатые агрегаты, развивающиеся вокруг скоплений корунда и герцинита (рис. 2, *б*). При микроскопическом изучении выявляется, что пластины биотита содержат большое количество пойкилитовых вростков ильменита, герцинита, магнетита, реже корунда, монацита, циркона, а по периферии сильно корродированны.

Корунд встречается непосредственно в измененных метадиабазах, местами являясь породообразующим минералом, а также в полевошпатовых жилах нередко формируя крупные (до 2 см) кристаллы васильково-синего цвета. В полевошпатовых жилах наблюдается широкий спектр минералов: микроклин, ортоклаз, альбит, слюды (биотит, мусковит, местами флогопит), герцинит, содалит, топаз, хризоберилл. Окраска корунда на таких участках, как правило, неоднородная, часто зональная, с переходами от интенсивно-синей к бледно-голубой и фиолетово-серой. Встречаются также зеленовато-синие и желто-зеленые разновидности корунда. Для последнего ряда окрасок характерно различие цветов противоположных концов кристалла по зонам роста граней основного пинакоида [13].

В целом выделены две генерации корунда (рис. 2, *в*). Первая из них — более ранняя — представлена изометричными или неправильными по форме зернами, которые развиваются по полевому шпату. Вторая отличается высоким идиоморфизмом и интенсивными синими окрасками, которые обусловлены примесями Ti и Fe в структуре корунда.

В составе корунда из пород ксенолитов присутствуют примеси Fe^{3+} (0,04– 0,66 масс. %) и Ti (0,01 – 0,09 масс.%), а также незначительные примеси Cr и V.

Для корунда из останцов вулканогенно-осадочных пород характерны сильная трещиноватость, многочисленные включения рутила, ильменита, герцинита.

Герцинит в останцах вулканогенно-осадочных пород обнаружен в полевошпатовых прожилках и в виде мелкой вкрапленности в метадиабазах.

Макроскопически хибинский герцинит однороден, в гнездах и жилках полевошпатового состава часто образует хорошо ограненные кристаллы черного цвета (до 2 см). Герцинит в шлифах имеет окраску от зеленой до черной и практически непрозрачен. Его химический состав $(Fe^{2+}_{0,90}Mg_{0.07}Mn_{0,04})_{1,01}(Al_{1,80}Fe^{3+}_{0,20})_{2,00}O_4$. В некоторых случаях наблюдается коричневато-бурая шпинель, химический состав которой также соответствует герциниту: $(Fe^{2+}_{0,99}Mg_{0,02}Mn_{0,01})_{1,02}(Al_{1,94}Fe^{3+}_{0,06})_{2,00}O_4$.

Наряду с ксеноморфными зернами герцинита в шлифах встречаются мелкие идиоморфные кристаллы, часто с квадратными сечениями. Эти кристаллы также образуют

цепочки, содержат вростки ильменита, и сами захватываются кристаллами корунда. Среди вростков в герцините наиболее характерно присутствие магнетита (титаномагнетита). Кроме того, здесь отмечается присутствие ильменита и монацита.

Для герцинита и корунда из останцов характерны стекловатые включения (рис. 2, *в, г*). Они представляют собой просвечивающие овальные образования, захваченные кристаллами корунда и герцинита различных генераций.

Ильменит широко развит в останцах вулканогенно-осадочных пород в ассоциации с магнетитом, герцинитом, альбитом, корундом. Наиболее обычен ильменит как составная часть титаномагнетита. Кроме того, он встречается в виде вкрапленности в породе, полевошпатовых жилах, ильменит-герцинитовых обособлениях. Часто наблюдается замещение ильменита пирит-марказит-гематитовыми агрегатами [12].

Данные химического анализа показали, что ильменит из пород ксенолитов богат марганцем и ниобием: $(Fe_{0,93}\ Mn_{0,07}Nb_{0,02})_{2,01}\ Ti_{1,01}\ O_3$; $(Fe_{0,98}Mn_{0,02})_{2,00}\ Ti_{1,00}\ O_3$.

В результате микрозондового исследования было установлено, что по ильмениту могут развиваться монацит, пирит, колумбит.

Основным рудным минералом в останцах вулканогенно-осадочных пород является **магнетит**. Он встречается либо в виде самостоятельных зон в метадиабазах, либо частично захватывается герцинитом.

Образование магнетита, по-видимому, шло на всем протяжении формирования останцов. Он часто строит ксеноморфные выделения вокруг герцинита, частично захватывается новообразованными зернами герцинита, корунда. Мелкие идиоморфные зерна магнетита наблюдаются в ярко-коричневых пластинках биотита. Такие же формы выделений магнетита встречаются во всех генерациях полевых шпатов и корунда, вплоть до самых поздних.

Кроме рудных минералов, в шлифах были обнаружены **пепловые частицы.** Они имеют обычно форму идеальных капель или овалов, размерность которых не превышает 10 мк. Такие образования либо неравномерно распределены по шлифу, либо образуют скопления. По-видимому, эти частицы представляют собой нераскристаллизованное стекло, которое в поздних процессах замещается такими минералами, как герцинит и др. (см. рис. 2, *в, г*).

Для поздней щелочной ассоциации характерны выделения малинового и розового **содалита,** которые образуют псевдоморфозы по кристаллам и блокам нефелина либо замещают его зернистые агрегаты. Содалит распространен как в полевошпатовых жилах, так и в метадиабазах. Иногда в центральных зонах жил развиваются крупные выделения голубого непрозрачного содалита, диагностируемого ранее как канкринит. Химический состав разноокрашенных содалитов из ксенолитов проявляет удивительное постоянство независимо от цвета исследуемого образца. Разница в количестве основных окислов заключается лишь в сотых и десятых долях процентов, что несущественно в связи с погрешностью измерения.

В результате проведенного исследования можно прийти к следующим выводам.

Условия залегания и петрографический состав останцов указывают на длительный и сложный процесс формирования. Останцы сложены литологически неоднородными породами, резко варьирующими по составу и не выдержанными по простиранию. Отсутствие типоморфных минералов, таких, как эгирин или кварц, не позволяет характеризовать эти образования, как применявшиеся к ним обозначения «роговики» или «фениты». Изучение петрографического и минерального составов приводит к заключению, что эти породы являются результатом отложения в мелководном бассейне терригенных осадков и пепловых фаций вулканитов.

Химический состав пород (см. таблицу), в частности дефицит Na и Ca, избыток Al, указывает на то, что метадиабазы являются производными щелочно-ультраосновных вулканитов, отлагавшихся в подводной среде и в связи с этим подвергавшихся интенсивному выщелачиванию. Такое предположение достаточно правдоподобно объясняет широкие вариации составов и колебания содержаний отдельных элементов в породах даже соседних выработок. Для многих элементов эти колебания достигают 30 отн.% и более (Fe, Al, Ti, K, Na). Причем не вызывает сомнений связь вулканитов с магматитами уртитовой интрузии.

Останцы залегают главным образом в полях развития трахитоидных фойяитов, в основном вблизи контактов этих пород с нефелиновыми сиенитами. Это обстоятельство, а также пологие залегания пород в останцах свидетельствуют о том, что их тела являются неперемещенными ксенолитами в породах поздней фазы массива. Отсутствие щелочных метасоматитов по песчаным породам останцов указывает на сравнительно «сухой» состав фойяитовой интрузии, который можно объяснить отделением основной массы летучих компонентов от более ранних щелочных магматитов.

Таким образом, формирование ксенолитов приурочено к самой последней фазе внедрения — интрузии фойяитов. Предшествующая им интрузия ийолитов сопровождалась активным вулканизмом, в результате которого пепловый материал осаждался на дне бассейна и подвергался выщелачиванию. Исходя из малого распространения пепловых толщ и быстрой смены состава осадков, можно сделать вывод о подводном режиме функционирования вулканических конусов или трещин.

Во временном разрыве между интрузиями ийолитов и фойяитов отложения выщелочного материала фонолитов подвергаются слабому метаморфизму. Образование останцов завершилось внедрением интрузии фойяитов и ее термическим воздействием на отложившиеся и метаморфизовавшиеся до зеленосланцевой фации пепловые осадки. Фойяиты прогрели останцы до температур, при которых вулканогенный материал преобразовался в метадиабазы, а связанные с интрузией растворы вызвали формирование полевошпатовых жил и рост кристаллов корунда, герцинита, биотита и других минералов.

Summary

Korzakova A. V., Evdokimov M. D., Frichman N. I. Mineralogy and petrography of the xenolites of volcano-sedimentary rocks from the central part of the Khibiny.

Two areas of localization of volcano-sedimentary rock xenolites situated at the central part of Khibiny were studied. Their petrografical and mineralogical features were observed. Minerals of the metadiabase and zones of the further alteration also are characterized in brief. Structural features of the rocks, petrografical and mineralogical composition of studied rocks give an opportunity to say, these rocks were formed during the deposit of terrigenous and volcanic origin. Minerals from metadiabase and of their later metainoiphosed zones are described. The rock structure, its petrographic and mineral compositions imply their origin as a result of terrigenous and volcanic ash sediments depositing in a shallow water basin. At the final stage of xenolite (foyate intrusion) formation the volcanogenic material transformed into metadiabase, while the intrusion-associated salutions gave rise to feldspar veins and corund, hercinite, biotite atc crystal growth.

Литература

1. *Куплетский Б. М.* Петрографический очерк Хибинских тундр // Минералы Хибинских и Ловозерских тундр / Под ред. А. Е. Ферсмана. М.; Л., 1937. **2.** *Елисеев Н. А., Ожинский И. С., Володин Е. Н.* Геолого-петрографический очерк Хибинских тундр // Труды Ленингр. ун-та. 1939. Вып. 19. **3.** *Горстка Н. В.* Контактовая зона Хибинского щелочного массива. Л., 1971. **4.** *Тихоненкова Р. П.* Фениты Хибинского щелочного массива // Редкометальные метасоматиты щелочных массивов / Под ред. Л. С. Бородина. М., 1967. **5.** *Тихоненков И. П.* Нефелиновые сиениты и пегматиты северо-восточной

части Хибинского массива и роль их постмагматических явлений в их формировании. М., 1963. **6.** *Серебрицкий А. И., Серебрицкий И. А.* О тектоновулканической природе Хибинского щелочного массива // Геология, поиски и разведка нерудных полезных ископаемых / Под ред. С. А. Руденко. Л., 1990. **7.** *Меньшиков Ю. П.* Корундовая минерализация в Хибинском щелочном массиве // Докл. АН СССР. 1978. Т. 243, №5. **8.** *Меньшиков Ю. П.* Минеральные ассоциации постмагматических жильных образований в породах эвеслогчоррской тектонической зоны Хибинского массива. Апатиты, 1987. **9.** *Воробьева О. А.* Геология и петрография Эвеслогчорра и прилегающих к нему высот в Хибинских тундрах // Материалы по петрографии и геохимии Кольского п-ова. Ч. I. Л., 1932. **10.** *Зак С. И., Каменев Е. А., Минаев Ф. В.* и др. Хибинский щелочной массив. Л., 1972. **11.** *Шлюкова З. В.* Минералогия контактовых образований Хибинского массива. М., 1986. **12.** *Костылева-Лобунцова Е. Е., Боруцкий Б. Е., Соколов М. Н.* и др. Минералогия Хибинского массива: В 2 т. М., 1978. **13.** *Буканов В. В., Липовский Ю. О.* Новые находки благородного корунда в восточной части Балтийского щита // Самоцветы: Материалы съезда XI Моск. минерал. ассоциации. Новосибирск, 1978. Л., 1980.

Статья поступила в редакцию 28 апреля 2003 г.