

УДК 552.113+552.333+551.734(470.21)

**УЛЬТРАЩЕЛОЧНЫЕ ЭВДИАЛИТОВЫЕ ФОНОЛИТЫ КОНТОЗЕРСКОГО
КАРБОНАТИТОВОГО ПАЛЕОВУЛКАНА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ):
ГЕОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ**

М. Н. Петровский

ФГБУН Геологический институт КНЦ РАН

Аннотация

Представлены результаты геологических, минералогических и геохимических исследований ультращелочных эвдиалитовых фонолитов Контозерского карбонатитового позднедевонского палеовулкана. Выявлено сходство распределения редкоземельных элементов в фонолитах Контозера и порфиридных лужавритах, являющихся закалочной фазой эвдиалитового комплекса Ловозерского массива. Установлено, что среднее содержание ZrO_2 в фонолитах Контозера равно 1.02 мас. % и является котектическим для расплавов такого состава.

Ключевые слова:

Кольская щелочная провинция, щелочные эффузивы, фонолиты, эвдиалит, верхняя мантия, Контозеро, Ловозеро.

**ULTRA-ALKALINE EUDIALITE PHONOLITE FROM KONTOZERO CARBONATITE PALEOVOLCANO
(KOLA PENINSULA): GEOLOGY, MINERALOGY AND GEOCHEMISTRY**

Michael N. Petrovsky

Geological Institute of the KSC of the RAS

Abstract

The results of the geological and petrologic study of eudialyte phonolite from the Late Devonian Kontozero carbonatite paleovolcano are discussed in the paper. This eudialyte phonolite corresponds to the primary melt derived from the metasomatized upper mantle source composed of phlogopite-amphibole eclogite. The average ZrO_2 content in the Kontozero phonolite (1.02 wt %) is considered to be cotectic. Similar REE patterns of the Kontozero eudialyte phonolite and porphyritic lujavrite from the chilled contact zone of the Lovozero eudialyte complex and close REE and Zr concentrations in the compared rocks show that this complex could have been formed from a melt similar in composition to the phonolite melt of Kontozero.

Keywords:

Kola alkaline province, alkaline volcanics, phonolite, eudialite, upper mantle, Kontozero, Lovozero.



Введение

Значительная часть потенциальных мировых запасов Zr, Hf, REE, Nb, Ta и Sr связана с эвдиалитовыми рудами, приуроченными к крупнейшим в мире массивам агапитовых нефелиновых сиенитов, таких как Ловозеро (Кольский п-ов, Россия), Илимауссак (Южная Гренландия), Пилансберг (Трансваальская провинция, ЮАР). Проблема формирования эвдиалитовых пород и руд, несмотря на то что ей, как в России, так и за рубежом, посвящено большое количество работ, остается одной из важных проблем петрологии.

Эвдиалит является типоморфным циркониевым минералом практически во всех известных в мире массивах агапитовых нефелиновых сиенитов. Гораздо реже эвдиалит встречается в фонолитах — эффузивных аналогах нефелиновых сиенитов, тем более редко он в них присутствует в качестве породообразующего минерала. Эвдиалитовые фонолиты встречаются крайне редко — это фонолиты: Арис в Намибии, района Атакор в Хогар-Нигерийской провинции,

Джебел-Фезан в Ливии, Поинт-Рокс в Нью-Мексике и Апах в Техасе [1–3]. На территории бывшего СССР эвдиалитовые фонолиты, предположительно слагающие лавовый покров, были известны только на Украинском щите в районе Октябрьского массива [4]. В настоящее время эвдиалитовые фонолиты обнаружены и в пределах Кольской щелочной провинции, их лавовый покров был найден в обнажениях центральной части кальдеры Контозерского палеовулкана [5, 6]. Детальные исследования эвдиалитовых фонолитов Контозерского палеовулкана позволяют нам подойти к конкретному решению проблемы исходных расплавов для рудного эвдиалитового комплекса Ловозерского массива Кольской щелочной провинции.

Аналитические методы исследований

Основная часть аналитических работ выполнена в лабораториях Геологического института КНЦ РАН. Химический состав пород определялся методом классического количественного анализа (аналитики Г. Г. Гулюта и Л. Г. Балашова). Изучение пород с помощью оптического микроскопа сопровождалось детальными исследованиями минералов с помощью электронного сканирующего микроскопа «Leo 1450» с энергодисперсной приставкой «Roentec» при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда на образце 100–1000 пА. Составы породообразующих минералов определялись с помощью рентгеноспектрального микроанализатора «СамсаMS-46» при ускоряющем напряжении 22 кВ и токе зонда на образце 30 нА (аналитик — Е. Э. Савченко). Малые элементы в породах определялись методом ICP MS в Аналитическом центре ВСЕГЕИ в г. Санкт-Петербурге (аналитики — В. А. Шишлов, В. Л. Кудряшов). Возрастные определения пород производились ^{40}Ar - ^{39}Ar -методом по биотиту в Аналитическом центре ОИГТМ СО РАН г. Новосибирска (аналитик — А. В. Травин).

Геологическое строение и возраст формирования Контозерского палеовулкана

Среди проявлений палеозойского щелочного магматизма в Кольской щелочной провинции Контозерский карбонатитовый палеовулкан является уникальным геологическим объектом, единственным для территории бывшего СССР и наиболее древним среди аналогичных образований Земли [5, 7]. В нем, совместно с интрузивными щелочно-ультраосновными и щелочными породами, наиболее полно сохранился вулканогенный разрез, сложенный: карбонатитовыми, щелочно-ультраосновными, щелочными и основными эффузивами и их туфами (рис. 1).

Вулкано-плутоническая ассоциация Контозерского палеовулкана прорывает позднеархейские гранитоиды Центрально-Кольского блока и выполняет кальдерообразную депрессию диаметром 8 км. Ассоциация представлена вулканогенно-осадочными породами ловозерской и контозерской свит, а также интрузивными породами, которые располагаются по периферии кольцевой структуры внутри кальдеры (рис. 1). Согласно результатам гравиразведки и проведенного на ее основе трехмерного плотностного моделирования кальдера имеет асимметричное коническое строение и прослеживается до глубины 5 км [5].

В результате проведенных исследований установлено, что интрузивный комплекс Контозерского палеовулкана (рис. 1) — полифазный. Первые две фазы сложены дифференцированными магматическими сериями (турьяитовая и нефелин-сиенитовая соответственно), а третья фаза не дифференцирована и сложена достаточно однородными высокощелочными нефелиновыми сиенитами.

Породы турьяитовой серии образуют дифференцированный ряд якупирангит — мельтейгит — ийолит — турьяит (рис. 2). Они характеризуются низким коэффициентом агпаитности, равным 0.65–0.98, и, соответственно, отсутствием в минеральном составе агпаитовых темноцветных минералов, клинопироксен в них представлен диопсидом.

Железистость пород меняется от 16 атм. % в якупирангитах до 42 атм. % в турьяитах. Для пород серии характерна высокая недосыщенность кремнеземом (все они в норме содержат мелилит). Как минерал мелилит в значимых количествах присутствует только в ийолитах (5–10 об. %) и турьяитах (до 25 об. %), в мельтейгитах он редок и иногда встречается в виде единичных зерен, а в якупирангитах не обнаружен.

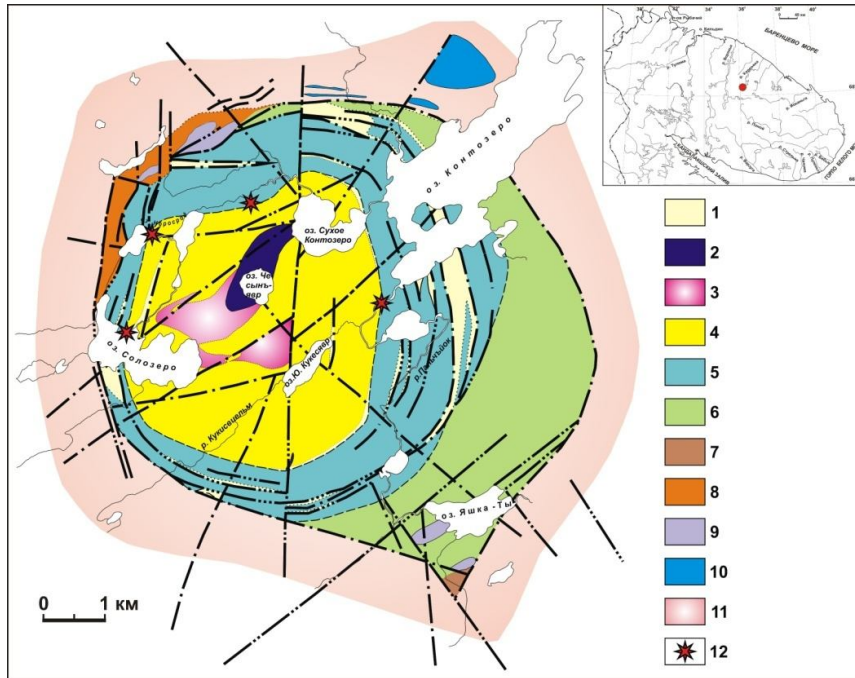


Рис. 1. Схема геологического строения Контозерской палеокальдеры по материалам СЗТГУ с авторскими дополнениями:

1 — цеолит-анкерит-доломитовые метасоматиты, развитые по зонам разломов; 2 — трубки взрыва оливин-флогопитовых пикритов; 3–6 — контозерская свита: 3 — карбонатитовые агломератовые туфы и туфобрекчии жерловой фации; 4 — верхняя карбонатитовая толща; 5 — средняя мелилититовая толща; 6 — нижняя авгититовая толща; 7 — терригенно-вулканогенная толща ловозерской свиты; 8 — нерасчлененные нефелиновые сиениты, пуласкиты и малиньиты; 9 — нерасчлененные якупирангиты, мельтейгиты, ийолиты и турьяиты; 10 — габбро-клинопироксенитовые интрузии низкой щелочности неуставленных возраста и формационной принадлежности; 11 — вмещающие породы (гнейсы и гранито-гнейсы верхнеархейского возраста); 12 — коренные выходы эвдиалитовых фонолитов

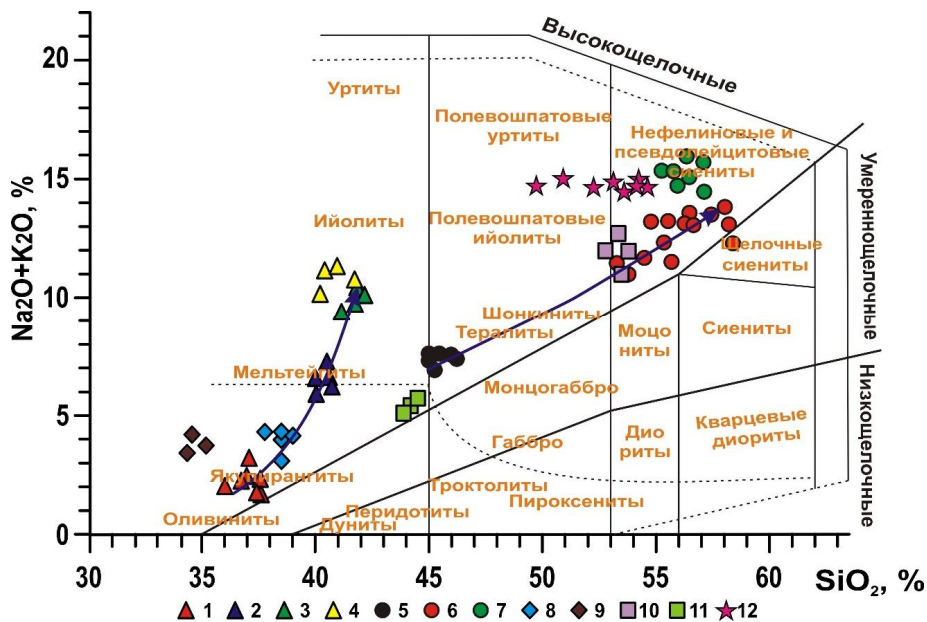


Рис. 2. Диаграмма TAS для пород Контозерской вулcano-плутонической ассоциации:

1–7 — интрузивный комплекс: 1 — якупирангиты, 2 — мельтейгиты, 3 — ийолиты, 4 — турьяиты, 5 — малиньиты, 6 — нефелиновые сиениты и пуласкиты, 7 — высокощелочные нефелиновые сиениты; 8–12 — эффузивный комплекс: 8 — оливиновые меланефелиниты, 9 — мелилитит-фойдитовые пикриты, 10 — тефритовые фонолиты, 11 — тефриты, 12 — эвдиалитовые фонолиты. Стрелками показаны направления дифференциации магматических серий

Породы нефелин-сиенитовой серии образуют грубо расслоенную толщу трахитоидных малиньитов — нефелиновых сиенитов. На петрохимической TAS-диаграмме точки составов пород серии располагаются в области высокощелочных пород и образуют дифференцированный ряд с разрывом по содержанию SiO_2 (рис. 2). Все породы этой серии относятся к агпаитовому ряду, коэффициент агпаитности равен 1.02–1.13 и характеризуются значительно меньшей недосыщенностью кремнеземом (нефелин-нормативная группа), чем породы турьяитовой серии. Железистость пород меняется от 54 атм. % в малиньитах до 70 атм. % в нефелиновых сиенитах.

Нефелиновые сиениты третьей фазы залегают вдоль контакта интрузивного и эффузивного комплексов. Они характеризуются ультращелочным и высокожелезистым составом. Коэффициент агпаитности пород равен 1.4–1.8, а железистость пород варьирует в пределах 80–95 атм. %.

Согласно данным картировочного бурения, полученным Л. Г. Сапрыкиной [7], контозерская свита, сложенная вулканогенно-осадочными породами, подразделяется на три толщи (рис. 1). Нижняя авгититовая, мощностью 750 м, сложена авгититами, лимбургитами, их туфами и туффитами с прослоями конгломератов и алевролитов. Средняя мелилититовая, мощностью 900 м, сложена щелочными пикритами, меланефелинитами, нефелинитами, фонолитами и тефритами, их туфами и лавобрекчиями. Верхняя карбонатитовая, мощностью 1000 м, сложена карбонатитовыми лавами, их туфами, туффитами и туфобрекчиями.

При изучении вулканогенно-осадочного разреза Контозерского палеовулкана было установлено, что эффузивы, относимые ранее к щелочным трахитовым порфирирам и щелочным трахитам, являются ультращелочными эвдиалитовыми фонолитами. Они маркируют верхнюю часть разреза мелилититовой толщи (рис. 1) и в различных частях палеокальдеры залегают на лавовых потоках щелочных пикритов (оз. Солозеро и р. Норосродвиельм) либо меланефелинитов (р. Пальчйок) и во всех изученных коренных выходах перекрываются карбонатитовыми лавами и туфами. Мощность покрова фонолитов в среднем около 1.5 м.

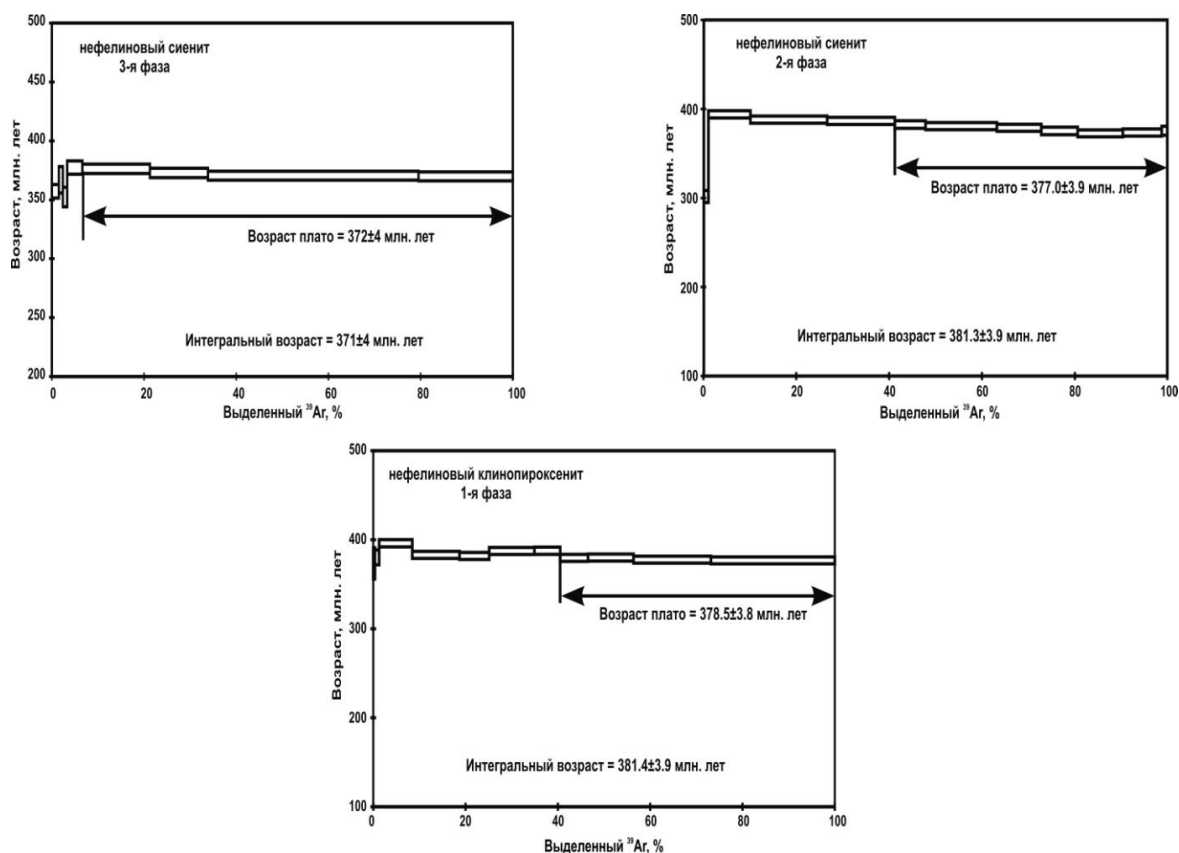


Рис. 3. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -исследований методом ступенчатого прогрева монофракций биотита из интрузивных пород Контозерского палеовулкана

Изотопные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -исследования биотитов из нефелиновых сиенитов и клинопироксенитов Контозерского палеовулкана показали их позднедевонский возраст. Разница во времени между ранней и завершающей интрузивными сериями составляет около 10 млн лет. Возраста, полученные по биотиту $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -методом, равны: для нефелиновых клинопироксенитов 1-й фазы — 381.4 ± 3.9 млн лет; для нефелиновых сиенитов 2-й фазы — 381.3 ± 3.9 млн; для высокощелочных нефелиновых сиенитов 3-й фазы — 371 ± 4 млн лет (рис. 3).

Изохронный возраст эксплозивных карбонатитов, определенный Rb-Sr-методом по породам и минералам, составляет 380 ± 8 млн лет [5]. В центральной части кальдеры, вблизи жерла палеовулкана, породы контозерской свиты, прорваны трубкой взрыва оливин-флогопитовых пикритов, брекчированных жилами фоскоритов и карбонатитов. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраст флогопита из фоскоритов составляет 369 ± 2 млн лет [8].

Полученные возрастные датировки интрузивных и эффузивных пород Контозерского палеовулкана согласуются между собой и отвечают возрасту остальных проявлений палеозойского щелочного магматизма в Кольской щелочной провинции.

Петрография и минералогия эвдиалитовых фонолитов Контозерского палеовулкана

Макроскопически фонолиты представляют собой породы порфиривого облика, где на фоне темно-зеленой афанитовой основной массы выделяются фенокристаллы ортоклаза, нефелина, эгирина и эгирин-авгита, а также единичные золотисто-желтые пластинки лампрофилита (рис. 4, в-е).

Микроскопически структура основной массы фонолитов большей частью полнокристаллическая микротрахитовая (рис. 4, б). Она обусловлена обильными выделениями ориентированных лейст ортоклаза, удлинённых либо изометричных кристалликов нефелина, иголок эгирина и округлыми рассеянными мелкими зёрнами эвдиалита.

Наряду с микротрахитовой основной массой наблюдаются участки и с гиалопилитовой структурой, где игольчатые микролиты ортоклаза, нефелина и эгирина находятся в матрице из гидратированного вулканического стекла (рис. 4, а). Минеральный состав фонолитов в объёмных %: ортоклаз — 46–58 %; нефелин — 16–25 %; клинопироксен — 12–20 %; стекло — 0–5 %; амфибол — 0.5 %; анальцит — до 0.5 %; содалит — ед. зёрна; эвдиалит — от ед. зёрн до 4.4 %; лампрофиллит — до 0.3 %; паракелдышит — ед. зёрна; луешит — до 0.3 %; мурманит — ед. зёрна; апатит — ед. зёрна, кальцит и редкоземельные карбонаты — до 1 %.

Отметим особенности состава минералов из фонолитов. Среди темноцветных минералов фонолитов ведущая роль принадлежит клинопироксенам, представленным эгирином, эгирин-авгитом и омфацитом. При описании клинопироксенов использована официальная классификация ММА для пироксенов, кроме того мы приводим минеральный состав пироксенов, который даёт более наглядное представление об изоморфизме в минералах. Химические анализы клинопироксенов приведены в табл. 1, а минеральный состав — в табл. 2. Эгирин — главный среди клинопироксенов, он наблюдается как в основной массе, так и в виде порфиристых вкрапленников (рис. 4, д). Кроме того, он образует внешние каймы по омфациту и катафориту. Эгирин-авгит встречается изредка среди ранних призматических порфиристых вкрапленников, но чаще всего слагает ядерные части крупных фенокристов эгирина либо образует внутренние каймы по реликтовым кристаллам омфацита. Преобладающими в эгирине и эгирин-авгите являются эгириновый и диопсидовый миалы (табл. 2). Омфацит особенно интересен для определения генезиса фонолитов. Он слагает ксеногенные реликтовые зёрна и наблюдается в виде растворённых, оплавленных реликтовых кристаллов размером до 7 мм с нарастающими по краям каймами эгирин-авгита и эгирина (рис. 5, а, б, г, д). Омфацит, как правило, встречается в ассоциации с оплавленными кристаллами катафорита (рис. 5, б, г, д). Для омфацита характерно повышенное содержание Sr_2O_3 (табл. 1.) и наличие пойкилитовых включений магнезиального ильменита (рис. 5, д). По минеральному составу омфацит представляет собой клинопироксен диопсид-жадеитового ряда (табл. 2). Содержание жадеитового миала колеблется в пределах 20–25 %. Подобные клинопироксены широко распространены в ксенолитах омфацитового типа, встречающихся в дайковых породах и трубках взрыва Кандалакшского пояса [9].

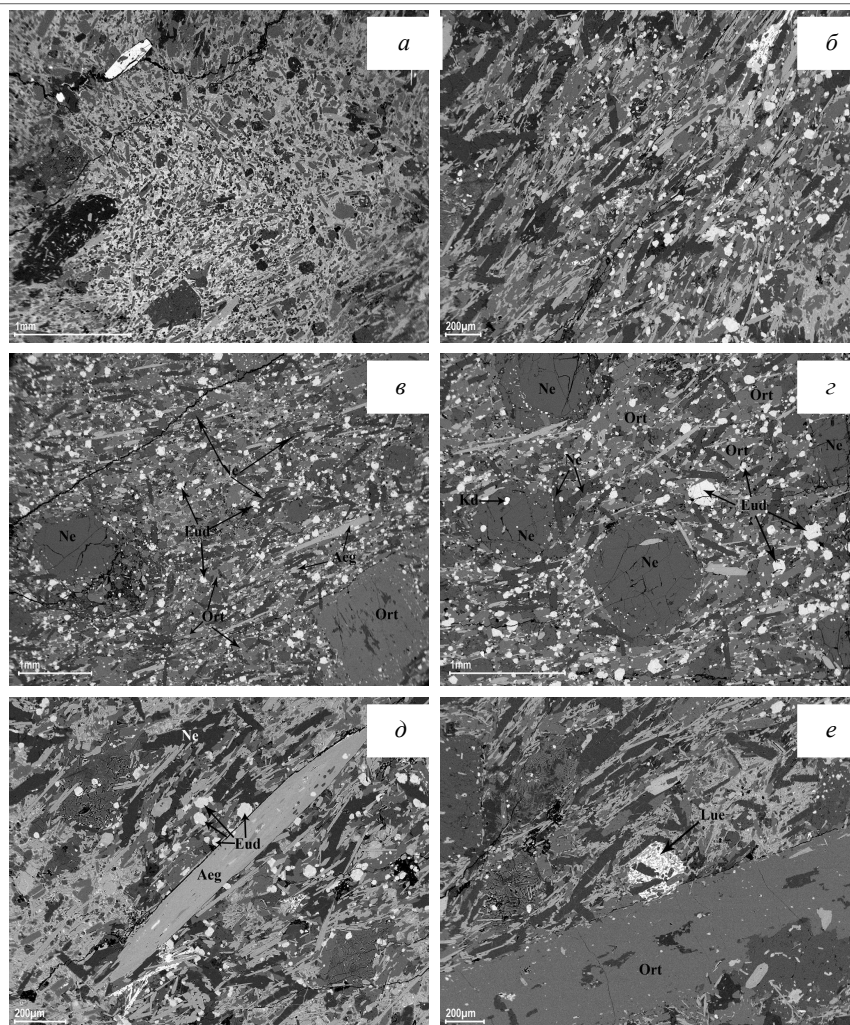


Рис. 4. Характер взаимоотношения минералов в эвдиалитовых фонолитах Контозера. Фото в обратнорассеянных электронах. Пояснения в тексте. Aeg — эгирин; Eud — эвдиалит; Lue — луешит; Ne — нефелин; Ort — ортоклаз

Амфиболы в фонолитах представлены арфведсонитом и катафоритом. Арфведсонит, по-видимому, образуется в результате поздних метасоматических процессов и изредка наблюдается в породе вдоль тонких (2–10 мм) барит-альбит-кальцитовых прожилков, рассекающих фонолиты. Арфведсонит образует крупные сетчатые кристаллы размерами до 16 мм и содержит пойкилитовые включения эгирина, ортоклаза, нефелина. Химический состав арфведсонита приведен в табл. 1. Катафорит слагает округлые, оплавленные ксеногенные реликтовые кристаллы размерами до 3–5 мм (рис. 5, б–д). Он характеризуется повышенным содержанием Cr, Zr и Hf (табл. 1). В катафорите присутствуют включения циркона и Ba-содержащего флогопита (рис. 5, в, з). Химический состав флогопита приведен в табл. 1.

Главным по значению среди породообразующих лейкократовых минералов фонолитов Контозера является щелочной полевой шпат, представленный ортоклазом. Химический состав ортоклаза приведен в табл. 3. Он слагает крупные фенокристаллы и основную массу породы (рис. 4, в, з, е). Размер фенокристаллов изредка достигает 3 см, но, как правило, ограничивается несколькими миллиметрами. Фенокристаллы иногда обнаруживают тонкое зональное строение. Порфиновые вкрапленники ортоклаза обогащены барием и рубидием, а в микролитах эти элементы не были обнаружены (табл. 3). Щелочной полевой шпат, кристаллизовавшийся на ранних этапах и образовавший порфировые вкрапленники, обогащен ортоклазовым миналом, а микролиты и краевые части порфировых вкрапленников обогащены нефелиновым миналом при приблизительно одинаковом содержании альбитового минала.

Таблица 1
Химический состав клинопироксена, амфибола и флогопита из эвдиалитовых фонолитов Контозера (для оксидов – мас.%, для катионов – ат. ед.)

Компоненты	Эгирин			Эгирин-авгит	Омфацит	Арфведсонит	Кагафорит	Флогопит						
	SiO ₂	TiO ₂	ZrO ₂											
SiO ₂	51.26	50.93	51.40	51.34	51.75	51.81	50.28	54.03	53.82	51.43	51.55	44.54	44.61	36.36
TiO ₂	2.24	2.16	2.83	2.91	2.29	2.20	0.22	1.18	1.24	1.05	0.87	1.87	1.73	4.38
ZrO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.88	0.75	-
HfO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.14	0.12	-
Al ₂ O ₃	0.99	0.94	1.00	1.16	0.85	1.03	2.19	5.45	4.29	0.77	0.53	4.53	4.05	13.71
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	0.57	0.55	-	-	0.51	0.20	-
Fe ₂ O ₃ (FeO)	25.87	28.88	24.95	26.96	27.93	28.14	(23.00)	(4.62)	(4.43)	(26.01)	(25.71)	(21.02)	(20.81)	(9.13)
MnO	0.51	0.27	0.58	0.33	0.34	0.26	0.18	0.18	0.15	3.15	3.11	1.11	0.70	0.12
MgO	2.50	1.39	2.83	1.27	1.56	1.48	5.93	11.09	13.21	4.91	4.88	4.68	5.44	22.04
CaO	5.17	1.98	4.84	1.39	1.92	1.77	10.70	17.82	19.06	0.43	0.39	8.43	8.21	-
BaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.41
Na ₂ O	11.18	12.86	10.94	13.92	13.19	12.95	8.34	4.81	3.13	8.46	8.48	6.52	6.40	0.27
K ₂ O	0.03	0.02	0.03	0.04	0.04	0.03	-	-	-	2.21	2.05	2.88	2.90	9.81
V ₂ O ₅	0.05	0.06	0.05	0.05	0.07	0.05	-	-	-	0.11	0.14	0.02	0.01	-
Сумма	99.80	99.49	99.45	99.37	99.94	99.72	99.78	99.75	99.88	98.53	97.71	97.13	95.95	96.23
Формульные количества рассчитаны: клинопироксены на 6 (O), амфиболов на 23(O), флогопит на 11(O)														
Si	1.953	1.955	1.957	1.965	1.971	1.974	1.989	1.971	1.960	7.869	7.939	7.046	7.114	2.721
Ti	0.064	0.062	0.081	0.084	0.066	0.063	0.008	0.007	0.034	0.121	0.101	0.222	0.207	0.240
Zr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.068	0.058	-
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.006	0.005	-
Al	0.045	0.042	0.045	0.052	0.038	0.046	0.099	0.102	0.185	0.139	0.096	0.845	0.761	1.091
Cr	-	-	-	-	-	-	-	0.016	0.016	-	-	0.064	0.025	-
Fe ³⁺	0.742	0.834	0.715	0.776	0.800	0.807	-	-	-	0.998	0.955	0.500	0.500	-
Fe ²⁺	-	-	-	-	-	-	0.737	0.761	0.135	2.235	2.250	2.225	2.243	0.556
Mn	0.017	0.009	0.019	0.011	0.011	0.008	0.003	0.006	0.005	0.408	0.406	0.149	0.095	0.007
Mg	0.142	0.080	0.161	0.072	0.089	0.084	0.332	0.350	0.717	1.120	1.120	1.103	1.293	2.392
Ca	0.211	0.081	0.198	0.057	0.078	0.072	0.454	0.441	0.744	0.070	0.064	1.429	1.403	-
Ba	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.012
Na	0.826	0.957	0.808	1.033	0.974	0.957	0.640	0.695	0.221	2.510	2.532	2.000	1.979	0.038
K	0.002	0.001	0.001	0.002	0.002	0.001	-	-	-	0.431	0.403	0.581	0.594	0.911
V	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	-	-	-	0.011	0.014	0.002	0.001	-

Примечание. В эгирине всё железо в виде Fe₂O₃. В эгирин-авгите, омфаците и флогопите всё железо в виде FeO. В амфиболах железо пересчитано на двух- и трёхвалентное по методу [10]. – прочерк обозначает, что компонент не обнаружен.

Минеральный состав клинопироксенов из эвдиалитовых фонолитов Контозера (мол. %)

Миналы		Эгирин						Эгирин-авгит		Омфацит	
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$\text{NaFe}^{3+}[\text{Si}_2\text{O}_6]$	aeg — эгирин	72	80	70	76	78	80	52	54	5	10
$\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$	di — диопсид	14	8	15	7	9	8	28	28	58	63
$\text{CaFe}[\text{Si}_2\text{O}_6]$	hd — геденбергит	—	—	—	—	—	—	10	7	8	2
$\text{CaMn}[\text{Si}_2\text{O}_6]$	joh — йолхансенит	2	1	2	1	1	1	—	0.5	0.5	0.5
$\text{NaAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$	jd — жадеит	4	4	5	5	3	5	9	10	24	20
$\text{NaCr}[\text{Si}_2\text{O}_6]$	kos — космохлор	—	—	—	—	—	—	—	—	1.5	1.5
$\text{NaTi}[\text{AlSi}_2\text{O}_6]$	гипотетический Ti-минерал	6	6	7	8	6	5	1	0.5	3	3
$\text{Na}_4[\text{Si}_2\text{O}_6]$	ns — силикат Na	2	1	1	3	2	2	—	—	—	—

Примечание. Номера минералов соответствуют расположению анализов в табл. 1.

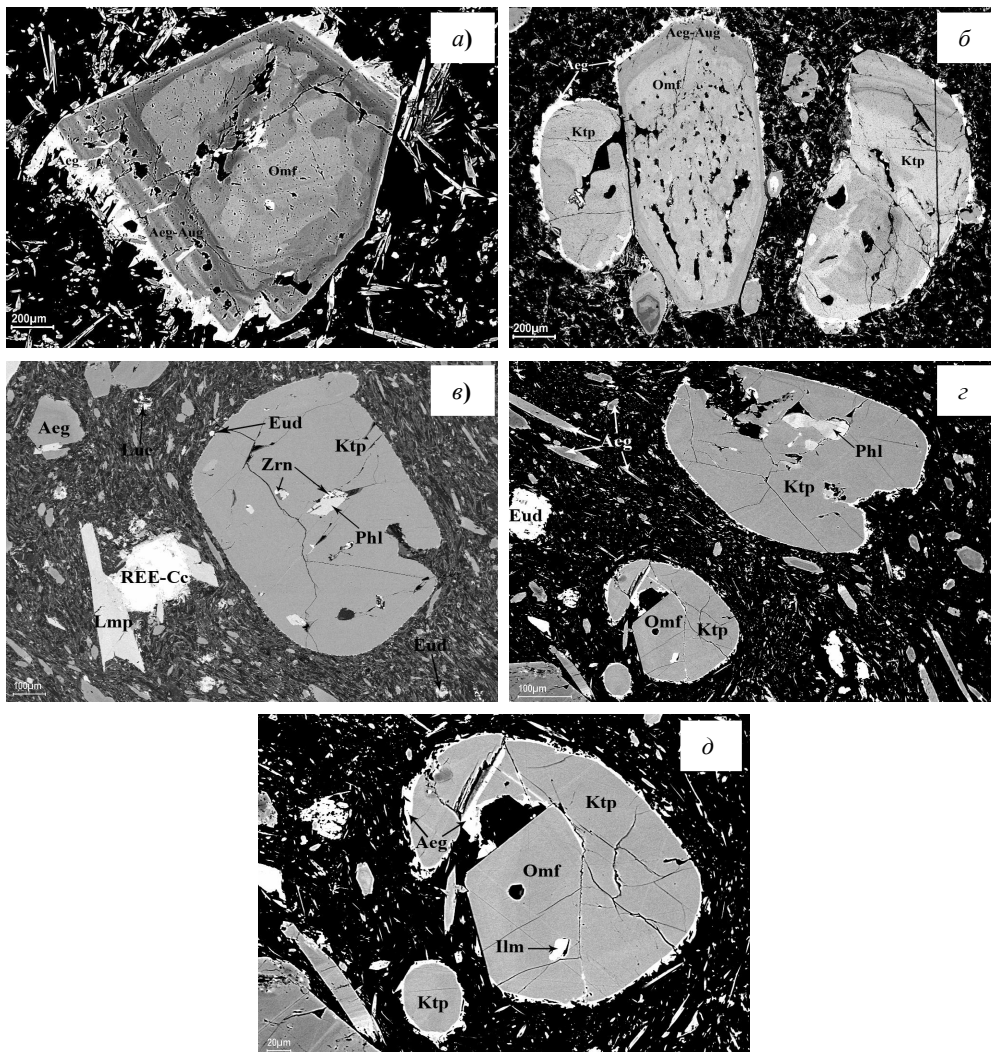


Рис. 5. Ксеногенные минералы в эвдиалитовых фонолитах Контозера. Фото в обратнорассеянных электронах: Aeg-Aug — эгирин-авгит; Ilm — ильменит; Ktp — катафорит; Omf — омфацит; Phl — флогопит; REE-Cc — редкоземельные карбонаты; Zrn — циркон

Второй по значению лейкократовый минерал фонолитов — нефелин, его химический состав приведен в табл. 3. Нефелин, также как и ортоклаз, наблюдается в виде порфiroкpисталлов и участвует в сложении основной мелкозернистой массы.

Нефелин порфiroкpисталлов, как правило, имеет характерный гексагональный габитус (рис. 4, в, г). В порфировых вкрапленниках изредка наблюдается структура снежного кома, отражающая кристаллизацию минерала во время течения расплава. В основной массе нефелин выделяется в форме кристаллов квадратного или изометричного сечения, но чаще, что характерно для микротрахитовой структуры, в виде удлиненных призматических микролитов. Изменение состава нефелина, также как и ортоклаза, в ходе кристаллизации расплава хорошо иллюстрируется положением его фигуративных точек на фазовой диаграмме *qtz-ne-cls* (рис. 6). Точки составов нефелина располагаются в треугольнике *ab-ne-or* вблизи линии *ne-or*. Нефелин порфировых вкрапленников, также как и ортоклаз, обогащен калием (ортоклазовым миналом), но в ходе кристаллизации происходило его обеднение ортоклазовой компонентой и обогащение нефелиновой составляющей при содержании альбитового компонента приблизительно на одном уровне (рис. 6).

Таблица 3

Химический состав ортоклаза и нефелина из эвдиалитовых фонолитов Контозера
(для оксидов — мас.%, для катионов — ат. ед.)

Компоненты	Ортоклаз					Нефелин					
	микролиты		вкрапленники			микролиты		вкрапленники			
	центр	центр	центр	край	центр	центр	центр	край	центр	край	
SiO ₂	64.19	63.98	64.21	64.90	65.66	45.48	45.09	47.41	45.42	47.59	45.15
Al ₂ O ₃	20.63	21.16	19.47	19.66	19.17	33.56	33.54	31.07	31.92	31.60	32.04
Fe ₂ O ₃ *	0.38	0.46	1.32	0.47	0.32	0.18	0.41	0.78	0.14	0.74	0.59
CaO	0.59	0.76	0.30	0.36	0.28	0.12	0.53	0.87	—	0.10	—
BaO	—	—	0.14	0.15	0.14	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	6.66	6.14	5.87	5.88	5.00	18.61	17.77	14.67	18.15	17.01	18.06
K ₂ O	7.04	7.41	8.54	8.49	9.36	1.99	2.58	4.81	3.54	3.33	3.66
Rb ₂ O	—	—	0.12	—	0.15	—	—	—	—	—	—
Сумма	99.49	99.91	99.97	99.91	99.98	99.94	99.92	99.61	99.17	100.37	99.50
Формульные количества рассчитаны: ортоклаз на 8 (O); нефелин на 4 (O)											
Si	2.903	2.885	2.921	2.939	2.970	1.070	1.065	1.123	1.086	1.116	1.078
Al	1.100	1.125	1.044	1.050	1.024	0.931	0.934	0.868	0.900	0.873	0.902
Fe ³⁺	0.013	0.016	0.045	0.016	0.011	0.003	0.007	0.014	0.003	0.013	0.011
Ca	0.029	0.037	0.015	0.017	0.014	0.003	0.013	0.022	—	0.003	—
Ba	—	—	0.002	0.003	0.002	—	—	—	—	—	—
Na	0.584	0.537	0.518	0.516	0.439	0.852	0.814	0.674	0.841	0.773	0.836
K	0.406	0.426	0.496	0.491	0.541	0.060	0.078	0.145	0.108	0.100	0.112
Rb	—	—	0.002	—	0.002	—	—	—	—	—	—

Примечание. Fe₂O₃* — все железо в виде Fe₂O₃.

Гидратированное вулканическое стекло представляет собой скрытокристаллическую бурюю изотропную массу, включающую микролиты породообразующих минералов. Химический состав стекла приведен в табл. 4. Вулканическое стекло, по-видимому, является затвердевшим остаточным расплавом, так как на диаграмме *qtz-ne-cls* (рис. 6.) точка его состава занимает промежуточное положение между составами фонолитов и точкой минимума вблизи последней.

Анальцит — типичный вторичный минерал, развивающийся как по нефелину, так и по вулканическому стеклу. Содалит — редкий минерал в фонолитах, встречается совместно с кальцитом и REE-карбонатами (их не удалось четко диагностировать), выполняющими округлые обособления в породах.

Мурманит, также как и арфведсонит, является наложенным вторичным минералом, развивается совместно с ним и содержит пойкилитовые включения практически всех главных и акцессорных минералов фонолитов.

Лампрофиллит является первично магматическим минералом, наблюдающимся как в основной массе в виде микролейст, так и в виде крупных пластинок среди порфировых вкрапленников, причем ориентировка лейст и пластинок лампрофиллита согласна с микротрахитоидностью пород. Составы мурманита и лампрофиллита приведены в табл. 4. Эвдиалит встречается в фонолитах только в виде микрофенокристов совместно с микролитами ортоклаза, нефелина и эгирина (рис. 4, в, з, д). Он имеет правильные кристаллографические очертания, степень идиоморфизма высокая. Всё это указывает на раннюю стадию кристаллизации эвдиалита. В среднем размеры зерен эвдиалита составляют 20-50 мкм и редко достигают 100 мкм. По основному химическому составу (табл. 4) изученный эвдиалит близок эвдиалитам из Хибин и Ловозера, но его состав имеет и свои особенности. Для него характерны повышенные концентрации SrO и BaO (табл. 4), при изучении опубликованной литературы по эвдиалитам нам не удалось найти сведений об этом минерале с такими высокими концентрациями вышеприведенных оксидов. Данная особенность эвдиалита, по-видимому, отражает специфику химического состава исходного расплава — обогащенность его стронцием и барием. На это предположение также указывают повышенные концентрации BaO в полевых шпатах (табл. 3) и присутствие в породах стронциевых минеральных фаз лампрофилита и Sr-апатита (табл. 4).

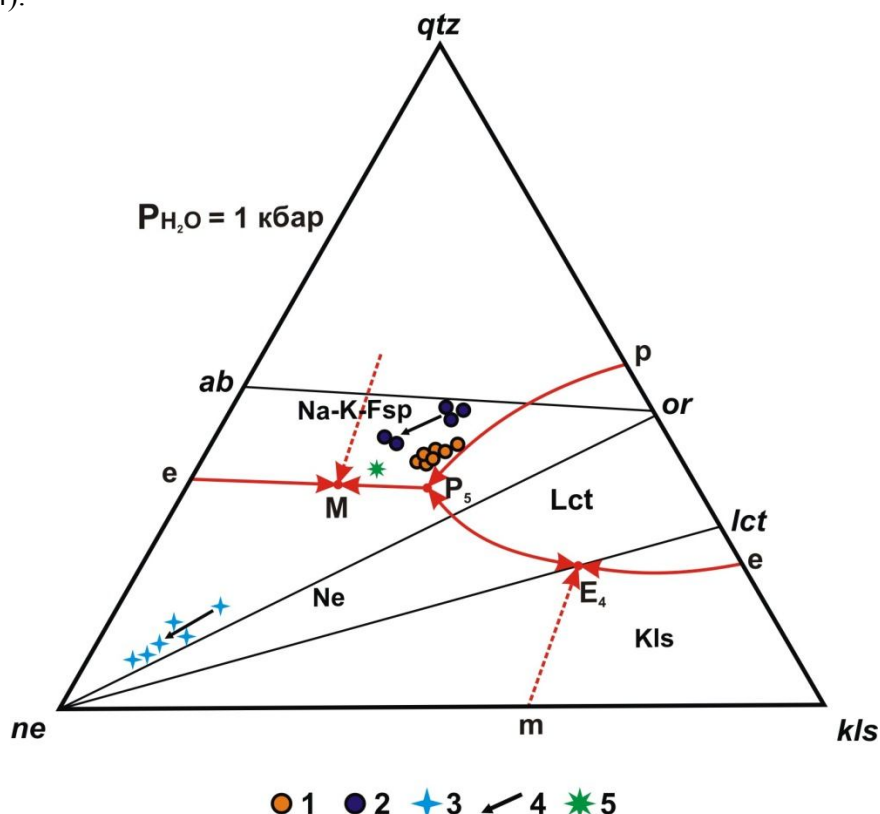


Рис. 6. Положение фигуративных точек составов эвдиалитовых фонолитов Контозера и нефелина, ортоклаза и стекла из них на диаграмме *qtz-ne-cls* при давлении воды, равном 1 кбар [11]:

1 — эвдиалитовые фонолиты; 2 — ортоклазы; 3 — нефелины; 4 — направление изменения составов минералов от ранних фаз к поздним; 5 — стекло

Таблица 4

Химический состав цирконо- и титаносиликатов, ниобатов, фосфатов и стекла (мас. %)
из эвдиалитовых фонолитов Контозера

Компо- ненты	Эвдиалит		Пара- кельшит		Луешит		Мурманит		Лампро- филит		Апатит		Стекло	
	центр	центр	центр	центр	центр	центр	центр	центр	центр	центр	центр	центр	центр	центр
SiO ₂	51.42	53.14	51.02	40.17	0.32	0.10	23.28	24.40	31.79	0.72	1.06	53.12		
TiO ₂	0.52	0.37	0.31	0.20	17.64	15.33	29.67	29.41	28.34	-	-	2.13		
ZrO ₂	11.48	13.54	13.35	39.74	-	-	1.27	1.14	-	-	-	-		
HfO ₂	0.25	0.16	0.48	0.14	-	-	-	-	-	-	-	-		
ThO ₂	-	-	-	-	0.57	0.71	-	-	-	-	-	-		
Al ₂ O ₃	0.34	0.33	0.29	0.15	0.13	0.05	0.21	0.11	0.10	0.23	0.60	13.52		
FeO	3.31	3.88	3.07	1.09	0.26	0.24	2.52	2.66	2.60	-	0.20	10.09		
MnO	2.34	1.79	2.38	-	-	-	1.11	1.10	2.80	-	0.05	0.44		
MgO	0.07	0.07	-	-	-	0.06	0.88	0.74	0.62	-	0.06	1.46		
CaO	8.04	7.82	8.21	0.86	0.53	0.46	1.76	2.18	0.55	49.64	52.09	4.02		
StrO	3.34	2.24	3.94	-	3.48	3.19	-	-	16.63	3.42	2.33	-		
BaO	0.80	0.72	1.72	-	-	-	-	-	1.18	-	-	-		
ZnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
Na ₂ O	12.76	12.22	10.61	17.62	14.34	14.31	12.17	12.85	11.53	1.08	0.93	7.13		
K ₂ O	0.23	0.21	0.37	-	0.08	0.07	0.74	0.70	0.50	0.08	0.04	4.09		
Rb ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
Nb ₂ O ₅	0.85	-	0.62	-	47.88	51.51	3.91	4.98	0.52	43.86	41.53	-		
Ta ₂ O ₅	-	-	-	-	0.77	0.89	-	0.88	-	-	-	-		
Y ₂ O ₃	0.74	0.29	0.42	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
La ₂ O ₃	0.34	0.12	0.25	-	5.49	5.36	-	-	-	-	-	-		
Ce ₂ O ₃	0.65	0.53	0.66	-	6.60	6.07	-	-	-	-	-	-		
Pr ₂ O ₃	0.18	-	-	-	0.39	0.24	-	-	-	-	-	-		
Nd ₂ O ₃	0.31	0.20	0.13	-	1.00	0.58	-	-	-	-	-	-		
Sm ₂ O ₃	-	-	-	-	-	0.29	-	-	-	-	-	-		
Gd ₂ O ₃	-	-	0.12	-	0.28	0.30	-	-	-	-	-	-		
Dy ₂ O ₃	0.15	-	0.14	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
Er ₂ O ₃	-	-	-	-	0.13	0.15	-	-	-	-	-	-		
Cl	1.84	1.71	1.62	-	-	-	0.09	0.05	-	-	-	-		
Сумма	99.96	99.34	99.71	99.97	99.89	99.91	77.61	81.28	97.16	99.03	98.89	96.00		

Таблица 5

Химический (мас. %) и нормативный (вес. %) составы эффузивных пород Контозера

Компо- ненты	Образцы											
	19-1/06 1	19-2а/06 2	19-2б/06 3	19-2в/06 4	19-2г/06 5	19-3/06 6	22/06 7	26/06 8	26-1/06 9	26-2/06 10	16/06 11	16-1/06 12
SiO ₂	20.96	55.84	55.46	55.21	53.52	34.15	52.31	37.70	53.38	42.76	32.64	49.85
TiO ₂	2.86	0.83	1.07	1.31	1.57	1.82	1.07	3.66	1.45	2.02	3.65	0.75
ZrO ₂	0.03	0.84	0.98	1.07	0.95	—	0.22	—	0.13	0.03	—	0.10
Al ₂ O ₃	3.56	15.80	15.35	14.97	13.78	6.15	15.66	7.91	15.68	6.87	5.71	16.40
Fe ₂ O ₃	5.23	3.93	5.13	5.30	6.71	6.50	5.81	3.56	3.03	5.60	6.39	5.98
FeO	7.41	3.39	1.43	1.75	1.58	5.04	1.52	9.13	3.07	9.12	7.56	2.48
MnO	0.37	0.36	0.97	0.93	0.80	0.18	0.92	0.17	0.20	0.17	0.31	0.72
MgO	9.24	0.40	0.79	0.97	1.07	18.64	3.01	14.48	2.90	18.21	7.98	3.15
CaO	22.33	1.52	1.50	1.38	2.07	13.23	3.04	8.58	3.56	10.68	11.83	3.69
Na ₂ O	1.44	9.18	8.54	8.25	8.34	2.73	8.13	3.15	7.03	0.75	2.39	7.12
K ₂ O	1.34	5.65	6.17	6.38	6.88	1.94	5.49	2.49	5.55	1.23	2.74	6.01
P ₂ O ₅	1.25	0.03	0.11	0.10	0.15	0.29	0.33	0.37	0.15	0.43	0.61	0.22
CO ₂	18.72	0.48	0.51	0.47	0.56	4.38	0.78	5.07	1.58	0.18	15.30	0.95
S	0.56	0.08	0.01	0.01	0.04	0.01	0.02	0.21	0.09	0.03	0.11	0.18
Cl	—	0.29	0.11	0.11	0.30	—	0.18	—	0.15	—	—	0.14
F	1.65	0.03	0.06	0.10	0.04	0.79	0.17	0.37	0.14	0.19	0.40	0.92
H ₂ O ⁻	1.41	0.44	0.78	0.67	0.61	2.30	0.48	1.66	0.61	0.23	0.55	0.43
H ₂ O ⁺	1.53	0.86	0.96	0.93	1.00	1.53	0.82	1.48	1.06	1.44	1.81	0.79
Сумма	99.89	99.95	99.93	99.91	99.97	99.68	99.96	99.99	100.06	99.94	99.98	99.88

Примечание. Коренной выход на р. Пальчйок: 19-1/06 – мелкообломочный карбонатит-латитовый туф, перекрывающий эвдиалитовые фonoлиты; 19-2а/06 – 19-2г/06 – эвдиалитовые фonoлиты от кровли к подоше лавового потока; 19-3/06 – флогопит-оливиновые меланефеллиты подстилающие эвдиалитовые фonoлиты. Коренной выход в русле р. Норосродвельм: 22/06 – эвдиалитовый фonoлит. Коренной выход в русле протоки между озерами Норосрод: 26/06 – карбонатные нефелиновые трахибазаниты перекрывающие эвдиалитовые фonoлиты; 26-1/06 – эвдиалитовый фonoлит; 26-2/06 – подстилающие плагиоклаз-флогопит-диопсидовые пикриты. Коренной выход на берегу оз. Солозеро: 16/06 – карбонатит-латит перекрывающий эвдиалитовые фonoлиты; 16-01/06 – эвдиалитовый фonoлит.

В отличие от нефелиновых сиенитов Ловозера и Хибин, в фонолитах Контозера присутствует луешит, а не лопарит. Луешит рассеянно встречается в породах в виде изометричных мелких зерен и часто содержит микроигольчатые включения эгирина. Химический состав луешита приведен в табл. 4. Лопарит в фонолитах обнаружить не удалось. P-t-параметры кристаллизации фонолитов оценены с помощью полевошпатового геотермобарометра [11], позволяющего определить их при отсутствии плагиоклаза по составу K-Na-Fsp, и равны — $P(\text{H}_2\text{O})$ около 0.5–1.0 кбар, а $t_{\text{кр}}$ около 950–980 °С. Полученные термодинамические условия хорошо согласуются с экспериментальными данными по плавлению эвдиалитсодержащих пород [12].

Петрогеохимические особенности эвдиалитовых фонолитов Контозерского палеовулкана

Химический состав фонолитов Контозера, а также подстилающих и перекрывающих их эффузивов приведены в табл. 5. По содержанию SiO_2 эвдиалитовые фонолиты относятся к породам средней группы и характеризуются ультращелочным (ультраагпаитовым) составом, $K_{\text{агп}} = 1.17\text{--}1.54$, калиево-натриевого типа щелочности — n ($n = 100 \cdot \text{Na}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$) равно 64.8–71.2 мол. %. По насыщенности кремнеземом изученные фонолиты относятся к нефелин-нормативной группе. Для фонолитов характерно высокое обогащение цирконием, содержание ZrO_2 в среднем около 1.02 мас. % (табл. 5). Железистость фонолитов варьирует в пределах от 52.6 до 90.7 атм. %. В целом химический состав эвдиалитовых фонолитов близок среднему составу эвдиалитового комплекса Ловозера.

Таблица 6

Редкоэлементный состав (г/т) эвдиалитовых фонолитов Контозера

Компоненты	Образцы				
	19-2а/06	19-2б/06	19-2в/06	19-2г/06	22/06
Rb	267	317	329	245	185
Sr	1520	2530	2770	2000	2880
Y	336	359	343	460	549
Nb	457	1510	1610	488	1030
Ba	471	896	1990	432	601
La	180	445	425	296	399
Ce	383	861	800	627	786
Pr	50.4	99.5	89.9	78.7	97.2
Nd	221	380	362	331	394
Sm	61.9	86.0	82.2	86.6	97.7
Eu	17.9	22.9	22.9	25.7	30.4
Gd	54.5	70.8	67.1	74.6	91.0
Tb	11.0	13.0	12.4	15.9	17.8
Dy	64.0	70.9	67.2	88.8	105.0
Ho	12.2	12.8	12.2	16.6	20.4
Er	39.7	36.7	35.9	53.3	60.7
Tm	4.78	4.72	4.76	6.70	7.64
Yb	33.7	31.5	32.6	46.3	51.8
Lu	4.07	3.81	3.67	5.24	5.92
Hf	198	194	205	216	279
Ta	37.1	67.5	72.8	38.9	62.6
Th	21.8	146.0	141.0	29.7	59.4
U	11.1	55.6	55.3	16.6	36.4

Для эвдиалитовых фонолитов Контозера характерны высокие содержания литофильных редких и редкоземельных элементов (табл. 6). Концентрация редкоземельных элементов в фонолитах на 2–3 порядка выше, чем в "хондритовой" мантии. Распределение REE в фонолитах характеризуется "пологими" спектрами (рис. 7) с очень небольшими углами наклона $(\text{REE}_{\text{Ce}}/\text{REE}_{\text{Y}})_{\text{N}} = 0.9\text{--}1.4$, что говорит о слабо фракционированном распределении редкоземельных элементов. О слабой дифференцированности фонолитов говорят отношения $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 3.6\text{--}9.5$ и $(\text{Nd}/\text{Sm})_{\text{N}} = 1.2\text{--}1.4$. Составы REE в фонолитах характеризуются отсутствием выраженной европиевой аномалии, отношение Eu/Eu^* равно 0.93–0.97. На рис. 7 для сопоставления нанесены поля распределения REE в эвдиалитовых и лопаритовых луявритах Ловозерского массива, в палеозойских фонолитовых дайках Кольской щелочной провинции и графики распределения REE в порфиридных эвдиалитовых луявритах Ловозерского массива.

Как было показано при характеристике минералов эвдиалитовых фонолитов Контозера, в них присутствуют оплавленные и частично резорбированные кристаллы Sr-содержащего омфакита и Zr- и Hf-содержащего катафорита с включениями в них Mg-содержащего ильменита, циркона и Ba-содержащего флогопита. Все эти минеральные фазы являются чуждыми для химического состава фонолитов Контозера. Морфология нахождения этих минералов в породах и их состав позволяют рассматривать их как реликтовые минеральные фазы дезинтегрированных глубинных ксенолитов из зоны генерации расплава эвдиалитовых фонолитов Контозера, а специфика их химического состава отражает привнос в источник материнской магмы щелочей и редких элементов. Исходя из того, что в ассоциации реликтовых минералов присутствует и играет ведущую роль Sr-содержащий омфакит, можно предположить, что источником фонолитового расплава являлся верхнемантийный эклогит, испытавший значительный редкоэлементно-щелочной метасоматоз. Индикаторными реликтовыми минералами этого метасоматоза являются катафорит с примесью Zr и Hf и с включениями в нем циркона и флогопита с изоморфной примесью Ba. На "недифференцированное" происхождение фонолитов указывает и нефракционированное распределение REE (рис. 7).

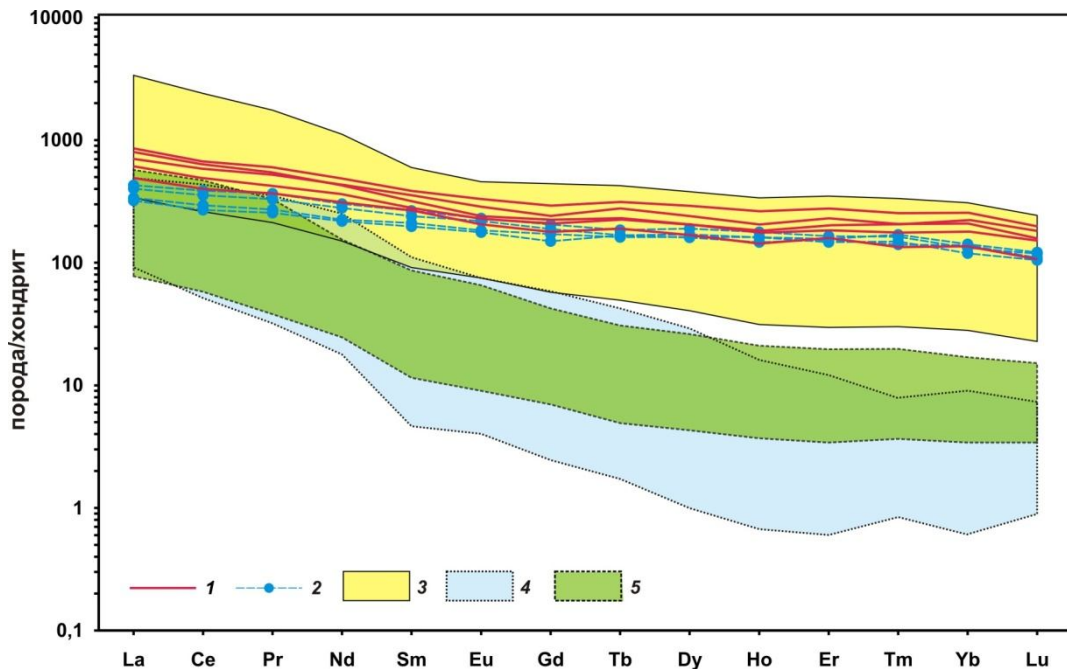


Рис. 7. Нормализованное к хондриту распределение РЗЭ в эвдиалитовых фонолитах в сравнении с распределением в породах Ловозерского массива и в палеозойских фонолитовых дайках Кольской щелочной провинции: 1 — эвдиалитовые фонолиты; 2 — порфиридные луявриты Ловозера; 3 — поле эвдиалитовых луявритов Ловозерского массива; 4 — поле лопаритовых луявритов Ловозерского массива; 5 — поле палеозойских фонолитовых даек Кольской щелочной провинции

Распределение REE в фонолитах Контозера значительно отличается как от распределения редкоземельных элементов в эвдиалитовых и лопаритовых луявритах Ловозера, так и от распределения в фонолитовых дайках, характеризующихся резко дифференцированным распределением REE (рис. 7). Следует отметить, что концентрации REE в изученных фонолитах близки концентрациям редких земель в эвдиалитовом комплексе Ловозерского массива.

Порфиroidные эвдиалитовые луявриты, рассматриваемые как эндоконтактная закалочная фация эвдиалитового комплекса Ловозерского массива и отвечающие, вероятно, исходному расплаву для этого комплекса [12, 13], обнаруживают признаки геохимического сходства с эвдиалитовыми фонолитами Контозера. Графики распределением REE в порфиroidных эвдиалитовых луявритах в большой степени сходны с графиками распределения REE фонолитов Контозера (рис. 7), при этом графики распределения REE как порфиroidных луявритов, так и фонолитов Контозера не выходят за границы поля распределения REE эвдиалитового комплекса Ловозера.

Обсуждение результатов исследований

Проблема происхождения агпаитовых расплавов нефелиновых сиенитов и их эффузивных аналогов — агпаитовых фонолитов — дискуссионна. Наиболее распространены две точки зрения на генезис этих расплавов.

1. Магмы, отвечающие по составу агпаитовым нефелиновым сиенитам и фонолитам, могут быть конечными продуктами длительной дифференциации сильно недосыщенных кремнеземом "первичных" магм мантийного происхождения, таких как меланефелинитовые либо щелочно-базальтовые. Появление в конечных продуктах дифференциации агпаитовых минералов связывается с проявлением плагиоклазового и пироксенового эффектов [12, 14–16].

2. Магмы, отвечающие по составу агпаитовым нефелиновым сиенитам и фонолитам, могут быть непосредственно выплавлены из метасоматически измененного под воздействием K-Na-Ca карбонатных растворов-расплавов мантийного субстрата [17–21].

На то, что фонолиты должны являться первичными мантийными расплавами, а не дифференциатами каких-то других расплавов, указывает почти постоянное присутствие в них верхнемантийных ксенолитов, представленных метасоматизированными эклогитами и шпинелевыми лерцолитами. Кроме того, в этих ксенолитах часто отмечается присутствие стекол фонолитового состава [1–5, 19–24]. Если бы фонолиты являлись остаточными расплавами, то наличие в них этих ксенолитов объяснить было бы невозможно.

Как было показано выше, эвдиалит в фонолитах Контозера кристаллизовался на ранней стадии, а это указывает на котектическую насыщенность расплава цирконием. Соответственно, и среднее содержание ZrO_2 в фонолитах Контозера, равное 1.02 мас. %, можно рассматривать как котектическое. Этот вывод хорошо коррелирует с результатами, полученными Л. Н. Когарко с соавторами [12]. Они на примере эвдиалитовых комплексов Ловозера и Илимауссака и на основании экспериментальных данных определили, что концентрация ZrO_2 около 1 мас. % является котектической, и при таком содержании ZrO_2 в ультраагпаитовом расплаве из него уже на ранних стадиях начинает кристаллизоваться эвдиалит. Данные предположения подкрепляются характером распределения редкоземельных элементов в изученных фонолитах Контозера, порфиroidных луявритах и эвдиалитовом комплексе Ловозерского массива. Анализ спектров распределения РЗЭ в фонолитах и порфиroidных луявритах показывает, что при кристаллизационной дифференциации их составов образуется дифференцированный комплекс пород, сходный по распределению РЗЭ с эвдиалитовым комплексом Ловозерского массива.

Заключение

Приведенные в статье данные позволяют сделать следующие выводы.

1. Эвдиалитовые фонолиты Контозерского палеовулкана представляют собой первичный расплав, образовавшийся не в ходе кристаллизационной дифференциации какого-то более

ультраосновного расплава, а выплавившийся непосредственно из метасоматизированного верхнемантийного субстрата, представлявшего собой флогопит-амфиболовый эклогит.

2. Расплав эвдиалитовых фонолитов Контозерского палеовулкана на раннем этапе кристаллизации имел котектическую насыщенность цирконием и при кристаллизационной дифференциации мог бы образовать эвдиалитовые магматические месторождения куммулятивного типа.

3. Сходство распределения редкоземельных элементов в эвдиалитовых фонолитах и порфиридных луавритах, являющихся закалочной фазой эвдиалитового комплекса Ловозерского массива, близость концентраций редкоземельных элементов и циркония в перечисленных породах указывают на то, что эвдиалитовый комплекс Ловозерского массива мог образоваться из расплавов, сходных по составу с фонолитовым расплавом Контозера.

ЛИТЕРАТУРА

1. Sazhinite-(La), $\text{Na}_3\text{LaSi}_6\text{O}_{15}(\text{H}_2\text{O})_2$, a new mineral from the Aris phonolite, Namibia / **F. Cámara [et al.]** // *Mineral. Mag.* 2006. Vol. 70, N 4. P. 405–418.
2. Von Knorring O., Franke W. A preliminary note on the mineralogy and geochemistry of the Aris phonolite, SWA // *Communications of the Geological Survey of S. W. Africa / Namibia*. 1987. N 3. 61 p.
3. Smith A. E. Texas mineral locality index // *Rocks and Minerals*. 1991. Vol. 66, N 3. P. 196–224.
4. Кривдик С. Г., Ткачук В. И. Эвдиалитсодержащие агапитовые фонолиты и дайковые нефелиновые сиениты Октябрьского массива (Украинский щит) // *Геохимия*. 1988. № 8. С. 1133–1139.
5. Arzamastsev A. A., Petrovsky M. N. Paleozoic alkaline volcanism of the Northeastern Fennoscandia: Geochemical features and petrologic consequences // *Deep-seated magmatism, its sources and plumes: Proceedings of the XI International Conference*. Irkutsk: Publishing House of the Institute of Geography of the SB of the RAS, 2011. P. 96–125.
6. Петровский М. Н., Савченко Е. Э. Эвдиалитовые фонолиты Контозерского карбонатитового палеовулкана — возможный исходный расплав для эвдиалитового комплекса Ловозерского массива // *Рудообразующие процессы: от генетических концепций к прогнозу и открытию новых рудных провинций и месторождений: материалы всерос. науч. конф. (с международным участием), посвящен. 100-летию со дня рождения академика Николая Алексеевича Шило (1913–2008) (Москва, ИГЕМ РАН, 29 октября — 1 ноября 2013 г.)*. М.: ИГЕМ РАН, 2013. С. 155.
7. Пятенко И. К., Осокин Е. Д. Геохимические особенности Контозерского карбонатитового палеовулкана на Кольском полуострове // *Геохимия*. 1988. № 5. С. 723–737.
8. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование флогопита из фоскорита Контозерского комплекса, Кольская щелочная карбонатитовая провинция, Балтийский щит / *Е. Г. Балаганская [и др.]* // *Геохимия магматических пород. Школа "Щелочной магматизм Земли"*. М.: ГЕОХИ РАН, 2002. С. 16–17.
9. Ветрин В. Р., Калинин М. М. Реконструкция процессов внутрикорового и корово-мантийного магматизма и метасоматоза (по результатам изучения глубинных включений). Апатиты: КНЦ РАН, 1992. 106 с.
10. Дубровский М. И. Рациональная классификация амфиболов и метод расчета их кристаллохимических формул на минеральные Апатиты: КФАН СССР, 1981. 64 с.
11. Phase equilibrium in the undersaturated part of Petrogeny's residua system: a preliminary graphical analysis of its potassic field with potential implications for the origin of pseudoleucite / *A. Korobeinikov [et al.]* // *N. Jb. Miner. Mh.* 1998. N 6. P. 241–252.
12. Когарко Л. Н., Лазуткина Л. Н., Кригман Л. Д. Условия концентрации циркония в магматических процессах. М.: Наука, 1988. 120 с.
13. Буссен И. В., Сахаров А. С. Петрология Ловозерского щелочного массива. Л.: Наука, 1972. 296 с.
14. Yoder H. S., Kushiro I. Composition of residual liquids in nepheline — diopside system // *Yb. Carnegie Inst. Wash.* 1972. Vol. 71. P. 413–416.
15. Когарко Л. Н. Проблема генезиса агапитовых магм. М.: Наука, 1977. 293 с.
16. Йодер Х. С. Мелилитсодержащие породы и родственные им лампрофиры // *Эволюция изверженных пород*. М.: Мир, 1983. С. 381–399.
17. Baily D. K. Mantle metasomatism — perspective and prospect // *Alkaline Igneous Rocks. Geol. Soc. London Spec. Publ.* 1987. N 30. P. 1–13.
18. Lee W.-J., Wyllie P. J. Petrogenesis of carbonate magmas from mantle to crust constrained by the system $\text{CaO}-(\text{MgO}+\text{FeO}^*)-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-(\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2)-\text{CO}_2$ // *J. Petrol.* 1998. Vol. 39, N 3. P. 495–517.
19. Dalton J. A., Presnell D. C. Carbonatitic melts along the solidus model lherzolite in the system $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{CO}_2$ from 3 to 7 Gpa // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1998. Vol. 131. P. 123–135.
20. Kogarko L. N., Kurat G., Ntaflou T. Carbonate metasomatism of the oceanic mantle beneath Fernando de Noronha Island, Brazil // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2001. Vol. 140. P. 577–587.
21. Когарко Л. Н. Глобальный мантийный метасоматоз и проблемы генезиса щелочного магматизма и связанного редкометалльного оруденения // *Эволюция петрогенеза и дифференциация вещества Земли: материалы 10-го петрографического совещания*. Апатиты: КНЦ РАН, 2005. С. 99–100.
22. Wilson M., Downes H. Tertiary-Quaternary extension-related alkaline magmatism in Eastern and Central Europe // *J. Petrol.* 1991. Vol. 32. P. 811–849.
23. Witt-Eickchen G., Kramm U. Mantle upwelling and metasomatism beneath Central Europe: geochemical and isotopic constraints from mantle xenoliths from the Rhön (Germany) // *J. Petrol.* 1997. Vol. 38. P. 479–493.
24. Phonolitic diatremes within the Dunedin Volcano, South Island, New Zealand / *R. C. Price [et al.]* // *J. Petrol.* 2003. Vol. 44, N 11. P. 2053–2080.

Сведения об авторе

Петровский Михаил Николаевич — кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Геологического института КНЦ РАН
E-mail: petrovskiy@geoksc.apatity.ru

Author Affiliation

Michael N. Petrovsky — PhD (Geology & Mineralogy), Senior Researcher of the Geological Institute of the KSC of the RAS
E-mail: petrovskiy@geoksc.apatity.ru

Библиографическое описание статьи

Петровский, М. Н. Ультращелочные эвдиалитовые фонолиты контозерского карбонатитового палеовулкана (Кольский полуостров): геология, минералогия и геохимия / *М. Н. Петровский* // Вестник Кольского научного центра РАН. — 2016. — № 3 (26). — С. 27–43.

Reference

Petrovsky Michael N. Ultra-Alkaline Eudialite Phonolite from Kontozero Carbonatite Paleovolcano (Kola Peninsula): Geology, Mineralogy and Geochemistry. *Herald of the Kola Science Centre of the RAS*, 2016, vol. 3 (26), pp. 27–43. (In Russ.).