

Е.Н. Козлов, А.А. Арзамасцев, А.В. Базай

**Типохимизм минералов из пород контактовых ореолов  
щелочно-ультраосновных комплексов как индикатор  
полиметасоматической переработки:  
на примере массива Озерная Варака (Кольский полуостров)**

E.N. Kozlov, A.A. Arzamascev, A.V. Bazai

**Typochemistry of the minerals in the contact aureole rocks of the alkaline-  
ultrabasic complexes as an indicator of a polymetasomatic alteration:  
Case study of the Ozernaya Varaka massif (the Kola Peninsula)**

**Аннотация.** Проведены исследования пород контактового ореола щелочно-ультраосновного массива Озерная Варака. Определены типохимические особенности минералов выделенных парагенетических ассоциаций, свидетельствующие о том, что смена этапов полиметасоматической переработки сопровождалась изменением источников вещества, характера и масштаба массопереноса, физико-химических условий протекания метасоматических процессов. Несмотря на малую распространенность карбонатитов в пределах массива Озерная Варака, установлена высокая значимость карбонатитового процесса в формировании современного облика пород фенитового ореола. Результаты проведенного исследования указывают на возможность образования существенных объемов альбитизированных пород на регрессивном этапе карбонатитового процесса за счет ремобилизации Na, Al и Si из синмагматических щелочных метасоматитов.

**Abstract.** The study of contact aureole rocks of the alkaline-ultrabasic massif Ozernaya Varaka has been conducted. Typochemical features of the minerals of the selected paragenetic associations have been determined; they indicate that the change of polymetasomatic alteration stages was accompanied by a change in sources of material, the nature and scale of mass transfer, the physical-chemical conditions in the course of metasomatic processes. Despite the low prevalence of carbonatites within the massif Ozernaya Varaka the high importance of the carbonatite process in shaping the modern image of rocks of fenite aureole has been discovered. Results of the study indicate the possibility of formation of the significant amounts of albitized rocks on the regressive stage of the carbonatite process due to remobilization of Na, Al and Si from sinmagmatic alkali metasomatites.

**Ключевые слова:** метасоматоз, щелочно-ультраосновные комплексы, карбонатиты, фениты, парагенетические ассоциации, Озерная Варака

**Key words:** metasomatism, alkaline-ultrabasic complexes, carbonatites, fenites, paragenetic associations, Ozernaya Varaka

## 1. Введение

Геохимическая специфика щелочно-ультраосновных и карбонатитовых магм заключается в их обогащенности крупноионными литофильными (LILE), высокозарядными (HFSE) и редкоземельными (REE) элементами. Это определило формирование крупных, в том числе супергигантских, месторождений высоколиквидных редких металлов (Nb, Ta, Zr, Hf, U, REE), приуроченных к массивам щелочно-ультраосновной формации, в связи с чем исследование механизмов формирования щелочно-ультраосновных комплексов носит не только научное, но и практическое значение. Характерной чертой подобных массивов является широкое развитие контактово-метасоматических пород – фенитов и фенитизированных гнейсов, объем которых сопоставим с объемом слагающих интрузивы магматитов. По этой причине при проведении любых петрологических исследований, касающихся данных комплексов, представляется необходимым учитывать масштабы метасоматического массопереноса вещества в породы обрамления, иногда очень значительного. Однако здесь возникает ряд существенных проблем, связанных с тем, что щелочно-ультраосновные комплексы являются сложными многофазными геологическими объектами, сформировавшимися в несколько этапов. При этом внедрение каждой последующей порции вещества сопровождалось отделением специфического флюида. В результате большинство пород контактовых ореолов представляют собой продукты полиметасоматической переработки, что затрудняет дискретную оценку привноса-выноса компонентов на различных, прежде всего наиболее ранних, этапах становления комплекса. Вторая проблема заключается в том, что

синмагматические с ийолитами и мельтейгитами фениты характеризуются сходным минеральным составом с более поздними метасоматитами – "фенитами" карбонатитового этапа и постмагматическими альбититами. В связи с этим задача по отбору первичного материала для корректной количественной оценки привноса-выноса компонентов (т.е. образцов, отвечающих определенным этапам метасоматической переработки) сводится к установлению типохимизма минералов разновозрастных парагенетических ассоциаций и определению их количественных соотношений в породе. Поиску таких минеральных индикаторов посвящена данная статья. В качестве эталонного объекта для исследования был выбран массив Озерная Варака, в котором, в отличие от большинства комплексов девонской Кольской щелочной провинции, щелочные ультрамафиты и карбонатиты присутствуют в подчиненном, относительно ийолитов-мельтейгитов, объеме. Предполагалось, что это должно было способствовать высокой сохранности минеральных фаз, сформировавшихся под воздействием флюида из фойдолитового источника.

## 2. Геологическое строение массива Озерная Варака

Массив Озерная Варака расположен в зоне сочленения Беломорского мегаблока и Имандра-Варзугского палеопротерозойского пояса (юг Кольского полуострова). Вмещающие породы представлены средне- и мелкозернистыми биотит-олигоклазовыми гнейсами беломорского комплекса, среди которых в подчиненном количестве присутствуют биотит-амфиболовые гнейсы и гранат-плагиоклазовые амфиболиты. Гнейсы частично мигматизированы, наблюдается неравномерная микроклинизация. Возраст биотит-олигоклазовых гнейсов составляет  $2723 \pm 17$  млн лет (Ризванова и др., 1994). Центральную часть массива Озерная Варака слагают щелочные ультрамафиты, главным образом нефелиновые пироксениты и мельтейгиты (рис. 1), возраст которых оценен в  $376.1 \pm 2.9$  млн лет (Kramm et al., 1993). Они окружены широким кольцом фойдолитов второй фазы внедрения (преимущественно представленных ийолитами), занимающих более 60 % площади интрузии на современном эрозионном срезе. К третьей фазе внедрения отнесены канкринитовые и канкринит-нефелиновые сиениты, слагающие немногочисленные жилы мощностью 1-2 м, секущие пироксениты и фойдолиты. Наиболее поздними породами массива являются карбонатиты (преимущественно кальцитовые), которые наблюдаются в виде жильных и штокообразных тел. Для образца карбонатита Rb-Sr изохронным методом была получена датировка  $369.6 \pm 5.3$  млн лет (Kramm et al., 1993). При небольших размерах самой интрузии, площадь, занимаемая экзоконтактовыми метасоматитами ( $0.66 \text{ км}^2$ ), сопоставима с площадью интрузивных образований ( $0.8 \text{ км}^2$ ) (Кухаренко и др., 1965; Арзамасцев и др., 2009). Зона южного контакта массива прослеживается в обнажениях, вскрыта канавами и расчистками. Полный разрез контактовой зоны изучен по керну двух скважин, заложенных в юго-западной и северо-восточной частях комплекса (рис. 1). При бурении данных скважин были пересечены зоны как экзо-, так и эндоконтактов.

## 3. Образцы для исследования и аналитические методики

В качестве материала для исследования послужили образцы из двух детальных разрезов, расположенных на юго-западе и юго-востоке массива (рис. 1), а также керны скважин 2044 и 2048, пересекающих зону фенитизации (всего 120 образцов). Концентрации главных элементов определялись методом атомной абсорбции в Геологическом институте КНЦ РАН. Измерения проводили на основе одной навески породы после разложения ее сплавлением с бурой и содой. Точность определений составила не ниже  $\pm 1.5$  % для концентраций  $>10$  % и  $\pm 3.5$  % для концентраций  $>1$  %. Диагностика минеральных фаз была выполнена с помощью электронного микроскопа LEO-1450 с энергодисперсионным микроанализатором Röntec.

Химический состав минералов определен с помощью волнодисперсионного микроанализатора MX-46 Самеса; ускоряющее напряжение 22 кВ, ток зонда 30 нА. Использовались природные и синтетические стандарты. Для концентраций 10, 1 и 0.25 мас.% погрешности определения составили 1, 2.5 и 5 % соответственно. Рентгенометрические исследования проводились на рентгеновском дифрактометре ДРОН-2.0 (режим съемки  $U = 30 \text{ kV}$ ,  $I = 20 \text{ mA}$ , монохроматор) и рентгеновском аппарате УРС-55, камера 57.3 мм, Fe-излучение (режим съемки  $U = 50 \text{ kV}$ ,  $I = 14 \text{ mA}$ ).

## 4. Ведущие типы метасоматитов экзоконтакта

В ходе полевых исследований было установлено, что основной объем обрамляющего массив контактового ореола слагают синмагматические щелочные метасоматиты, сформировавшиеся на фойдолитовом этапе. Они представлены двумя породными разностями, закономерно сменяющимися по направлению к интрузиву: фенитизированными гнейсами и бескварцевыми клинопироксен-полевошпатовыми фенитами.

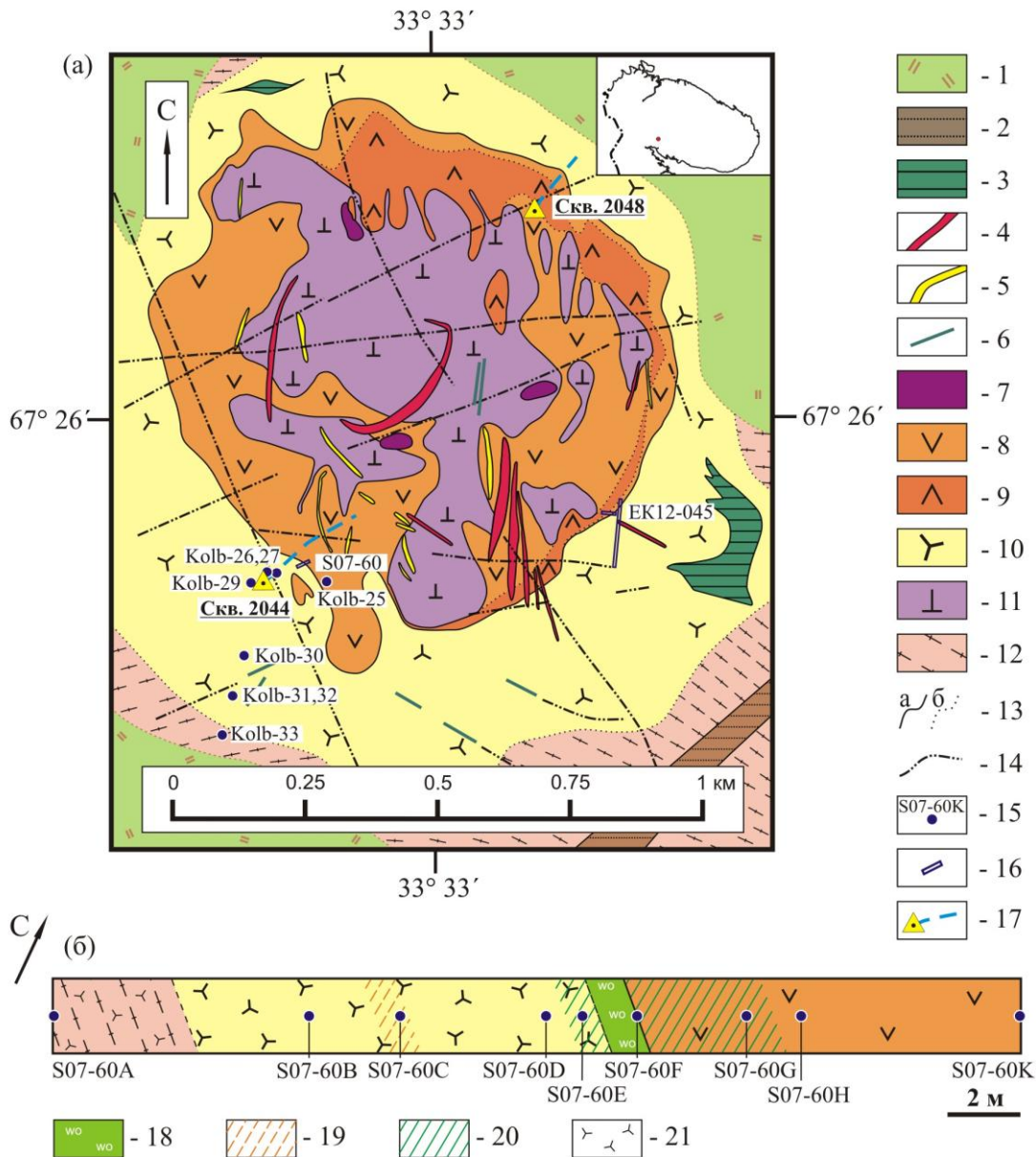


Рис. 1. Схема геологического строения комплекса Озерная Варака (а), по данным МГРЭ и работам (Дудкин и др., 1980; Арзамасцев и др., 2009), и детальный разрез контактовой зоны на юго-западе массива (б): на врезке – положение массива на схеме Кольского полуострова; 1 – четвертичные отложения;

- 2 – халцедоновые брекчии в зонах дробления; 3 – брекчии фенитов с эгирин-альбитовым цементом; 4 – карбонатиты; 5 – канкринит-нефелиновые сиениты; 6 – дайковый комплекс (мончикиты, ийолит-порфиры, тингуаиты); 7 – щелочные пегматоиды с перовскитом; 8 – ийолиты; 9 – мельтейгиты; 10 – фениты и фенитизированные гнейсы; 11 – пироксениты; 12 – биотит-олигоклазовые гнейсы; 13 – геологические границы: резкие (а), постепенные (б); 14 – разрывные нарушения; 15 – точки отбора проб; 16 – местоположение детальных участков; 17 – местоположение устьев скважин и проекции их стволов на земную поверхность; 18 – волластонит-клинопироксеновые породы; наложенные метасоматические изменения (крап по исходным породам); 19 – альбитизация; 20 – высокотемпературный основной метасоматоз; 21 – фенитизация.

Положение контакта на детальном участке S07-60 в системе UTM (WGS 84): X – 497439, Y – 7479437

**Фенитизированные гнейсы** представляют собой кварцсодержащие существенно полевошпатовые породы с содержанием новообразованных минералов 25-30%. Метасоматические изменения гнейсов выражаются в развитии амфибол-пироксеновых псевдоморфоз по биотиту и клинопироксеновых каём вокруг зерен кварца, а также в замещении олигоклаза и биотита альбит-калишпатовым агрегатом. По своим текстурно-структурным особенностям фенитизированные гнейсы

близки к плагиогнейсам обрамления, в них наблюдаются ясно различимые метаморфические сланцеватость и полосчатость. Наряду с первичными метаморфогенными структурами, широко развиты участки коррозии, полностью сложенные новообразованными фазами (клинопироксеном, альбитом, калиевым полевым шпатом и др.) и имеющие цепочечное или струйчатое распределение в породе.

При переходе от фенитизированных гнейсов к **апогнейсовым клинопироксен-полевошпатовым фенитам** породы утрачивают гнейсовидность, текстура становится грубополосчатой, с чередованием лейко- (существенно полевошпатовых) и меланократовых (со значительным содержанием эгирин-авгита) слоев. На уровне минерального состава переход фиксируется в исчезновении кварца, олигоклаза, биотита и щелочных амфиболов, изменении состава клинопироксена, увеличении содержания К- и Na-полевых шпатов.

При исследовании юго-западного разреза зоны экзоконтакта, наряду с данными породными разностями, установлено присутствие еще двух типов метасоматитов, в связи с чем наблюдается более сложная последовательность метасоматических пород (по направлению к контакту) (рис. 1, б): биотит-олигоклазовые гнейсы (породы рамы) → фенитизированные гнейсы → бескварцевые апогнейсовы клинопироксен-полевошпатовые фениты с участками интенсивно альбитизированных пород → волластонит-клинопироксеновые породы.

В пределах участка развития **альбититов** среди апогнейсовых фенитов наблюдаются лейкократовые жилы, прожилки, гнезда, сложенные преимущественно альбитом (75-80 об.%) и калиевым полевым шпатом (15 об.%), с подчиненным содержанием эгирин-авгита (5-10 об.%). Мощность жил и прожилок варьирует от первых миллиметров до первых десятков сантиметров. Подобные породы наблюдаются во всех исследованных разрезах как экзо-, так и эндоконтактов массива. Анализ имеющегося материала показал, что альбититы зачастую пространственно тяготеют к жилам ранних карбонатитов (сёвитов). Характерной чертой пород альбитизированных участков является заметное снижение содержания клинопироксена, вплоть до его полного исчезновения. Помимо того, резко снижается содержание типичных аксессуарных минералов апогнейсовых фенитов – апатита и титанита.

Зона **волластонит-клинопироксеновых пород** мощностью 1-1.55 м располагается непосредственно в контакте ийолитов с фенитизированными породами обрамления. Граница с приконтактовыми ийолитами резкая, секущая. Волластонит-клинопироксеновые породы характеризуются неоднородностью текстуры, обусловленной присутствием в эгирин-авгитовом матриксе множества маломощных (до 2 см) волластонитовых прожилок, шлиров и гнезд, в которых наблюдается до 10 об.% апатита. Примыкающие со стороны рамы клинопироксен-полевошпатовые фениты пронизаны сетью тонких прожилок, сложенных волластонитом, клинопироксеном, кальцитом, апатитом и титанитом. На расстоянии 60 м к северо-западу от детального участка аналогичные волластонит-пироксеновые породы вскрыты поисковой расчисткой. На данном участке они занимают то же структурное положение, что и в пределах юго-западного детального участка, при мощности выхода 3.5-4 м. Здесь установлено присутствие среди волластонит-клинопироксеновых пород скиалитов апогнейсовых фенитов, а сами породы частично объемно либо прожилково замещены флогопитовыми слюдитами.

Несмотря на то что карбонатиты в структуре массива занимают по объему резко подчиненное положение относительно пород фойдолитового комплекса, они все же достаточно широко распространены и присутствуют в керне обеих скважин, а также наблюдаются в поисковых канавах на юго-востоке массива, по которым нами был построен второй (юго-восточный) детальный разрез. Установлено по меньшей мере три генерации карбонатитов, различающихся по морфологии тел, вещественному составу и генетическим особенностям.

Наиболее ранние **карбонатиты калишпат-кальцитовой температурной фации** (Самойлов, 1984), или карбонатиты I (Соколов, 1996), слагают маломощные ветвящиеся жилы, окруженные фенитами, претерпевшими еще один этап метасоматической переработки. Мощность жил и прожилок варьирует от первых сантиметров до первых дециметров. На принадлежность к данной температурной фации указывают ассоциации кальцит + волластонит + нефелин и кальцит + анортотлаз. Метасоматическая зональность схожая (от оси жил): кальцитовый карбонатит → зона основных пород (преимущественно кальцит-пироксеновых) → зона щелочных метасоматитов (полевошпатовых пород, в которых "фенитовый" клинопироксен отчетливо корродируется). Микроструктура пород преимущественно пойкилобластовая, реже – гранобластовая, породы средне- и мелкозернистые. К подобному типу карбонатитов относится большинство образцов карбонатитов из скважин.

Вторую группу составляют анхимоминеральные кальцитовые карбонатиты, слагающие достаточно мощные (до 3 м) жилы выполнения. Их минеральный состав очень однороден – 95-98 % кальцита и 2-5 % клинопироксена и флогопита, причем степень идиоморфизма карбоната выше, чем у темноцветных минералов. Отсутствие в составе данных карбонатитов полевых шпатов затрудняет

прямое определение температурной фации, однако ряд косвенных признаков (преобладание жил выполнения, их структурное положение в массиве (Капустин, 1971), а также проведенные нами исследования изотопных характеристик углерода карбонатов указывают на их принадлежность к **карбонатитам альбит-кальцитовый температурной фации** (Самойлов, 1984), или, по (Соколов, 1996), к карбонатитам II. Подобные карбонатиты установлены лишь в юго-восточном детальном разрезе, в котором они приурочены к единой зоне шириной 30 м. В пределах данной зоны фенитизированные гнейсы преобразованы в полнопроявленные метасоматиты, сходные по минеральному составу с фенитами фойдолитового этапа, однако за пределами зоны степень метасоматической переработки уже на расстоянии нескольких метров резко снижается.

Самыми поздними и низкотемпературными являются поликарбонатные породы, секущие в виде единичных маломощных (первые дециметры) прожилок карбонатиты калишпат-кальцитовый температурной фации. Микрозернистая структура данных образований не позволяет произвести диагностику большинства минеральных фаз оптическими методами и локальное определение химического состава минералов. В связи с этим оценка минерального состава производилась с помощью рентгенофазового анализа, показавшего присутствие кварца, сидерита, доломита и кальцита (минеральные фазы указаны в порядке убывания концентраций). Подобная ассоциация характерна для **карбонатитов хлорит-серицит-анкеритовой температурной фации** (Самойлов, 1984), или карбонатитов IV (Соколов, 1996).

Для трех выявленных типов карбонатитов установлены признаки их гидротермально-метасоматического генезиса: 1) наличие однотипной метасоматической зональности вокруг жил карбонатитов калишпат-кальцитовый температурной фации; 2) присутствие морфологических и микроструктурных особенностей карбонатитов второго типа, свидетельствующих об их принадлежности к гидротермалитам; 3) распространенность теневых структур ранних карбонатитов в породах третьего типа в связи с формированием полных карбонатных псевдоморфоз по темноцветным минералам. Это согласуется с заключением о резком преобладании метасоматических карбонатитов над магматическими в гипабиссальных комплексах (Самойлов, 1984), к каковым относится и массив Озерная Варака.

В табл. 1 и 2 приведены минеральные составы и петрохимические характеристики ведущих типов метасоматитов контактового ореола массива Озерная Варака. Обобщая имеющуюся информацию, все установленные метасоматиты можно разделить на три группы (в зависимости от последовательности их формирования):

1) *синмагматические щелочные метасоматиты* (фенитизированные гнейсы, апогнейсовы полевощпат-клинопироксеновые фениты);

2) *гидротермально-метасоматические породы карбонатитового этапа* – преимущественно основные (карбонатиты калишпат-кальцитовый и альбит-кальцитовый температурных фаций и генетически связанный с ними комплекс метасоматитов);

3) *щелочные постмагматические гидротермально-метасоматические породы* – преимущественно щелочные [флогопитовые слюдиты, полевощпатовые метасоматиты (альбититы и калишпатолиты), эгириниты].

Сходство (в пределах исследуемого массива) структурной позиции и способа образования волластонит-пироксеновых пород и карбонатитов калишпат-кальцитовый температурной фации, их минералого-геохимические особенности (присутствие волластонита в качестве породообразующего минерала в наиболее высокотемпературных карбонатитах, обогащенность обоих типов пород Sr, REE, P и F), а также близость изотопных составов гелия (Козлов, 2013) позволяют предполагать генетическую связь волластонит-клинопироксеновых пород с гидротермально-метасоматическими породами карбонатитового этапа.

## 5. Минералогия пород контактового ореола

Проведенные исследования показали, что большинство наблюдающихся типов метасоматитов характеризуется сходным набором минеральных фаз (табл. 1). Различия заключаются лишь в их количественных соотношениях и вариациях химических составов (табл. 3-5).

**Кварц (Qz)** установлен в неизменных и фенитизированных гнейсах, а также в карбонатитах хлорит-серицит-анкеритовой температурной фации. Для зерен кварца из фенитизированных гнейсов типично наличие амфиболовых (на удалении от контакта) и пироксеновых (вблизи с зоной фенитов) каём. В отличие от кварца неизменных гнейсов, в кварце фенитизированных гнейсов отсутствует волнистое погасание, а в краевых частях кварцевых обособлений иногда наблюдаются мелкие включения новообразованного клинопироксена. В зоне апогнейсовых фенитов кварц полностью исчезает. В карбонатитах хлорит-серицит-анкеритовой температурной фации микрогранобластовые агрегаты кварца

занимают интерстиционное положение между зернами разнообразных карбонатов. В данном типе пород кварц по содержанию преобладает над прочими минеральными фазами.

Таблица 1. Полуколичественный модальный минеральный состав (об.%) представительных проб ведущих типов пород экзоконтакта массива Озерная Варака

Минеральная фаза	Kolb-33	S07-60A	S07-60B	S07-60F	2048/263.3	EK12-045I12	S07-60C
	GNS	FGNS	FEN	WCPR	CARB-I	CARB-II	ALB
Плагиоклаз	49.9	4.7	—	—	—	—	—
К-полевой шпат	9.4	15.2	17.4	0.8	—	—	16.1
Кварц	34.4	16.6	—	—	—	—	—
Биотит	4.7	0.1	—	—	—	0.7	—
Амфибол	—	0.3	—	—	—	—	—
Альбит	—	56.9	65.6	5.9	—	—	77.5
Клинопироксен	—	5.3	13.9	29.1	18.6	2.8	6.2
Воластонит	—	—	—	48.4	22.0	—	—
Нефелин*	—	—	—	—	15.7	—	—
Гранат	—	—	—	—	6.4	—	—
Титанит	0.4	0.5	0.6	0.3	2.7	—	ед. з.
Апатит	0.3	0.2	0.6	5.0	3.1	0.1	0.1
Кальцит	0.3	—	1.7	10.4	30.7	96.4	ед. з.
Сульфиды**	0.2	0.2	0.2	0.2	0.8	—	0.1
Гидроксиды Fe	0.5	ед. з.	ед. з.	ед. з.	ед. з.	—	ед. з.

*Примечание.* Здесь и далее: GNS – биотит-олигоклазовый гнейс, FGNS – фенитизированный гнейс, FEN – фенит, WCPR – воластонит-клинопироксеновая порода, CARB-I и CARB-II – карбонатиты калишпат-кальцитовой и альбит-кальцитовой температурных фаций соответственно, ALB – альбитит; \* – приведено суммарное содержание нефелина и замещающего его канкринита; \*\* – преимущественно пирротин и пирит; ед. з. – единичные зерна.

**Плагиоклаз (Pl)**, типичный минерал гнейсов, также как и кварц, является реликтовой фазой для зоны фенитизированных гнейсов. Состав плагиоклаза в гнейсах отвечает олигоклазу ( $An_{27-31}$ ). В фенитизированных гнейсах установлено присутствие более кислой разности олигоклаза ( $Ab_{79}An_{19}Or_2$ ). Плагиоклаз подобного состава слагает центральные участки зональных полевошпатовых обособлений и отчетливо выделяется при оптическом изучении за счет интенсивно проявленного процесса серцитизации. От центра зерен к периферии олигоклаз замещается мономинеральной альбитовой зоной, сменяющейся альбит-калишпатовыми срастаниями. Новообразованные фазы не затронуты вторичными изменениями. При переходе к апогнейсовым фенитам олигоклаз пропадает из пород.

Разнообразные **К-Na-полевые шпаты** присутствуют в качестве породообразующих фаз в неизмененных и фенитизированных гнейсах, а также в апогнейсовых фенитах и альбититах. В исследованных образцах карбонатитов калишпат-кальцитовой температурной фации содержание К-Na-полевых шпатов достигает 8 об.%. В гнейсах широко распространен микроклин (Mc), реликтовые зерна которого присутствуют и в породах зоны фенитизированных гнейсов, где они подверглись растворению, пелитизации и перекристаллизации, вплоть до утраты полисинтетического двойникования. Помимо того, в фенитизированных гнейсах наблюдаются микрозернистые альбит-калишпатовые агрегаты ( $Ab_1$ ,  $Kfs_1$ ), которые замещают реликтовый олигоклаз и формируют каймы вокруг резорбированных лейст биотита. В апогнейсовых фенитах альбит и К-полевой шпат слагают основной объем пород. Состав их сходен с  $Ab_1$  и  $Kfs_1$  из фенитизированных гнейсов ( $Ab_{99-96}An_{0-3}Or_1$  и  $Or_{92-85}Ab_{7-15}An_{0-1}$  соответственно, без Ba и Sr). Отмечается тенденция к увеличению содержания альбитового компонента в К-полевом шпате по направлению к контакту. Кроме того, в ряде образцов фенитов наблюдаются гломеробластовые скопления гипидиоморфных зерен анортоклаза ( $Ab_{75}Or_{24}An_1$ ; AnO), интенсивно замещенных калиевым полевым шпатом и альбитом. Своеобразен состав полевых шпатов, слагающих альбититы, которые, наряду с  $Ab_1$  и  $Kfs_1$ , представлены Sr-содержащим альбитом ( $Ab_{93}An_6Or_1$ ;  $Ab_2$ ) и Ba-, Sr-содержащим калиевым полевым шпатом ( $Or_{87-89}Ab_{11-13}An_0$ ;  $Kfs_2$ ). Кроме того, в ойокристах полевых шпатов повсеместно наблюдаются микровключения цельзиана  $BaAl_2Si_2O_8$ . В воластонит-пироксеновых породах полевые шпаты присутствуют лишь в виде единичных, интенсивно резорбированных, зерен анортоклаза ( $Ab_{51}Or_{48}An_1$ ) с повышенным содержанием бария (1.3 мас.% BaO). Аналогичной особенностью химического состава характеризуются щелочные полевые шпаты карбонатитов калишпат-кальцитовой температурной фации, в которых также установлено присутствие анортоклаза ( $Ab_{69}Or_{27}An_4$ ; 2.3 мас.% BaO, 1.9 мас.% SrO). Однако для последнего не характерны реакционные соотношения с прочими минеральными фазами ассоциации карбонатитов. Здесь ксеноморфные обособления анортоклаза, также как и кальцита, занимают

интерстиционное положение между гипидиоморфными зернами клинопироксена, апатита и титанита, в ряде случаев пойкилитово их включая.

Таблица 2. Химический состав представительных проб ведущих типов пород экзоконтакта массива Озерная Варака

Компонент	Kolb-33	S07-60A	S07-60B	S07-60F	2048/263.3	EK12-045II2	S07-60C
	GNS	FGNS	FEN	WCPR	CARB-I	CARB-II	ALB
SiO <sub>2</sub>	71.49	69.70	60.23	43.81	28.56	2.06	63.43
TiO <sub>2</sub>	0.36	0.21	0.30	0.13	1.84	н/п	н/п
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.07	14.64	15.58	1.06	7.01	0.4	18.11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.47	0.57	2.07	2.38	3.12	0.35	0.46
FeO	1.07	1.24	1.64	2.93	3.22	0.35	0.67
MnO	0.06	0.03	0.11	0.37	0.16	0.19	0.03
MgO	0.72	0.44	1.22	2.54	1.65	0.3	0.38
CaO	2.42	2.23	4.77	34.42	35.62	52.37	1.82
Na <sub>2</sub> O	4.51	6.23	7.86	1.08	2.91	0.24	8.99
K <sub>2</sub> O	2.07	2.35	2.72	0.1	0.59	0.08	2.58
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.08	0.28	2.13	1.42	0.04	0.07
CO <sub>2</sub>	0.11	н/п	0.71	3.71	12.06	39.91	н/п
S	0.11	0.09	0.10	0.07	0.67	н/п	0.06
Cl	0.010	0.009	0.009	0.019	0.016	0.012	0.009
F	0.060	0.037	0.029	0.16	0.14	0.065	0.008
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.86	1.59	1.46	3.77	0.54	1.57	2.59
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.10	0.62	0.49	1.51	0.16	0.14	0.68
Сумма	99.62	100.07	99.58	100.19	99.69	98.08	99.89
Ba	626	787	1480	87.2	672	582	1052
Sr	291	557	1304	1554	13300	12200	657
Li	16.4	8.81	4.36	2.08	4.26	1.42	1.06
Rb	7.42	53.1	25.8	1.26	11.4	1.23	18.9
Cs	0.85	0.25	0.11	0.16	0.22	0.07	0.15
Zr	26.9	60.1	135.3	71.8	178	16.3	20.5
Hf	1.04	1.79	2.81	1.40	4.63	0.91	0.66
Nb	17.2	63.6	104	143	400	33.2	28.5
Ta	0.95	6.92	7.98	3.55	80.9	3.03	8.72
Y	7.26	4.26	5.44	25.5	32.24	53.8	1.59
Sc	н/п	44.1	11.0	8.05	6.95	2.42	20.2
La	27.9	27.5	46.4	190	552.60	399.24	22.9
Ce	49.5	59.1	90.1	316	803.60	713.10	34.3
Pr	5.31	5.80	10.00	30.0	75.05	71.56	3.13
Nd	17.7	16.9	29.2	79.4	215.25	223.55	8.67
Sm	2.99	3.03	5.56	14.0	24.04	26.93	1.41
Eu	0.99	0.84	1.58	3.65	6.70	7.67	0.50
Gd	2.37	2.68	4.70	14.1	27.82	31.86	1.20
Tb	0.34	0.21	0.39	1.16	2.44	3.28	0.09
Dy	1.45	0.96	1.69	6.14	8.27	12.69	0.36
Ho	0.28	0.17	0.28	1.04	1.08	1.86	0.06
Er	0.61	0.39	0.77	2.76	2.93	4.93	0.18
Tm	0.08	0.04	0.09	0.35	0.36	0.69	0.03
Yb	0.53	0.24	0.66	2.21	2.05	3.91	0.15
Lu	0.08	0.03	0.09	0.35	0.20	0.51	0.02

Примечание. Содержания оксидов даны в мас.%, элементов – в ppm; н/п – ниже предела обнаружения.

Из всех исследованных образцов метасоматитов экзоконтакта присутствие **нефелина (Nph)** установлено лишь для единичных проб карбонатитов калишпат-кальцитовой температурной фации, где он ассоциирует с кальцитом, диопсидом, волластонитом, титанитом, титанистым андрадитом и апатитом. Наблюдаются два морфотипа зерен нефелина: ксеноморфные сегрегации, занимающие интерстиционное положение среди зерен клинопироксена, волластонита, титанита и апатита, либо изометричные "каплевидные" обособления, заключенные в ойкокриссты кальцита. На границе с порфиروبластами граната зерна нефелина отчетливо корродированы. Состав нефелина отвечает твердому раствору (Nph<sub>72</sub>Kl<sub>14</sub>Qz<sub>14</sub>).

**Амфибол (Frct)** – типичный новообразованный минерал для зоны фенитизированных гнейсов. В неизмененных гнейсах его присутствие не установлено. В фенитизированных гнейсах он формирует

гомоосевые псевдоморфозы по биотиту и каймы вокруг кварцевых обособлений. Помимо того, тонкоигольчатые и волокнистые амфиболовые агрегаты заполняют трещины и пустоты в породах данной зоны. При приближении к зоне апогнейсовых фенитов амфибол становится неустойчивым и, также как и биотит, замещается микрогранобластовыми агрегатами клинопироксена. Состав проанализированных зерен амфибола по номенклатуре IMA (Leake et al., 1997) отвечает феррорихтериту.

Таблица 3. Химический состав полевых шпатов, биотита и амфибола, содержащихся в породах экзоконтакта массива Озерная Варака

Компонент	Pl	Bt	Frct	Ab <sub>1</sub>	Ab <sub>2</sub>	Kfs <sub>1</sub>	Kfs <sub>2</sub>	Ano
SiO <sub>2</sub>	63.30	37.14	52.43	68.76	67.33	65.42	64.43	68.06
TiO <sub>2</sub>	–	2.48	0.13	–	–	–	–	–
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.99	11.99	0.53	19.23	20.33	17.59	17.75	18.32
FeO	0.22	20.23	–	0.45	0.00	0.22	0.06	0.23
MnO	–	0.06	0.30	–	–	–	–	–
MgO	–	11.54	8.45	–	–	–	–	–
CaO	3.93	0.00	7.13	0.06	1.22	0.21	0.00	0.17
Na <sub>2</sub> O	8.92	0.25	4.44	11.71	10.36	1.00	1.39	8.26
K <sub>2</sub> O	0.33	9.82	1.53	0.16	0.15	15.83	14.94	3.99
SrO	0.00	–	–	0.00	0.33	0.00	0.36	0.00
BaO	0.00	0.13	–	0.00	0.00	0.00	0.89	0.31
ZrO <sub>2</sub>	–	–	0.00	–	–	–	–	–
Сумма	99.56	93.64	97.79	100.37	99.72	100.27	99.74	99.33
* Содержание атомов на формульную единицу минералов								
Si	2.81	2.92	7.99	3.00	2.96	3.02	3.00	3.03
Ti	–	0.15	0.01	–?	–	–	–	–
Al <sup>IV</sup>	1.20	1.08	0.01	0.99	1.05	0.96	0.97	0.96
Al <sup>VI</sup>	–	0.03	0.09	–	–	–	–	–
Fe <sup>3+</sup>	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01
Fe <sup>2+</sup>	–	1.33	2.91	–	–	–	–	–
Mn	–	0.00	0.04	–	–	–	–	–
Mg	–	1.35	1.92	–	–	–	–	–
Ca	0.19	0.00	1.16	0.00	0.06	0.01	0.00	0.01
Na	0.77	0.04	1.31	0.99	0.88	0.09	0.13	0.71
K	0.02	0.98	0.30	0.01	0.01	0.93	0.89	0.23
Sr	0.00	–	–	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Ba	0.00	0.00	–	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01

*Примечание.* Аббревиатуры минеральных фаз соответствуют приведенным в тексте; \* – формулы полевых шпатов рассчитывались на 8 (O); биотита – на 22 (O); амфибола – на 23 (O); приведены результаты расчета формул слюды и амфибола по варианту "все железо двухвалентное".

**Клинопироксены (Срх)** не входят в состав неизменных гнейсов. В то же время они являются породообразующими минералами для фенитизированных гнейсов, апогнейсовых фенитов, волластонит-клинопироксеновых пород и карбонатитов калишпат-кальцитовой и альбит-кальцитовой температурных фаций. Наблюдаются разнообразие морфологии зерен клинопироксена, гетерофазность (зональность, "пятнистость"), фиксирующаяся как при оптическом исследовании, так и при изучении в обратно-рассеянных электронах, и широкие вариации химического состава. В фенитизированных гнейсах мелкие (0.05-0.5 мм) ксеноморфные зерна клинопироксена собраны в сегрегации, которые формируют каймы вокруг зерен кварца, а также замещают прочие темноцветные минералы (биотит, амфибол). Петрографическое исследование апогнейсовых фенитов позволило установить присутствие зерен пироксенов двух морфотипов: очень мелкие (0.05-0.3 мм) неравномерно окрашенные ксеноморфные зерна с извилистыми ограничениями, часто собирающиеся в гроздевидные сегрегации, и более крупные (0.2-0.5 мм и более) оптически однородные идиоморфные призматические кристаллы, формирующие в породе цепочки зерен. Зерна первого типа неравномерно рассеяны в породе, тяготея к участкам, богатым К-полевым шпатом, зерна второго типа приурочены к альбит-карбонатным прожилкам. По результатам анализа BSE-изображений, в зернах первого типа была выявлена зональность, обусловленная резким изменением состава. Клинопироксен из волластонит-пироксеновых пород, карбонатитов калишпат-кальцитовой температурной фации, а также окружающих их основных метасоматитов наблюдается в виде мелких и среднего размера (до 0.5 мм) изометричных зерен, а также кристаллов короткопризматического и дипирамидально-призматического габитуса, характеризующихся различной степенью идиоморфизма.



При исследовании препаратов в обратно-отраженных электронах видна фазовая неоднородность внутреннего строения данных пироксенов, выраженная в пятнистом распределении темных и светлых участков. В карбонатитах альбит-кальцитовой температурной фации, слагающих жилы выполнения, ксеноморфные обособления клинопироксена занимают промежутки среди более идиоморфных, по сравнению с ним, зерен кальцита. При формировании альбитизированных пород и карбонатитов хлорит-серицит-анкеритовой температурной фации клинопироксены подвергались растворению: в альбититах зерна клинопироксена интенсивно корродированы и частично замещены альбит-кальципатовыми агрегатами, а в карбонатитах хлорит-серицит-анкеритовой температурной фации наблюдаются полные карбонатные псевдоморфозы по пироксену, который распознается лишь по своим кристаллографическим очертаниям.

Выборку химических составов пироксенов из алюмосиликатных метасоматитов экзоконтакта после процедуры нормализации исследовали методом кластерного анализа с последующим объединением в группы (Родионов и др., 1987; Мартынов, 2011). При выбранном уровне значимости  $\alpha = 0.05$  было выявлено пять однородных групп (табл. 4). Пироксены каждого кластера занимают вполне определенное положение в различных типах пород и структуре зерен. Пироксены I группы (Di) приурочены к ядерным частям ксеноморфных зональных зерен из апогнейсовых фенитов, описанных выше. По номенклатуре IMA (Morimoto, 1989), данные моноклинные пироксены относятся к группе Quad, попадая в поле диопсида ( $Wo_{48-49}En_{38-42}Fs_{13-9}$ ). Особенность состава заключается в минимальном, относительно других групп, содержании Na, Mn и Fe (как двух-, так и трехвалентного) при максимальном – Mg и Ca. В связи с этим составы пироксенов данной группы отличаются сравнительно высокой магнезиальностью ( $Mg\# = 0.82-0.88$ ) и низкой железистостью ( $Fe\# = 0.26-0.17$ ). Пироксены II группы (Hed) слагают как ядра, так и краевые зоны ксеноморфных зональных зерен из фенитизированных гнейсов. По номенклатуре IMA, данные моноклинные пироксены также относятся к группе Quad, однако по составу соответствуют магнезиальному геденбергиту ( $Wo_{47}Fs_{31-38}En_{22-16}$ ). II группа характеризуется максимально высоким содержанием  $Fe^{2+}$ , несколько увеличивающимся к краевым частям при одновременном снижении содержания Mg. Пироксены III, IV и V групп, по номенклатуре IMA, относятся к Na-Ca-группе пироксенов, соответствуют по составу эгирин-авгиту, однако несколько различны по химизму и локализации в образцах. III группа (Aeg-Aug<sub>1</sub>) – пироксены, наблюдающиеся в волластонит-пироксеновых породах и ядрах идиоморфных кристаллов из волластонит-клинопироксен-кальцит-апатитовых прожилков в апогнейсовых фенитах, а в ряде случаев – и в самих фенитах. Несмотря на высокое содержание эгиринового минала, данные пироксены по своим химическим особенностям близки к пироксенам I и II групп (повышенное содержание Ca и Mg, пониженное – Mn). Пироксены IV и V групп (Aeg-Aug<sub>2</sub>) формируют краевые зоны зерен обоих морфотипов из клинопироксен-полевошпатовых фенитов, при этом в V группу вошли каймы из образца, примыкающего к волластонит-клинопироксеновым породам, а в IV группу – все прочие. В химическом составе пироксенов обеих групп присутствуют общие черты (максимальные содержания Na,  $Fe^{3+}$ , Ti и минимальные Ca и Mg), менее ярко проявленные в V группе. Наблюдается заметное (до 1 мас.%) обогащение краев зерен Mn, несколько более существенное для V группы.

Пироксены карбонатитов по химизму также разделились на две группы. В наиболее высокотемпературных карбонатитах калишпат-кальцитовой температурной фации и окружающих их основных метасоматитах химический состав клинопироксенов сходен с составом вышеописанных пироксенов II группы и отвечает магнезиальному геденбергиту ( $Wo_{46-47}En_{33-27}Fs_{21-24}$ ). В более низкотемпературных карбонатитах альбит-кальцитовой температурной фации состав пироксенов более щелочной и соответствует эгирин-авгиту [ $Ae_{27-31}Jd_{8-7}(Wo_{34-31}En_{21-18}Fs_{10-12})_{66-62}$ ], близкому по составу к клинопироксенам V группы из алюмосиликатных пород [ $Ae_{26-32}Jd_{4-3}(Wo_{35-34}En_{16-17}Fs_{19-14})_{70-65}$ ].

**Волластонит (Wo)** – порообразующий минерал зоны волластонит-клинопироксеновых пород и наиболее высокотемпературных кальцит-волластонит-клинопироксен-нефелиновых карбонатитов. Кроме того, волластонит наблюдается в тонких прожилках, пронизывающих фениты в непосредственной близости от волластонит-клинопироксеновых пород. Составы всех исследованных зерен полностью соответствуют идеальной стехиометрической формуле  $CaSiO_3$ , содержание примесных компонентов (FeO, MgO, MnO, SrO) не превышает 0.5 мас.%.

**Гранат (Grt)**, по составу отвечающий титанистому андрадиту, присутствует лишь в единичных образцах карбонатитов калишпат-кальцитовой температурной фации. Порфиробласты граната изометричные либо ксеноморфные, до 0.5 см в поперечнике, с изрезанными краями. Гранат зачастую образуется по трещинам и краям зерен всех минеральных фаз данной ассоциации, нередко формируя реакционные каймы или замещая их вплоть до формирования полных псевдоморфоз. Наиболее активно процесс замещения проявлен по отношению к титаниту.

Таблица 4. Химический состав клинопироксенов из пород экзоконтакта массива Озерная Варака

Компонент	FGNS		FEN				WCPR		CARB		ALB				
	S07-60A		S07-60B		S07-60E				S07-60F		2048/ 263.3	S07- 60F	S07-60C		
	<i>C<sup>a</sup></i>	<i>M<sup>a</sup></i>	<i>C<sup>e</sup></i>	<i>M<sup>e</sup></i>	<i>C<sup>e</sup></i>	<i>M<sup>e</sup></i>	<i>C<sup>a</sup></i>	<i>M<sup>a</sup></i>	<i>C<sup>e</sup></i>	<i>M<sup>e</sup></i>	<i>C<sup>e</sup></i>	<i>C<sup>e</sup></i>	<i>C<sup>e</sup></i>	<i>M<sup>e</sup></i>	
SiO <sub>2</sub>	50.85	50.48	51.47	51.67	52.36	52.99	54.56	52.73	51.66	51.62	50.40	51.28	52.69	51.35	
TiO <sub>2</sub>	0.10	0.03	0.37	0.29	0.10	0.15	0.05	0.16	0.18	0.20	0.36	1.13	0.13	0.29	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.78	0.57	1.66	0.75	0.35	0.67	0.74	0.70	0.69	0.91	1.56	1.99	0.31	0.46	
FeO	17.62	20.48	17.46	21.21	14.71	16.95	5.08	17.85	13.67	14.07	16.19	15.62	12.69	18.64	
MnO	0.36	0.45	0.50	0.78	0.58	0.96	0.20	1.05	0.42	0.36	0.47	0.40	0.31	0.93	
MgO	6.94	4.89	5.98	4.31	7.93	5.69	14.34	5.98	8.13	7.71	7.82	7.02	9.37	5.95	
CaO	20.91	20.37	14.72	13.19	19.50	17.41	23.09	16.80	19.03	20.42	21.59	16.13	19.94	15.97	
Na <sub>2</sub> O	1.47	1.74	5.96	6.19	3.63	4.04	1.34	4.70	3.57	2.66	1.81	4.78	2.97	4.82	
Сумма	99.07	99.02	98.15	98.42	99.23	98.88	99.44	99.98	97.40	97.94	100.20	98.35	98.48	98.40	
Распределение катионов по структурным позициям [в расчете на 6(O) с разделением Fe <sup>2+</sup> и Fe <sup>3+</sup> ]*															
T	Si	1.98	2.00	1.96	1.99	1.99	2.04	2.01	2.00	1.99	2.00	1.93	1.95	2.00	1.98
	Al <sup>IV</sup>	0.02	0.00	0.04	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.07	0.05	0.00	0.02
M1	Al <sup>VI</sup>	0.02	0.02	0.04	0.03	0.00	0.03	0.03	0.03	0.02	0.04	0.00	0.04	0.01	0.00
	Fe <sup>3+</sup>	0.10	0.12	0.43	0.43	0.27	0.18	0.05	0.31	0.24	0.15	0.19	0.29	0.19	0.37
	Ti	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.00	0.01
	Mg	0.40	0.29	0.34	0.25	0.45	0.32	0.79	0.34	0.47	0.45	0.45	0.40	0.53	0.34
	Fe <sup>2+</sup>	0.47	0.56	0.13	0.25	0.20	0.37	0.11	0.26	0.20	0.30	0.32	0.21	0.22	0.24
M2	Mn	0.00	0.01	0.02	0.03	0.02	0.03	0.01	0.03	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.03
	Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Mn	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Ca	0.87	0.86	0.60	0.55	0.79	0.72	0.91	0.68	0.79	0.85	0.88	0.66	0.81	0.66
Минеральная фаза**	Na	0.11	0.13	0.44	0.46	0.27	0.30	0.10	0.35	0.27	0.20	0.13	0.35	0.22	0.36
		Hed	Hed	Aeg- Aug <sub>2</sub>	Aeg- Aug <sub>2</sub>	Aeg- Aug <sub>1</sub>	Aeg- Aug <sub>2</sub>	Di	Aeg- Aug <sub>2</sub>	Aeg- Aug <sub>1</sub>	Aeg- Aug <sub>1</sub>	Hed	Aeg- Aug <sub>2</sub>	Aeg- Aug <sub>1</sub>	Aeg- Aug <sub>2</sub>

Примечание. В таблице приняты обозначения локализации области опробования: *C* – центр зерна, *M* – край зерна; индекс *a* – для ксеноморфных зерен, индекс *e* – для идиоморфных; содержания оксидов представлены в мас.%; \* – по (Cawthorn, Collerson, 1974); \*\* – аббревиатуры минеральных фаз соответствуют приведенным в тексте.

Таблица 5. Химический состав нефелина, волластонита, кальцита, граната, титанита и апатита из пород экзоконтакта массива Озерная Барака

Компонент	Nph	Wo	Cal	Grt	Ttn <sub>1</sub>	Ttn <sub>2</sub>	Ttn <sub>3</sub>	Ap <sub>1</sub>	Ap <sub>2</sub>	Ap <sub>3</sub>
SiO <sub>2</sub>	43.37	50.89	0.15	34.24	30.11	30.57	30.72	0.31	0.33	1.24
TiO <sub>2</sub>	–	–	–	5.93	35.07	33.41	38.00	–	–	–
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31.04	–	–	2.69	0.52	1.30	0.20	0.05	0.00	0.07
FeO	0.32	0.63	0.00	22.42	1.69	2.09	1.33	–	–	–
MnO	–	0.27	0.12	0.31	0.05	0.00	0.00	–	–	–
MgO	–	0.11	0.00	0.34	–	–	–	–	–	–
CaO	0.84	47.82	54.83	33.35	27.42	27.98	27.40	56.16	53.99	51.78
Na <sub>2</sub> O	16.04	–	0.00	–	0.56	0.00	0.46	0.10	0.11	0.22
K <sub>2</sub> O	4.67	–	–	–	–	–	–	–	–	–
SrO	–	0.35	2.27	–	0.14	0.20	0.85	0.30	2.32	2.12
BaO	–	–	0.15	–	–	–	–	–	–	–
ZrO <sub>2</sub>	–	–	–	0.25	1.07	0.28	0.00	–	–	–
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	–	–	–	–	1.39	1.17	0.00	–	–	–
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	–	–	–	–	0.16	0.00	0.00	–	–	–
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	–	–	0.17	–	0.00	0.33	0.00	0.11	0.28	0.85
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	–	–	0.18	–	0.28	0.65	0.00	0.11	0.44	1.46
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	–	–	0.00	–	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.32
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	–	–	0.00	–	0.24	0.13	0.00	0.00	0.00	0.41
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	–	–	0.00	–	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	–	–	–	–	–	–	–	42.72	42.26	39.75
Сумма	96.28	100.06	57.88	99.53	98.70	98.11	98.96	99.86	99.73	98.34
* Содержание атомов на формульную единицу минералов										
Si	1.08	2.97	–	2.81	1.00	1.00	1.00	0.05	0.06	0.21
Ti	–?	–	–	0.37	0.88	0.82	0.93	–	–	–
Al <sup>IV</sup>	0.91	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Al <sup>VI</sup>	–	–	–	0.26	0.02	0.05	0.01	–	–	–
Fe <sup>3+</sup>	–	0.03	–	1.37	0.05	0.06	0.04	–	–	–
Fe <sup>2+</sup>	0.01	–	–	0.21	–	–	–	–	–	–
Mn	–	0.01	–	0.02	0.00	0.00	0.00	–	–	–
Mg	–	0.01	–	0.04	–	–	–	–	–	–
Ca	0.02	2.99	0.98	2.94	0.98	0.98	0.96	9.92	9.65	9.54
Na	0.77	–	–	–	0.04	0.00	0.03	0.03	0.04	0.07
K	0.15	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Sr	–	0.01	0.02	–	0.00	0.00	0.02	0.03	0.22	0.21
Ba	–	–	0.00	–	–	–	–	–	–	–
Zr	–	–	–	0.01	0.02	0.00	0.00	–	–	–
Nb	–	–	–	–	0.02	0.02	0.00	–	–	–
Ta	–	–	–	–	0.00	0.00	0.00	–	–	–
**TR	–	–	0.00	–	0.01	0.01	0.00	0.01	0.04	0.20
P	–	–	–	–	–	–	–	5.96	5.97	5.79

*Примечание.* Аббревиатуры минеральных фаз соответствуют приведенным в тексте; \* – формула нефелина рассчитывалась на 4(O); волластонита – на 6(O) с разделением Fe<sup>2+</sup> и Fe<sup>3+</sup>, карбонатов – на 1(O), граната – на 12(O) с разделением Fe<sup>2+</sup> и Fe<sup>3+</sup>, титанита – для условия Si = 1, апатита – на 25(O); \*\* – приведены суммарные содержания редкоземельных элементов.

**Карбонаты (Сb)** присутствуют в аксессуарных количествах в большинстве образцов пород зон фенитизированных гнейсов и апогнейсовых фенитов, переходя в разряд породообразующих минералов в карбонатитах всех трех типов, а также в волластонит-пироксеновых породах и примыкающих к ним фенитах. В фенитизированных гнейсах и апогнейсовых фенитах карбонаты преимущественно наблюдаются в виде ксеноморфных зерен, приуроченных к тонким (миллиметровым) прожилкам, где они находятся в ассоциации с альбитом, апатитом и клинопироксеном поздней генерации. В волластонит-клинопироксеновых породах карбонат выполняет интерстиции между зернами волластонита и клинопироксена. Аналогичное структурное положение он занимает в карбонатитах калишпат-кальцитовой температурной фации. В жилах выполнения, сложенных карбонатитами альбит-кальцитовой температурной фации, карбонаты занимают основной объем пород (до 98 об.%), а степень идиоморфизма их зерен здесь выше, чем у ассоциирующих темноцветных минералов (клинопироксена, биотита). Среди карбонатов преобладает кальцит (Cal) идентичного для всех образцов состава – Ca<sub>0,98</sub>Sr<sub>0,02</sub>(CO<sub>3</sub>).

Исключение составляют карбонатиты хлорит-серицит-анкеритовой температурной фации, в которых, помимо кальцита, рентгенофазовым методом диагностики выявлено присутствие сидерита и доломита, слагающих в породе микро- и криптозернистые скопления. При электронно-микроскопическом изучении были также выявлены редкие идиоморфные зерна карбоната, близкого по составу к анкериту [ $\text{Ca}_{0.59-0.60}\text{Mg}_{0.22-0.23}\text{Fe}_{0.19-0.17}(\text{CO}_3)$ ]. Во всех метасоматитах экзоконтакта помимо кальцита также установлено широкое распространение мельчайших зерен стронцианита и разнообразных карбонатов Sr, Ba, REE, Na, электронно-микроскопическое исследование которых из-за малого размера зерен произвести не удалось.

**Anatum (Ap)** в неизмененных и фенитизированных гнейсах, фенитах и альбитизированных участках пород присутствует в аксессуарных количествах. В волластонит-пироксеновых породах, примыкающих к ним измененных приконтактных ийолитах, а также различных типах карбонатитов содержание апатита достигает 5 и более об.%. Во всех породах контактового ореола апатит наблюдается в виде изометричных или слегка удлинённых зерен, без выраженных кристаллографических очертаний, размером 0.3-0.5 мм. Изучение апатита в обратно-рассеянных электронах выявило отчетливую гетерогенность внутреннего строения подавляющего большинства исследованных зерен. Центральная часть, практически не содержащая включений, обычно представляет собой округлый или угловатый участок с ровными краями. Для краевых частей характерны сростания с зернами клинопироксена, а в фенитизированных гнейсах, фенитах и альбититах – и с альбитом поздних генераций. Во всех исследованных типах пород апатит является основным концентратором редкоземельных элементов. На диаграмме содержаний атомов на формульную единицу (далее – a.p.f.u., *atoms per formula unit*) в координатах Sr – REE фигуративные точки составов апатита разделились на три обособленные группы (рис. 2, а). Анализ распределения апатита данных групп в различных типах пород и структуре зерен позволил отнести их к трем разновозрастным генерациям. Наиболее ранний апатит ( $\text{Ap}_1$ ), характеризующийся низкими содержаниями Sr (<0.07 a.p.f.u.) и LREE (<0.03 a.p.f.u.), приурочен к ядерным частям зерен из фенитов и волластонит-клинопироксеновых пород. Апатит второй генерации ( $\text{Ap}_2$ ), с повышенным содержанием Sr (>0.11 a.p.f.u.) и несколько более высокой концентрацией LREE (от 0.05 до 0.10 a.p.f.u.), слагает каймы вокруг апатита первой генерации, а также центральные участки зерен из всех исследованных образцов карбонатитов и альбитизированных пород. Самая поздняя генерация апатита ( $\text{Ap}_3$ ), с повышенными концентрациями как Sr (>0.16 a.p.f.u.), так и LREE (>0.17 a.p.f.u.), установлена в образцах карбонатитов и альбититов, где апатит подобного состава формирует каймы вокруг апатита второй генерации. Выделенные генерации существенно различаются по механизму вхождения редкоземельных элементов в их структуру. Установлено, что для апатита существует две схемы гетеровалентного изоморфизма:  $\text{Ca}^{2+} + \text{P}^{5+} \leftrightarrow \text{REE}^{3+} + \text{Si}^{4+}$  и  $2\text{Ca}^{2+} \leftrightarrow \text{REE}^{3+} + \text{Na}^+$  (Ronsbo, 1989). При одновременной реализации обеих схем в качестве крайнего члена твердого раствора выступает бритолит  $(\text{Na}, \text{Ca}, \text{REE})_5(\text{SiO}_4, \text{PO}_4)_6(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})_2$  и различные Na-REE силикаты и силикофосфаты (Ito, 1968). Наглядное представление того, по какому механизму REE входили в состав апатита, дает диаграмма в координатах  $(\text{Si} + \text{REE})_{\text{a.p.f.u.}} - (\text{P} + \text{Ca} + \text{Sr})_{\text{a.p.f.u.}}$  (рис. 2, б).

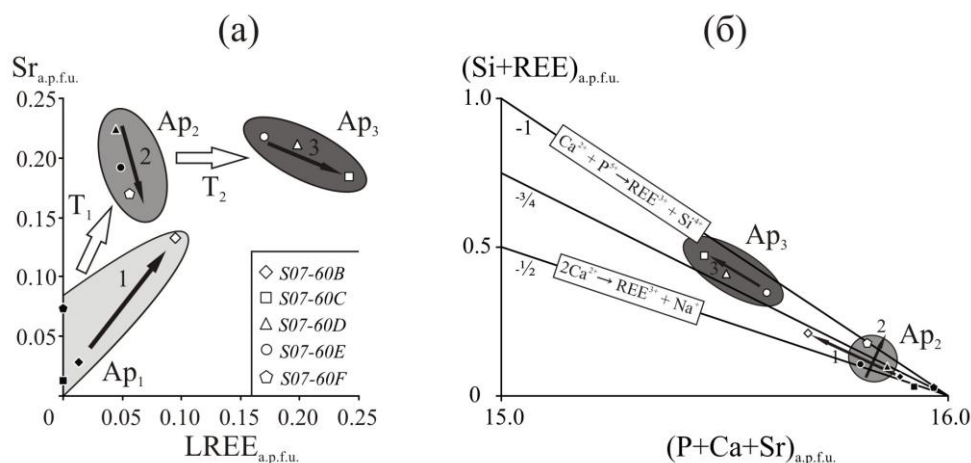


Рис. 2. Диаграммы изменения составов апатита из силикатных пород экзоконтакта массива Озерная Варак в координатах  $\text{Sr}_{\text{a.p.f.u.}} - \text{LREE}_{\text{a.p.f.u.}}$  (а) и  $(\text{Si} + \text{REE})_{\text{a.p.f.u.}} - (\text{P} + \text{Ca} + \text{Sr})_{\text{a.p.f.u.}}$  (б): значки темного цвета – фигуративные точки составов центральных участков зерен апатита; значки белого цвета – краевые зерна. Выделенные поля ограничивают области распределения фигуративных точек составов апатита различных генераций. Стрелки  $T_1$  и  $T_2$  отражают возрастную последовательность формирования, стрелки 1, 2, 3 – тренды изменения составов по мере увеличения интенсивности метасоматических преобразований

Положение фигуративной точки относительно медиальной линии с наклоном  $-3/4$  показывает, какая из схем изоморфизма доминирует. При преобладании изоморфизма  $Ca^{2+} + P^{5+} \leftrightarrow REE^{3+} + Si^{4+}$  точка состава будет смещена вверх, к прямой с наклоном  $-1$ . Данная прямая отвечает твердому раствору апатит-лессингита  $Ca_2REE_3(SiO_4)_3(OH, F, Cl)$ . Смещение точки вниз свидетельствует о большем значении изоморфизма  $2Ca^{2+} \leftrightarrow REE^{3+} + Na^+$ . Линия с наклоном  $-1/2$  соответствует составу твердого раствора с гипотетическим крайним членом  $Na_5REE_5(PO_4)_6(OH, F, Cl)_2$ . Тренды изменения составов апатита выделенных групп принципиально различны. В  $Ap_1$  более значим вклад изоморфизма  $2Ca^{2+} \leftrightarrow REE^{3+} + Na^+$  (стрелка 1 на рис. 2, б). Для  $Ap_2$  установлен непрерывный характер смены изоморфизма по направлению к источнику вещества, вплоть до образования безнатриевых разностей в волластонит-пироксеновых породах и карбонатитах (стрелка 2 на рис. 2, б). Для  $Ap_3$ , образовавшегося в процессе альбитизации, значение величины  $(Si + REE)_{a.p.f.u.} / ((P + Ca + Sr)_{a.p.f.u.} - 16)$ , отражающей наклон прямой, колеблется в узких пределах (от  $-0,83$  до  $-0,87$ ). Таким образом, результаты анализа  $Ap_3$  располагаются на линии, отвечающей твердому раствору апатита с устойчивым составом крайнего члена  $Ca_{1,4}Na_{0,75}REE_{2,85}(SiO_4)_{2,1}(PO_4)_{0,9}(OH, F, Cl)$  (стрелка 3 на рис. 2, б).  $Ap_3$  из карбонатитов отличается от "альбититового" апатита третьей генерации чрезвычайно низкими содержаниями натрия (0.00-0.02 a.p.f.u.), что свидетельствует о доминировании схемы изоморфного замещения  $Ca^{2+} + P^{5+} \leftrightarrow REE^{3+} + Si^{4+}$ .

**Титаниум (Ttn)** наряду с апатитом является типичным акцессорным минералом для всех изученных пород. В метасоматитах экзоконтакта титанит выступает в роли основного концентратора высокозарядных элементов, в первую очередь – ниобия. Проведенные исследования позволили выделить несколько генераций титанита, каждая из которых обладает индивидуальным составом примесных компонентов и локализуется в определенном типе пород. В титаните самой ранней генерации ( $Ttn_1$ ), установленном исключительно в апогнейсовых фенитах, определены повышенные содержания натрия (0.2-0.6 мас.%  $Na_2O$ ) при высоких концентрациях ниобия (до 1.4 мас.%  $Nb_2O_5$ ) и циркония (до 1.1 мас.%  $ZrO_2$ ). Для титанита данной генерации характерны отношения  $Fe^{3+}/Al$ , варьирующие в диапазоне 2.3-2.9. Титанит второй генерации ( $Ttn_2$ ) присутствует в большинстве образцов карбонатитов, а в ряде случаев – в фенитах и фенитизированных гнейсах. Для данных титанитов также установлены повышенные содержания ниобия (до 2.2 мас.%  $Nb_2O_5$ ) и циркония (до 1.1 мас.%  $ZrO_2$ ), однако содержание  $Na_2O$  не превышает 0.1 мас.%. Отношение  $Fe^{3+}/Al$  для данного типа титанита составляет 1.1-1.6. В альбититах наблюдается резорбция и лейкоксенизация титанита ранних генераций, а в редких зернах новообразованного титанита ( $Ttn_3$ ) определены повышенные концентрации  $SrO$  (0.9 мас.%),  $Na_2O$  (0.4-0.5 мас.%), примеси Nb, Ta и Zr отсутствуют. Отношение  $Fe^{3+}/Al$  для титанита данной генерации максимально (4.8-5.9).

## 6. Обсуждение результатов

Обобщая результаты исследования особенностей распределения минералов, различных по составу петрогенных и примесных компонентов в породах экзоконтакта и структуре зерен, их микроструктурных соотношений, можно выделить четыре парагенетических ассоциации, составы которых приведены в табл. 6.

Таблица 6. Состав выделенных минеральных парагенезисов в породах экзоконтакта массива Озерная Варака

Парагенезис	FGNS	FEN	WCPR	CARB	ALB
Проголита	[Qz], [Pl], [Mc], [Bt]	–	–	–	–
Ранний щелочной	Ab <sub>1</sub> , Kfs <sub>1</sub> , [Frct], Ttn <sub>1</sub>	Ab <sub>1</sub> , Kfs <sub>1</sub> , Aeg-Aug <sub>1</sub> , [Di], Ap <sub>1</sub>	Aeg-Aug <sub>1</sub> , [Ap <sub>1</sub> ]	–	Ab <sub>1</sub> , Kfs <sub>1</sub> , Aeg-Aug <sub>1</sub>
Основной	Hed	Aeg-Aug <sub>2</sub> , [Ano], Ap <sub>2</sub> (Sr), Ttn <sub>2</sub> (Nb)	Wo, Cal, [Ano], Ap <sub>2</sub> (Sr)	Wo, Cal, Hed, Aeg-Aug <sub>2</sub> , Nph, Ano, Grn, Ap <sub>2</sub> (Sr), Ttn <sub>2</sub> (Nb)	Aeg-Aug <sub>2</sub> , [Ap <sub>2</sub> (Sr)]
Поздний щелочной	–	Ab <sub>2</sub> , Kfs <sub>2</sub> , Ap <sub>3</sub> (Sr, REE), Ttn <sub>3</sub> (Sr)	–	–	Ab <sub>2</sub> , Kfs <sub>2</sub> , Ap <sub>3</sub> (Sr, REE)

*Примечание.* Обозначения минералов: Qz – кварц; Pl – олигоклаз; Mc – микроклин; Bt – биотит; Ab – альбит; Kfs – калиевый полевой шпат; Ano – анортотит; Nph – нефелин; Frct – феррорихтерит; Hed – геденбергит; Di – диопсид; Aeg-Aug – эгирин-авгит; Cal – кальцит; Grn – гранат; Ttn – титанит; Ap – апатит; в квадратных скобках указаны реликтовые фазы минералов, в круглых – отличительные особенности состава.

**Парагенетическая ассоциация протолита** включает минеральные фазы неизменных биотит-олигоклазовых гнейсов (кварц, плагиоклаз № 20, микроклин, биотит-1). В метасоматически измененных породах минералы данного парагенезиса установлены только в фенитизированных гнейсах, где они активно корродируются и замещаются минералами более поздних парагенетических ассоциаций, полностью исчезая из пород при увеличении степени метасоматической переработки.

Минералы **раннего щелочного парагенезиса** установлены как в собственно высокотемпературных синмагматических щелочных метасоматических породах (фенитах и фенитизированных гнейсах), так и в более поздних основных и щелочных типах метасоматитов (волластонит-клинопироксеновых породах и альбититах), где они наблюдаются в виде реликтовых, частично замещенных или интенсивно корродированных зерен. Выдержанность составов породообразующих минералов (клинопироксенов, полевых шпатов) данного парагенезиса в пределах всей зоны фенитов свидетельствует о преобладании инфильтрационного механизма массопереноса в процессе формирования тыловой зоны колонки фенитизации.

Несмотря на малую распространенность карбонатитов в пределах массива Озерная Варака, минералы **основной парагенетической ассоциации** в тех или иных количествах присутствуют практически во всех исследованных образцах, что свидетельствует о высокой значимости карбонатитового процесса в формировании современного облика пород фенитового ореола.

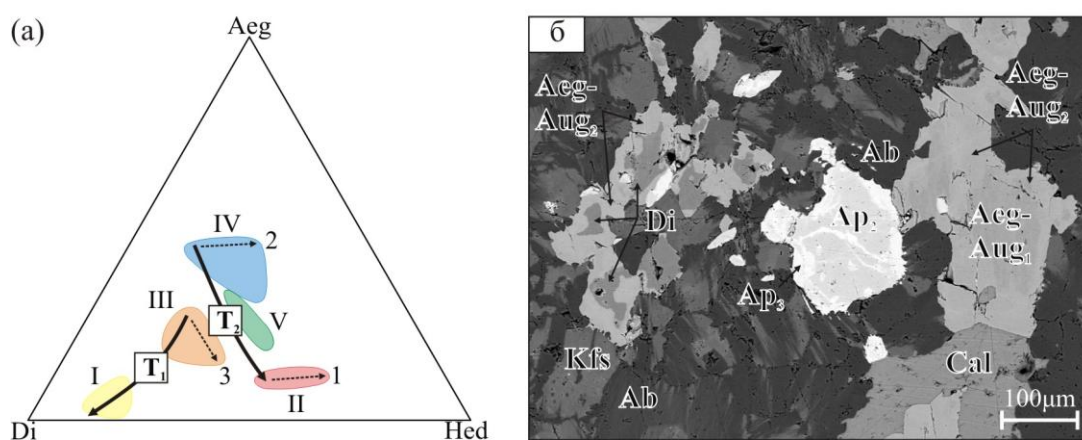


Рис. 3. Диаграмма изменения составов клинопироксена из пород экзоконтакта массива Озерная Варака в координатах Di (диопсид) – Aeg (эгирин) – Hed (геденбергит) (а) и пример микроструктурных соотношений клинопироксенов диопсид-эгирин-авгитового (Di, Aeg-Aug<sub>1</sub>) и геденбергит-эгирин-авгитового (Aeg-Aug<sub>2</sub>) трендов (б). Выделенные цветом поля ограничивают области распределения фигуративных точек составов однородных групп; римские цифры соответствуют номеру группы. Стрелками T<sub>1</sub> и T<sub>2</sub> обозначены тренды изменения составов групп, пунктирными стрелками 1, 2, 3 – тренды изменения составов от центров зерен к краям

При сходстве минеральных составов раннего щелочного и основного парагенезисов (в обоих присутствуют клинопироксен, полевые шпаты, апатит, титанит) входящие в них минералы различны по содержанию петрогенных и/или примесных компонентов. Так, на трехкомпонентной диаграмме в координатах диопсид – геденбергит – эгирин (рис. 3, а) области, очерчивающие распределение фигуративных точек составов пироксенов выделенных групп, легли на два тренда: диопсид-эгирин-авгитовый и поздний геденбергит-эгирин-авгитовый. В ряде образцов апогнейсовых фенитов установлено совместное нахождение клинопироксенов, принадлежащих, вероятно, к различным трендам (рис. 3, б). В таких случаях наблюдаются однозначные микроструктурные соотношения: центральные участки зерен слагают диопсид или ранний эгирин-авгит (Aeg-Aug<sub>1</sub>) первого тренда, а каймы в обоих случаях – поздний эгирин-авгит (Aeg-Aug<sub>2</sub>) второго тренда. Диопсид, слагающий ядерные части ксеноморфных зерен, аналогичный по морфологии Quad-пироксенам из фенитизированных гнейсов, видимо, является реликтовой фазой для зоны апогнейсовых фенитов, не полностью замещенной Aeg-Aug<sub>1</sub> при перемещении фронта зоны фенитов. Присутствие подобных трендов изменения составов клинопироксенов установлено для контактовых зон многих щелочно-ультраосновных комплексов (Morogan, 1994; Метасоматизм..., 1998), причем первый тренд (ранний) также связывают с поступлением вещества из ийолитового источника, а второй (поздний) – из карбонатитового. Во всех проанализированных зональных зернах клинопироксена, отнесенных как к раннему щелочному, так и основному парагенезисам, установлено увеличение железистости от центра к краю, что говорит о

снижении щелочности воздействовавших растворов в результате взаимодействия с исходными породами (Пожарицкая, Самойлов, 1972). При формировании основной парагенетической ассоциации полевые шпаты ранней генерации сменяются анортоклазом, который в свою очередь при увеличении интенсивности основного метасоматоза также подвергался растворению. Специфичен состав анортоклаза, характеризующийся повышенными содержаниями бария и стронция (табл. 3). Стронций является геохимической "меткой" для многих минералов основного парагенезиса (анортоклаза, апатита, кальцита), отличающей их от минералов раннего щелочного парагенезиса. Ее появление определялось вовлечением вещества из карбонатитового источника, чрезвычайно богатого данным компонентом, что фиксируется в валовом составе высокотемпературных карбонатитов. Проведенные исследования изотопных составов гелия во флюидных включениях, захваченных минералами раннего щелочного и основного парагенезисов, показали контрастность изотопных характеристик воздействовавших флюидов (Козлов, 2013). Так, во флюиде, захваченном ранним эгирин-авгитом (Aeg-Aug<sub>1</sub>), установлено высокое отношение  $He^3/He^4$  ( $5.9 \times 10^{-6}$ ), отвечающее содержанию 50 % мантийной компоненты. В то же время для газа из флюидных включений воластонита значение  $He^3/He^4$  на порядок ниже ( $0.5 \times 10^{-6}$ ), что отвечает 9 % мантийной составляющей. Полученные результаты свидетельствуют о том, что отделение флюидной фазы на раннем щелочном этапе метасоматической переработки произошло непосредственно из магматической камеры, заполненной щелочно-ультраосновным расплавом, в то время как "карбонатитовый" флюид транспортировался по трещинным системам и зонам дробления из корневой части магматической системы, что привело к контаминации состава благородных газов коровой компонентой. Таким образом, смена источника – с ийолитового на карбонатитовый – сопровождалась и сменой путей миграции метасоматизирующих растворов. Взаимодействие фильтрующегося раствора с исходными породами в ходе основного метасоматоза осуществлялось преимущественно диффузионным путем, что отражено в широких вариациях составов минералов, сформировавшихся на данном этапе (даже в пределах одного образца).

Возникновение минералов **позднего щелочного парагенезиса** стало результатом неполнопроявленного метасоматического процесса – альбитизации, воздействию которого подверглись ранние щелочные метасоматиты (фениты и фенитизированные гнейсы). В редких случаях наблюдаются гидротермалиты, полностью сложенные клевеландитом. В ходе проведенных исследований установлен ряд признаков, сближающих альбитизированные породы и метасоматиты карбонатитового этапа становления комплекса: часто наблюдающаяся пространственная совмещенность данных типов пород в разрезах, в т.ч. присутствие полевошпатовых метасоматитов во фронтальной зоне метасоматической колонки вокруг карбонатитов калишпат-кальцитовый температурной фации; повышенные содержания стронция в новообразованных полевых шпатах  $Ab_2$  и  $Kfs_2$  (табл. 3); сонаправленная эволюция составов апатита (рис. 2, б). Это указывает на возможность формирования существенных объемов альбитизированных пород на регрессивном этапе карбонатитового процесса за счет вторичного ошелачивания под действием остаточного флюида из карбонатитового источника, который, согласно произведенным нами модельным расчетам (Козлов, Арзамасцев, 2013), был пересыщен Na, Al и Si. Прямое сопоставление валовых составов карбонатитов альбит-кальцитовый температурной фации (табл. 2), которые можно рассматривать как *frozen fluid*, с составами метасоматических карбонатитов калишпат-кальцитовый температурной фации и воластонит-клинопироксеновыми породами показывает, что основной метасоматоз сопровождался активным накоплением стронция в остаточном флюиде. Это, вероятно, и привело к обогащению ряда минералов позднего щелочного парагенезиса данным компонентом. Устойчивый состав минеральных фаз (полевых шпатов, апатита), возникших на данном этапе метасоматической переработки пород контактового ореола, свидетельствует о преимущественно инфильтрационном характере массопереноса.

## 7. Заключение

Породы контактового ореола щелочно-ультраосновного массива Озерная Варака сформировались в результате нескольких наложенных друг на друга этапов метасоматической переработки. Каждый этап фиксируется по появлению собственной парагенетической ассоциации. Входящие в нее минеральные фазы характеризуются индивидуальным составом как петрогенных, так и примесных компонентов.

Типохимические особенности минералов выделенных парагенетических ассоциаций свидетельствуют о том, что переход от этапа к этапу полиметасоматической переработки пород контактового ореола сопровождался резкой сменой источников вещества, характера и масштаба массопереноса, физико-химических условий протекания метасоматических процессов.

Несмотря на малую распространенность карбонатитов в пределах массива Озерная Варака, установлена значимость карбонатитового процесса в формировании современного облика пород фенитового ореола.

Результаты проведенного исследования указывают на возможность образования существенных объемов альбитизированных пород на регрессивном этапе карбонатитового процесса за счет вторичного ошелачивания под действием остаточного флюида из карбонатитового источника.

**Благодарности.** Рентгенометрические исследования выполнены Е.А. Селивановой и М.В. Тороповой (ГИ КНЦ РАН). Кластерный анализ для составов пироксенов проведен при содействии Е.В. Мартынова (ГИ КНЦ РАН). Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 12-05-00244).

## Литература

- Cawthorn K.D., Collerson K.D.** The recalculation of pyroxene end-member parameters and the estimation of ferrous and ferric iron content from electron microprobe analyses. *Amer. Mineral.*, v. 59, p. 1203-1208, 1974.
- Ito J.** Silicate apatites and oxyapatites. *Amer. Mineral.*, v. 53, p. 890-907, 1968.
- Kramm U., Kogarko L.N., Kononova V.A., Vartiainen H.** The Kola Alkaline Province of the CIS and Finland: Precise Rb-Sr ages define 380-360 age range for all magmatism. *Lithos*, v. 30, p. 33-44, 1993.
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S. et al.** Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *Can. Mineral.*, v. 35, p.219-246, 1997.
- Morimoto N.** Nomenclature of pyroxenes. *Can. Mineral.*, v. 27, p. 143-156, 1989.
- Morogan V.** Ijolite versus carbonatite as sources of fenitization. *Terra Nova*, v. 6, N 2, p. 166-176, 1994.
- Ronsbo J.G.** Coupled substitutions involving REEs and Na and Si in apatites in alkaline rocks from the Pimaussaq intrusion, South Greenland, and the petrological implications. *Amer. Mineral.*, v. 74, p. 896-901, 1989.
- Арзамасцев А.А., Федотов Ж.А., Арзамасцева Л.В.** Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита. *СПб., Наука*, 383 с., 2009.
- Дудкин О.Б., Савицкий А.В., Кулешов Г.В.** Минеральные ассоциации комплекса щелочных пород массива Озерная Варака. В кн.: *Минеральные комплексы и минералы Кольского полуострова. Апатиты, КФАН РАН СССР*, с.126-140, 1980.
- Капустин Ю.Л.** Минералогия карбонатитов. *М., Наука*, 288 с., 1971.
- Козлов Е.Н.** Индикаторы эволюции метасоматической системы в зонах контактово-реакционного взаимодействия щелочно-ультраосновных массивов с карбонатитами (на примере интрузии Озерная Варака, Кольский полуостров). *Мат. III Междун. науч.-практ. конф. молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского, 11-15 февраля 2013 г., СПб., ВСЕГЕИ*, с. 310-314, 2013.
- Козлов Е.Н., Арзамасцев А.А.** Оценка механизма и масштабов метасоматического массопереноса в пределах зон контактово-реакционного взаимодействия щелочно-ультраосновных комплексов с карбонатитами (на примере массива Озерная Варака, Кольский полуостров). *Тр. X Всерос. Ферсмановской науч. сессии, 7-10 апреля 2013 г., Апатиты, ГИ КНЦ РАН*, с. 78-81, 2013.
- Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г. и др.** Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. *М., Недра*, 772 с., 1965.
- Мартынов Е.В.** Математические методы моделирования параметров геологических процессов и явлений. Учеб. пособие для студентов направления 130100 "Геология и разведка полезных ископаемых". *Мурманск, МГТУ*, 136 с., 2011.
- Метасоматизм и метасоматические породы. *Под ред. Жарикова В.А., Русинова В.Л. М., Научный мир*, 492 с., 1998.
- Пожарицкая Л.К., Самойлов В.С.** Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири. *М., Недра*, 267 с., 1972.
- Ризванова Н.Г., Левченков О.А., Богомолов Е.С. и др.** Сопоставление методик сепарации фаз цирконов для геохронологических целей. *Геохимия*, № 7, с. 1076-1087, 1994.
- Родионов Д.А., Коган Р.И., Голубева В.А.** Справочник по математическим методам в геологии. *М., Недра*, 335 с., 1987.
- Самойлов В.С.** Геохимия карбонатитов. *М., Наука*, 190 с., 1984.
- Соколов С.В.** Температуры образования и температурные фации карбонатитов щелочно-ультраосновных комплексов. *Геохимия*, № 1, с. 15-21, 1996.



## References

- Cawthorn K.D., Collerson K.D.** The recalculation of pyroxene end-member parameters and the estimation of ferrous and ferric iron content from electron microprobe analyses. *Amer. Mineral.*, v. 59, p. 1203-1208, 1974.
- Ito J.** Silicate apatites and oxyapatites. *Amer. Mineral.*, v. 53, p. 890-907, 1968.
- Kramm U., Kogarko L.N., Kononova V.A., Vartiainen H.** The Kola Alkaline Province of the CIS and Finland: Precise Rb-Sr ages define 380-360 age range for all magmatism. *Lithos*, v. 30, p. 33-44, 1993.
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S. et al.** Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Can. Mineral.*, v. 35, p.219-246, 1997.
- Morimoto N.** Nomenclature of pyroxenes. *Can. Mineral.*, v. 27, p. 143-156, 1989.
- Morogan V.** Ijolite versus carbonatite as sources of fenitization. *Terra Nova*, v. 6, N 2, p. 166-176, 1994.
- Ronsbo J.G.** Coupled substitutions involving REEs and Na and Si in apatites in alkaline rocks from the Ilmaussaq intrusion, South Greenland, and the petrological implications. *Amer. Mineral.*, v. 74, p. 896-901, 1989.
- Arzamastsev A.A., Fedotov Zh.A., Arzamastseva L.V.** Daykovyi magmatizm severo-vostochnoy chasti Baltiyskogo shchita [Dyke magmatism in the northeastern part of the Baltic Shield]. SPb., Nauka, 383 p., 2009.
- Dudkin O.B., Savitskiy A.V., Kuleshov G.V.** Mineralnye assotsiatsii kompleksa shchelochnykh porod massiva Ozyornaya Varaka [Mineral associations of complex alkali massif of Ozyornaya Varaka]. V kn.: Mineralnye komplekсы i mineraly Kolskogo poluostrova. Apatity, KFAN RAN SSSR, p.126-140, 1980.
- Kapustin Yu.L.** Mineralogiya karbonatitov [Minerology of carbonatite]. M., Nauka, 288 p., 1971.
- Kozlov E.N.** Indikatory evolyutsii metasomaticheskoy sistemy v zonah kontaktovo-reaktsionnogo vzaimodeystviya shchelochno-ultraosnovnykh massivov s karbonatitami (na primere intruzii Ozyornaya Varaka, Kolskiy poluostrov) [Indicators of evolution of metasomatic zones of contact-reacting alkaline-ultrabasic massifs with carbonatites (on the example of the intrusion Ozyornaya Varaka, Kola Peninsula)]. *Mat. III Mezhdun. nauch.-praktich. konf. molodykh uchenykh i spetsialistov pamyati akad. A.P. Karpinskogo*, 11-15 fevralya 2013 g., SPb., VSEGEI, p. 310-314, 2013.
- Kozlov E.N., Arzamastsev A.A.** Otsenka mehanizma i masshtabov metasomaticheskogo massoperenosa v predelakh zon kontaktovo-reaktsionnogo vzaimodeystviya shchelochno-ultraosnovnykh kompleksov s karbonatitami (na primere massiva Ozyornaya Varaka, Kolskiy poluostrov) [Evaluation of mechanism and extent of metasomatic mass transfer within the zones of contact-reacting alkaline-ultramafic complexes with carbonatites (on the example of the intrusion Ozyornaya Varaka, Kola Peninsula)]. *Tr. X Vseros. Fersmanovskoy nauch. sessii*, 7-10 aprelya 2013 g., Apatity, GI KNTs RAN, p. 78-81, 2013.
- Kuharenko A.A., Orlova M.P., Bulah A.G. i dr.** Kaledonskiy kompleks ultraosnovnykh, shchelochnykh porod i karbonatitov Kolskogo poluostrova i Severnoy Karelii [Caledonian complex of ultrabasic alkaline rocks and carbonatites of the Kola Peninsula and Northern Karelia]. M., Nedra, 772 p., 1965.
- Martynov E.V.** Matematicheskie metody modelirovaniya parametrov geologicheskikh protsessov i yavleniy [Mathematical methods of modeling parameters of geological processes and phenomena]. *Ucheb. posobie dlya studentov napravleniya 130100 "Geologiya i razvedka poleznykh iskopaemykh"*. Murmansk, MG TU, 136 p., 2011.
- Metasomatizm i metasomaticheskie porody [Metasomatism and metasomatic rocks]. Pod red. Zharikova V.A., Rusinova V.L. M., Nauchnyi mir, 492 p., 1998.
- Pozharitskaya L.K., Samoilov V.S.** Petrologiya, mineralogiya i geohimiya karbonatitov Vostochnoy Sibiri [Petrology, mineralogy and geochemistry of carbonatites of Eastern Siberia]. M., Nedra, 267 p., 1972.
- Rizvanova N.G., Levchenkov O.A., Bogomolov E.S. i dr.** Sopostavlenie metodik separatsii faz tsirkonov dlya geohronologicheskikh tseley [Comparison of methods for separation of zircon phases for geochronological purposes]. *Geohimiya*, N 7, p. 1076-1087, 1994.
- Rodionov D.A., Kogan R.I., Golubeva V.A.** Spravochnik po matematicheskim metodam v geologii [Handbook of mathematical methods in geology]. M., Nedra, 335 p., 1987.
- Samoilov V.S.** Geohimiya karbonatitov [Geochemistry of carbonatites]. M., Nauka, 190 p., 1984.
- Sokolov S.V.** Temperatury obrazovaniya i temperaturnye fatsii karbonatitov shchelochno-ultraosnovnykh kompleksov [Temperatures of formation and temperature facies of carbonatites of alkaline-ultramafic complexes]. *Geohimiya*, N 1, p. 15-21, 1996.

**Информация об авторах**

**Козлов Евгений Николаевич** – Апатитский филиал МГТУ, кафедра геологии и полезных ископаемых, ассистент кафедры; Геологический институт КНЦ РАН, мл. науч. сотрудник, e-mail: kozlov\_e.n@mail.ru

**Kozlov E.N.** – MSTU Apatity Branch, Geology and Minerals Department, Junior Member of Teaching Staff; Geological Institute KSC RAS, Junior Researcher, e-mail: kozlov\_e.n@mail.ru

**Арзамасцев Андрей Александрович** – Апатитский филиал МГТУ, кафедра геологии и полезных ископаемых, профессор; Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, д-р геол.-мин. наук, вед. науч. сотрудник, e-mail: arzamas@ipgg.ru

**Arzamascev A.A.** – MSTU Apatity Branch, Geology and Minerals Department, Professor; Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, Dr of Geol. & Miner. Sci., Leading Scientist, e-mail: arzamas@ipgg.ru

**Базай Айя Валериевна** – Геологический институт КНЦ РАН, канд. геол.-мин. наук, науч. сотрудник, e-mail: bazai@geoksc.apatity.ru

**Bazai A.V.** – Geological Institute KSC RAS, Cand. of Geol. & Miner. Sci., Researcher, e-mail: bazai@geoksc.apatity.ru