

Новое о минералогии Контозерского вулcano-плутонического комплекса (Кольский п-ов, Россия)

Забавчик Н. И.^{id}, Михайлова Ю. А.^{id}, Пахомовский Я. А.

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, n.zabavchik@ksc.ru

Аннотация. К настоящему времени в породах Контозерского комплекса установлено 82 минеральных вида. Распределение по классам представлено следующим образом: сульфиды – 8 минеральных видов, оксиды – 13, карбонаты – 10, сульфаты – 1, галиды – 1, фосфаты – 3, силикаты – 46. Минеральное разнообразие пород комплекса в значительной степени определяется процессами вторичных изменений ранее образовавшихся минералов под воздействием (карбо)гидротермальных растворов. На примере представителей класса карбонатов показано, что из десяти минеральных видов по крайней мере два, сидерит и давсонит, являются вторичными. Давсонит образовался при разложении нефелина под воздействием CO_2 и воды, а сидерит кристаллизовался при взаимодействии CO_2 и железа, высвободившегося при изменении магнетита.

Ключевые слова: Кольская щелочная провинция, Контозерский вулcano-плутонический комплекс, минералогия, минеральное разнообразие, карбонатные минералы.

New information about the mineralogy of the Kontozero complex (Kola Peninsula, Russia)

Zabavchik N. I.^{id}, Mikhailova J. A.^{id}, Pakhomovsky Ya. A.

The Geological Institute of the Kola Science Centre of the Russian Academy of Sciences, Apatity, n.zabavchik@ksc.ru

Abstract. There are 83 mineral species have been identified in the rocks of the Kontozero Complex. The distribution of minerals by class is presented as follows: sulfides – 8, oxides – 13, carbonates – 10, sulfates and halides – 2, phosphates – 3, silicates – 46. The mineral diversity was largely influenced by the postmagmatic hydrothermal processes affected all the rocks of the complex. Using the example of a class of carbonates, it is shown the 10 identified species. 8 of them were formed at the postmagmatic stage: magnesite, siderite, ankerite, dawsonite, strontianite, baritocalcite, burbankite, bastnasite-(Ce) and ancylite-(Ce). Calcite and dolomite were formed both at the magmatic stage and at later stages. In confirmation, the paper presents examples of paragenesis of carbonate minerals with each other, as well as with late minerals from other classes; the morphology of the primary and late carbonates is demonstrated.

Keywords: Kontozero volcanoplutonic complex, Kola alkaline province, mineralogy, mineral diversity, carbonate minerals.

Введение

Кольская щелочная провинция (КЩП) занимает территорию площадью около 100 тыс. км² (Kramm et al., 1993), охватывая большую часть Мурманской области, а также граничащие с ней районы Финляндии (Arzamastsev et al., 2001; Downes et al., 2005). В состав провинции входит более 20 щелочных массивов – от гигантских, таких как Хибинский и Ловозерский массивы, до более мелких (Ковдорский, Вуориярви, Африканда, Салмагорский и др.) (Кухаренко и др., 1965). Минералогия массивов КЩП богата и разнообразна, ее изучение было и остается актуальным направлением исследований. Необычные минеральные ассоциации, морфология и взаимоотношения индивидов и, конечно, новые минеральные виды, заставляют исследователей вновь и вновь возвращаться к этим уникальным объектам (Бонштедт и др., 1937; Хомяков, 1990; Пеков, 2001; Иванюк и др., 2002; Yakovenchuk et al., 2005).

Контозерский вулcano-плутонический комплекс (Арзамасцев и др., 1998; Bell, Rukhlov, 2004), входящий в состав Кольской щелочной провинции, расположен на северо-востоке Кольского полуострова, примерно в 60 км северо-восточнее Ловозерского массива. Его возраст, согласно $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датированию флогопита, составляет 371.7–388.7 млн лет (Балаганская и др., 2002). На протяже-

нии долгих лет Контозерский комплекс оставался фактически не исследованным, как из-за своей удаленности от инфраструктуры, так и из-за слабой обнаженности пород (Сапрыкина и др., 1978). Масштабные поисковые работы 60–70-х годов XX в. (Кириченко, 1962; Кириченко, 1970; Сапрыкина и др., 1978) позволили получить подробную информацию о геологическом строении объекта. Было установлено, что большую часть комплекса составляют осадочные, пирокластические и эффузивные породы, заполняющие кальдеру диаметром около 8 км (рис. 1). Полный разрез кальдеры разделяют на три толщи (снизу вверх): (1) терригенно-вулканогенную, представленную ультраосновными вулканитами – фойдитами и меймечитами (Забавчик и др., 2024), а также брекчиями, туфами и туффитами; (2) вулканогенную, сложенную щелочными базальтами, нефелинитами и фonoлитами с прослоями туфов и туффитов; (3) карбонатно-терригенную, представленную чередованием карбонатитов и осадочных пород. Интрузивные породы распространены по периферии кальдеры (рис. 1): пироксениты и габбро-пироксениты расположены на северо-востоке и юго-востоке комплекса, а щелочные и нефелиновые сиениты образуют дугообразную полосу вдоль северо-западного контакта пород кальдеры с вмещающими архейскими гнейсами. Жерловый комплекс образует штокообразное тело и расположен в центральной части кальдеры. Все породы Контозерского комплекса, как отмечали и предыдущие исследователи (Сапрыкина и др., 1978), подверглись интенсивной и разнообразной метасоматической переработке: они карбонатизированы, амфиболизированы, цеолитизированы и др.

Многие предшествующие работы не акцентировали внимания на минеральном разнообразии, часто определялись только группы минералов, например, амфибол, гранат и др. (Сапрыкина и др., 1978; MacBride, 2005). К началу наших исследований, наиболее полный список минералов был получен при изучении пород методом рентгеновской порошковой дифракции и насчитывал чуть более 20 минеральных видов (Kozlov et al., 2020). Существующие современные методы исследования вещества (сканирующая электронная микроскопия, рентгеноструктурный анализ, спектроскопия ком-

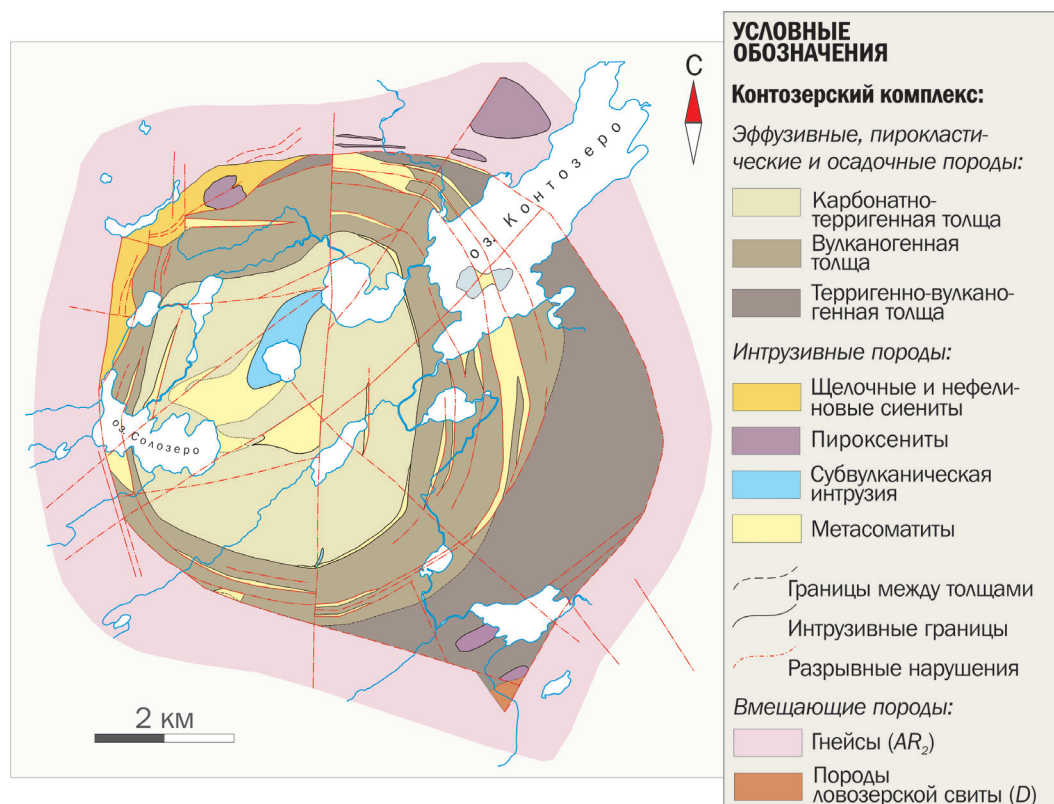


Рис 1. Геологическая схема Контозерского вулcano-плутонического комплекса по (Сапрыкина и др., 1978 с упрощениями)

Fig. 1. Simplified geological scheme of the Kontozero complex after (Saprykina et al., 1978)

бинационного рассеяния и др) позволили существенно расширить список обнаруженных здесь минералов. В предлагаемой статье представлен краткий обзор минералогии Контозерского комплекса и сделан вывод о некоторых причинах выявленного минерального разнообразия.

Материалы и методы

Материалами для исследования стали: 1 – каменный материал, собранный в ходе полевых работ 2022 года Забавчик Н. И.; 2 – образцы, предоставленные Калачевым В. Ю. (собраны в 2007 г.); 3 – керн скв. № 6, пробуренной Ловозерской ГРП в 1970–1972 гг. и скв. № 7, пробуренной при поисковых работах на апатит Мурманской геологоразведочной экспедицией (Сапрыкина и др., 1978). Из перечисленных образцов были изготовлены плоско-полированные препараты общим количеством 116 штук.

Для макроскопических исследований использован стереомикроскоп Motic (Motic, Китай), для микроскопических – оптический микроскоп Axioplan 2 (Carl Zeiss, Германия). Диагностика минералов, определение их химического состава, изучение взаимоотношений между минералами выполнено в Геологическом институте КНЦ РАН (ГИ КНЦ РАН) на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) LEO-1450 (Carl Zeiss Microscopy, Германия), оснащенный рентгеновской энергодисперсионной системой AZtec с детектором ULTIM MAX 100 (OXFORD Instruments, Великобритания). Результаты химического анализа минералов получены при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе электронного зонда 1.5–2.0 нА.

Рентгеноструктурная диагностика минералов проведена в ГИ КНЦ РАН по порошковым рентгенограммам, полученным фотометодом на УРС-55 (Буревестник, Россия), камера РКД 114.6 мм, 40 кВ, 16 мА, Fe-излучение.

Диагностика минералов методом спектроскопии комбинационного рассеяния выполнена на спектрометре EnSpectr R532 (ООО «Спектр-М», ИФТТ РАН, Черноголовка, Россия), совмещенном с оптическим микроскопом Olympus BX-43 в Горном институте КНЦ РАН. Параметры съемки: длина волны 532 нм, мощность составляла 40 % от максимальной (18 мВт), диаметр лазерного луча около 2 мкм, диапазон регистрации 150–4000 см⁻¹, спектральное разрешение 5–8 см⁻¹, объектив микроскопа 100× (NA 0.8), время экспозиции – 1000 миллисекунд, число повторений – 150, ошибка определения величины рамановского сдвига не превышала ±1 см⁻¹.

Результаты и обсуждение

В данной работе минералы Контозерского комплекса будут представлены в соответствии с классами: сульфиды и сульфосоли, оксиды, карбонаты, сульфаты, галиды, фосфаты и силикаты.

Сульфиды – относительно немногочисленный класс минералов Контозерского комплекса, представленный сфалеритом (наиболее широко распространен), пиритом, пирротинитом, пентландитом, миллеритом, а также халькозином, кобальтпентландитом и полидимитом. Все представленные минералы обнаружены в брекчиях и метасоматитах, реже в карбонатитовых и силикатно-карбонатных туфах. Сфалерит и пирит, помимо прочего, были также найдены в карбонатитах и нефелиновых сиенитах.

Оксиды относительно сульфидов более многочисленны и широко распространены. Например, минералы надгруппы шпинели, ильменит и анатаз встречаются во всех породах комплекса. Нашими предыдущими исследованиями (Михайлова и др., 2024) было установлено, что шпинелиды представлены не только магнетитом, как описывалось ранее (Сапрыкина и др., 1978; Арзамасцев, Петровский, 2012; Kozlov et al., 2020), но также хромитом, ульвошпинелью, магнезиоферритом, маггемитом и титаномэггемитом. Другие минералы из класса оксидов встречаются реже: в нефелиновых сиенитах и фонолитах, брекчиях и туфах различного состава, а также метасоматитах можно встретить гетит и гематит, кальцитрит, перовскит и минералы группы пироклора.

Карбонаты распространены повсеместно, преобладают два основных ряда: кальцита (кальцит, магнезит, сидерит) и доломита (доломит, анкерит). Кальцит – главный карбонатный минерал, представлен двумя генерациями: магматический (ранний) присутствует в меймечитах в виде глобулей. Гидротермальный (поздний) кальцит слагает многочисленные ветвящиеся прожилки, секу-

щие все виды пород; он также широко распространен в метасоматитах. Доломит встречен во всех типах пород, но в наибольшем количестве встречается в карбонатитах и карбонатитовых туфах. Часто доломит, вместе с сидеритом и анкеритом, входит в состав зональных выделений. Менее распространены стронцианит и баритокальцит. Стронцианит – минерал преимущественно карбонатитов и карбонатитовых туфов, реже обнаруживается в нефелиновых сиенитах и фонолитах, брекчиях. Баритокальцит встречается в брекчиях и редко – в карбонатитах и их туфах. Давсонит – вторичный минерал, развивающийся по нефелину. Бурбанкит, анкилит-(Ce) и бастнезит-(Ce) – единственные редкоземельные карбонатные минералы, которые установлены нами в породах комплекса. Бурбанкит отмечен в силикатно-карбонатных туфах и метасоматитах скважины №6, а анкилит-(Ce) и бастнезит-(Ce) встречены в нефелиновых сиенитах.

Сульфаты и галиды в породах Контозерского комплекса имеют по одному представителю: барит и флюорит. Барит встречается преимущественно в породах карбонатно-терригенной толщи (карбонатитах и карбонатитовых туфах), а также в метасоматитах и в брекчиях различного состава. Флюорит распространен очень ограниченно и был обнаружен в осадочных породах – алевролитах.

Среди фосфатов самыми распространенным является фторапатит с широкими вариациями состава. Минерал присутствует во всех типах пород. В нефелиновых сиенитах, метасоматитах и брекчиях присутствуют ортофосфаты редкоземельных элементов – рабдофан-(Ce) и монацит-(Ce).

Силикаты – самый наполненный различными минералами класс. В подкласс островных силикатов входят: форстерит, циркон, титанит, лампрофиллит и минералы надгруппы граната (андрадит иgrossуляр). Форстерит – породообразующий минерал меймечитов, где образует вкрапления, слагающие до 40 % объема породы. В фойдитах вкрапленники форстерита редки и часто нацело замещены срастаниями диопсида и магнетита. Циркон – акцессорный минерал фонолитов и нефелиновых сиенитов, также обнаружен в метасоматитах. Титанит широко распространен в фонолитах и нефелиновых сиенитах, реже его можно наблюдать как второстепенный минерал в меймечитах и фойдитах, единичные находки отмечены в базальтах. Лампрофиллит – редкий минерал фонолитов. Гранаты характерны для метасоматитов, в меньшей степени – силикатно-карбонатных туфов и фойдитов.

Каркасные силикаты представлены полевыми шпатами (альбит, микроклин), фельдшпатоидами (канкринитом, содалитом, нефелином), а также цеолитами (натролитом и гармотомом). Полевые шпаты в качестве породообразующих минералов присутствуют практически во всех типах пород, кроме вулканитов терригенно-вулканогенной толщи. Нефелин – главный минерал нефелиновых сиенитов и фонолитов, второстепенный – в фойдитах. Содалит, канкринит и натролит – вторичные минералы, развивающиеся по нефелину. Гармотом является редким и поздним минералом, он был отмечен в силикатно-карбонатных туфах и в одном образце нефелинового сиенита.

Минералы подкласса слоистых силикатов представлены серпентином, хлоритом, тальком, а также слюдами: флогопитом, аннитом, гидробиотитом и мусковитом. Серпентин, тальк и хлорит – вторичные минералы, образующиеся при изменении вкрапленников форстерита. Слюды распространены очень широко. Минералы ряда флогопит-аннит можно встретить как в роли породообразующих минералов в ультраосновных породах терригенно-вулканогенной толщи, так и в качестве второстепенных в нефелиновых сиенитах и фонолитах, метасоматитах и, конечно, туфах и брекчиях. Мусковит распространен меньше и находится преимущественно в нефелиновых сиенитах и фонолитах, где замещает фельдшпатоиды.

Основными представителями цепочечных силикатов являются клинопироксены: диопсид, эгирин-авгит, эгирин и наталиит. В меймечитах диопсид является главным минералом основной мелкозернистой массы, а в фойдитах образует вкрапленники. Зональные кристаллы с диопсидовым ядром и краевой зоной, соответствующей эгирину, характерны для фонолитов (Забавчик и др., 2023). Наталиит – редкий ванадиевый пироксен, обнаружен в керне скважины № 6, пересекающей породы карбонатно-терригенной толщи. Еще одним представителем цепочечных силикатов является пектолит. Он представлен единичными находками в нефелиновых сиенитах.

Ленточные силикаты – это прежде всего амфиболы. На данный момент установлено 18 минеральных видов, относящихся к кальциевым (эденит, магнезиогастингсит, актинолит, паргасит), натрий-кальциевым (ферри-катофорит, ферро-ферри-катофорит, калий-ферри-катофорит, ферри-винчит, рихтерит, феррорихтерит) и натриевым разностям (магнезиорибекит, магнезиоарфведсонит, рибекит, арфведсонит, магнезиофторарфведсонит, калиймагнезиоарфведсонит), а также феррообертиит и феррикерсутит, относящиеся к оксоамфиболам.

Таким образом, относительно небольшой и плохо обнаженный Контозерский комплекс по минеральному разнообразию оказался сопоставим с такими массивами Кольской щелочной провинции как Вуориярви или Африканда, где к настоящему времени установлено 92 и 62 минеральных вида, соответственно. Важно отметить, что многие минералы Контозерского комплекса образовались в результате переработки ранее образовавшихся пород под воздействием гидротермальных растворов, т. е. являются вторичными.

Например, к настоящему времени в породах комплекса установлено шесть минералов надгруппы шпинели: кроме ранее известного здесь магнетита, нами обнаружены хромит, ульвошпинель, магнезиоферрит, маггемит и титаномэггемит (Михайлова и др., 2024). Таким разнообразием шпинелиды обязаны поздним гидротермальным процессам: первично магматическими минералами являются магнетит, хромит, ульвошпинель и магнезиоферрит, а маггемит и титаномэггемит образовались в результате низкотемпературного окисления магнетита и ульвошпинели. Титаномэггемит, в свою очередь, разлагался с образованием кайм гематита и мельчайших зерен анатаза.

Другой пример – разнообразие карбонатов. Первичный магматический кальцит образует глобулы в меймечитах (рис. 2а), присутствует в качестве акцессорного минерала в основной мелкозернистой массе фойдитов, а также, вместе с доломитом, слагает лейсты в кальцитовых и кальцит-доломитовых лавах карбонатно-терригенной толщи (рис. 2б).

Сидерит и магнезит – вторичные минералы. Они, как правило, образуют зональные (состав зон: магнезит – обогащенный железом магнезит – сидерит) выделения в тесной ассоциации с резорбированными зернами магнетита (рис. 3а). Источником железа для образования сидерита и железосодержащего магнезита, наиболее вероятно, являлся именно магнетит. Он трансформировался в маггемит, высвобождая часть железа (O'Reilly, 1983; Ge et al., 2014; Huang et al., 2023). По периферии измененного магнетита кристаллизовались обогащенный железом магнезит и сидерит.

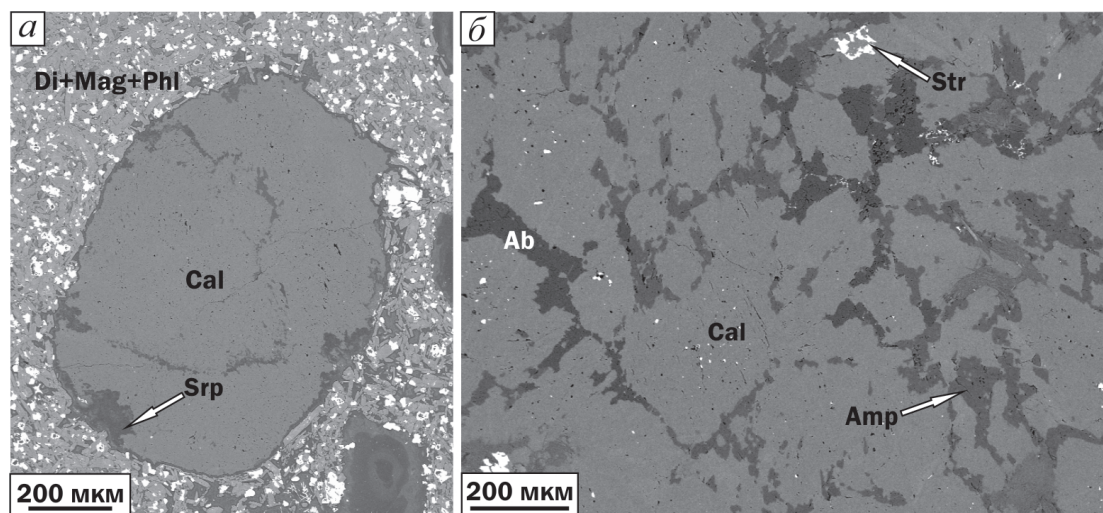


Рис. 2. Морфология магматического кальцита: а – кальцитовые глобулы в меймечите (терригенно-вулканогенная толща; обр. КТ-30/1-1); б – лейсты кальцита в лаве (карбонатно-терригенная толща; обр. КТ-6/726.2). Cal-кальцит; Str-стронцианит; Di-диопсид; Mag-магнетит; Phl-флогопит; Srp-серпентин; Amp-амфибол; Ab-альбит. Изображения в обратно-рассеянных электронах

Fig. 2. Morphology of igneous calcite: a – calcite ocelli in meimechite (sample KT-30/1-1); b – calcite laths in lava (sample KT-6/726.2). Cal-calcite; Str-strontianite; Di-diopside; Mag-magnetite; Phl-phlogopite; Srp-serpentine; Amp-amphibole; Ab-albite. BSE-images

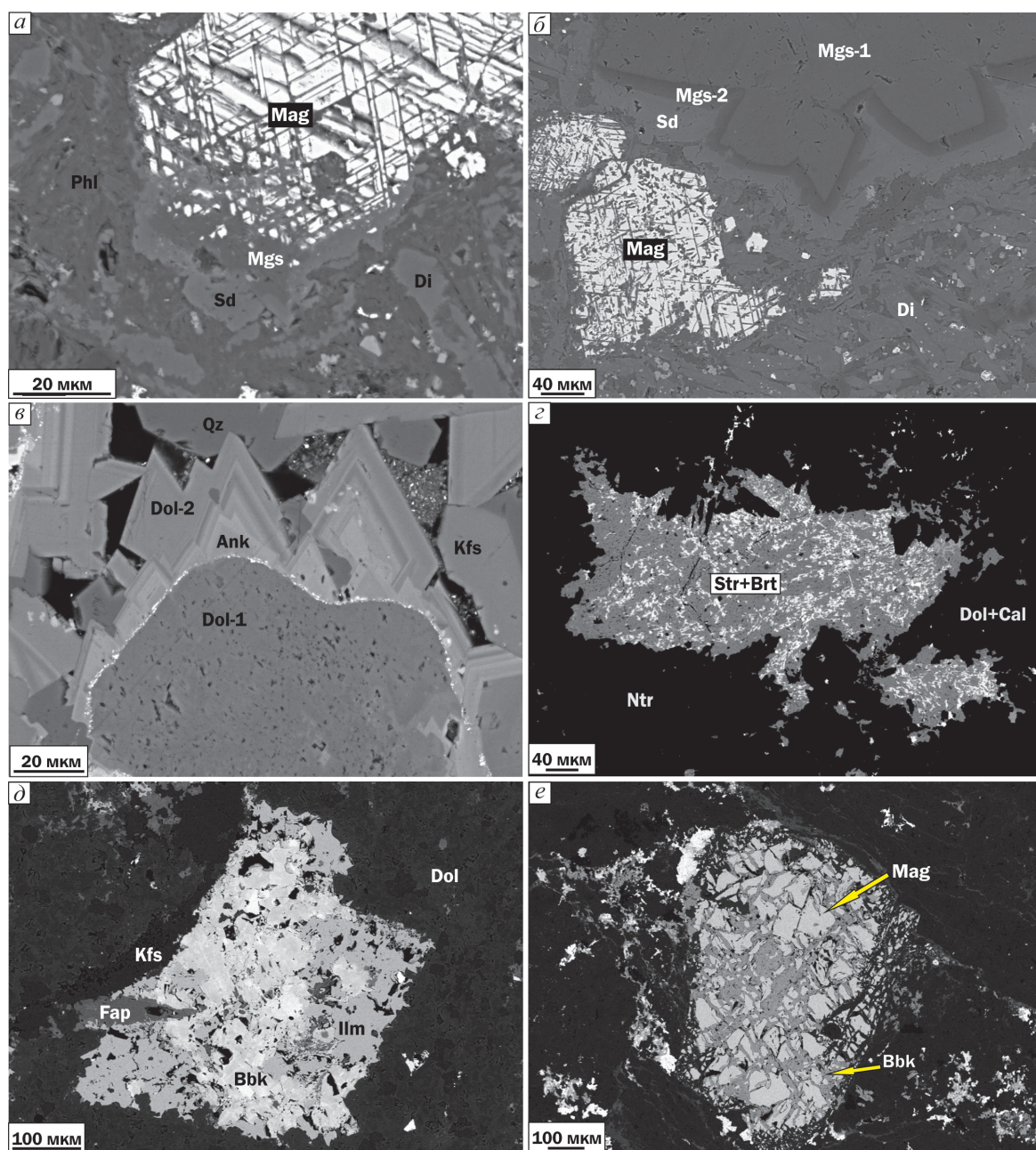


Рис. 3. Морфология и минеральные ассоциации карбонатных минералов: а – магнезит и сидерит в краевой части разрушенного кристалла магнетита (обр. КТ-6/1-1); б – выделения карбонатных минералов различного содержания железа (обр. КТ-6/1-1); в – зональные выделения анкерита и доломита (обр. КТ-36/3); г – ассоциация стронцианита и барита, в окружении натролита, кальцита и доломита (обр. КТ-2/2); д – псевдоморфоза, выполненная бурбанкитом, ильменитом и фторапатитом (обр. 6/781,8); е – бурбанкит, заполняющий трещины в резорбированном кристалле магнетита (обр. КТ-6-726,1). Sd – сидерит, Mgs – магнезит, Dol – доломит; Ank – анкерит; Str – стронцианит; Bbk – бурбанкит; Cal – кальцит; Brt – барит; Di – диопсид; Fap – фторапатит; Ilm – ильменит; Kfs – калиевый полевой шпат; Mag – магнетит; Ntr – натролит; Phl – флогопит; Qz – кварц. Изображения в обратно-рассеянных электронах

Fig. 3. Morphology and mineral associations of carbonate minerals: a – magnesite and siderite in the extreme part of the destroyed magnetite crystal (sample KT-6/1-1); b – carbonate minerals with different iron content (sample KT-6/1-1); c – zonal secretions of ankerite and dolomite (sample KT-36/3); g – association of strontianite and barite surrounded by natrolite, calcite and dolomite (sample KT-2/2); e – pseudomorphosis of burbankite, ilmenite and fluorapatite (sample KT-6/781.8); e – burbankite filling cracks in a resorbed magnetite crystal (sample KT-6-726.1). Sd – siderite, Mgs – magnesite, Dol – dolomite; Ank – ankerite; Str – strontianite; Bbk – burbankite; Cal – calcite; Brt – barite; Di – diopside; Fap – fluorapatite; Ilm – ilmenite; Kfs – potassium feldspar; Mag – magnetite; Ntr – natrolite; Phl – phlogopite; Qz – quartz. BSE-images

В интенсивно переработанных гидротермальными растворами брекчиях часто можно наблюдать гнезда, состоящие из хорошо образованных зональных кристаллов карбонатов (рис. 3 б). Одно из наиболее распространенных сочетаний – это доломит-анкерит или доломит-анкерит-сидерит. Иногда наблюдаются кристаллы анкерита, рост которых приурочен к границе с доломитом, вероятно более ранней генерации (рис. 3 в). При этом первичный магнетит в составе обломков силикатных пород в брекчиях резорбирован и маггемитизирован. Источником железа для кристаллизации железосодержащих карбонатов в таких гнездах также мог быть магнетит.

Появление карбоната натрия и алюминия, давсонита $\text{NaAl}(\text{OH})_2\text{CO}_3$, в нефелиновых сиенитах, вероятно, связано с разложением нефелина под воздействием (карбо)гидротермальных растворов. Исследователи связывают образование давсонита с гидротермальной деятельностью, связанной с вулканическими эпизодами, так и с взаимодействием карбонатных растворов с нефелином исходных отложений (Smith, Milton, 1966). В породах Контозерского комплекса давсонит обычно находится в тесной ассоциации с натролитом и мусковитом, которые образуются при изменении нефелина, а также альбитом. Предполагается (Hellevang et al., 2014), что давсонит может образовываться при разложении альбита согласно реакции $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} = \text{NaAl}(\text{OH})_2\text{CO}_3 + 3\text{SiO}_2$, но также возможна реакция образования давсонита при реакции нефелина с диоксидом углерода и водой: $\text{NaAlSiO}_4 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} = \text{NaAl}(\text{OH})_2\text{CO}_3 + \text{SiO}_2$.

Стронцианит и баритокальцит – первичные минералы, кристаллизующиеся на гидротермальной стадии. Для стронцианита характерны сростания с баритом в окружении натролита, кальцита и доломита (рис. 3 г), баритокальцит также ассоциирует с баритом и, вероятно, шортитом (?) в окружении доломита, калиевого полевого шпата и альбита. Также баритокальцит обнаружен в качестве включений в крупных кристаллах фторапатита.

Бурбанкит в природе широко развит в карбонатах, также может образовываться в гидротермальных условиях, либо, как например в Хибинском и Мурунском массивах, быть приуроченным к специфическим пектолитовым метасоматитам (Беловицкая, Пеков, 2004). В породах Контозерского комплекса бурбанкит образует ассоциацию с ильменитом и фторапатитом, вместе они слагают псевдоморфозы по неустановленному первичному минералу (рис. 3 д), также отмечается бурбанкит, заполняющий трещины в разрушенном кристалле магнетита (рис. 3 е).

Анкилит-(Ce) является типичным гидротермальным минералом. В Хибинском массиве анкилит описан как продукт гидротермальной переработки редкоземельного апатита или ринколита (Семёнов, Казакова, 1961). Также существует мнение, что в системе богатой натрием и углекислотой и наличии стронциево-редкоземельной минерализации, при понижении температуры и щелочности, анкилит приходит на смену минералам группы бурбанкита (Беловицкая, 2002).

Заключение

Минералогия Контозерского палеовулканического комплекса весьма обширна и разнообразна: на данный момент насчитывается 82 минеральных вида, из них к сульфидам и сульфосолям относятся 8 минералов, к оксидам – 13, к карбонатам – 10, к сульфатам – 1, галидам – 1, к фосфатам – 3 и к силикатам 46 минералов. Минеральное разнообразие пород Контозерского комплекса в значительной степени определяется процессами вторичных изменений ранее образовавшихся минералов под воздействием (карбо)гидротермальных растворов. Например, из шести минералов надгруппы шпинели два, маггемит и титаномэггемит, являются вторичными; из десяти карбонатов, по крайней мере два, сидерит и давсонит, имеют вторичное происхождение. Вероятно, к вторичным карбонатам относятся также бурбанкит и анкилит-(Ce).

Благодарности

Автор выражает благодарность Калачёву Виктору Юрьевичу за предоставленный в безвозмездное пользование каменный материал из Контозерского комплекса, а также Компанченко Алёне Аркадьевне за помощь в определении минеральных видов методом спектроскопии комбинационного рассеяния.

Работа выполнена в рамках темы FMEZ-2024-0008.

Литература

1. Арзамасцев А. А., Арзамасцева Л. В., Беляцкий Б. В. Щелочной вулканизм инициального этапа палеозойской тектоно-магматической активизации северо-востока Фенноскандии: геохимические особенности и петрологические следствия // *Петрология*. 1998. Т. 6, № 3. С. 316–336.
2. Арзамасцев А. А., Петровский М. Н. Alkaline volcanism in the Kola Peninsula, Russia: Paleozoic Khibiny, Lovozero and Kontozero calderas // *Вестник МГТУ*. 2012. Т. 15, № 2. С. 277–279.
3. Балаганская Е. Г., Тиммерман М. Я., Лиферович Р. П., Кирнарский Ю. М. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование флогопита из фоскорита Контозерского комплекса, Кольская щелочная карбонатитовая провинция, Балтийский щит // *Геохимия магматических пород*. М. Изд-во: ГЕОХИ. 2002. С. 16–17.
4. Беловицкая Ю. В. Минералогия и особенности кристаллохимии карбонатов семейств бербанкита и анкилита: автореф. дис... канд. геол.-минерал. наук: 25.00.05. М.: МГУ им. М. В. Ломоносова. 2002. 25 с.
5. Беловицкая Ю. В., Пеков И. В. Генетическая минералогия группы бербанкита // *Новые данные о минералах*. Вып. 39. М. Изд-во: Минерал. музей им. А. Е. Ферсмана РАН, 2004. С. 51–65.
6. Бонштедт Э. М., Борнеман-Старынкевич И. Д., Влодавец Н. И., Воробьева О. А., Герасимовский В. И., Гуткова Н. Н., Каган Б. И., Костылева Е. Е., Куплетский Б. М., Лабунцов А. Н., Ферсман А. Е., Чирвинский П. Н. Минералы Хибинских и Ловозерских тундр. М.-Л. Изд-во: АН СССР, 1937. 531 с.
7. Забавчик Н. И., Пахомовский Я. А., Михайлова Ю. А. Петрохимическая характеристика фonoлитов Контозерского комплекса и их сравнение с нефелиновыми сиенитами Кольской щелочной провинции // *Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии: Материалы XXXIV Молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти член-корреспондента АН СССР К. О. Кратца и академика РАН Ф. П. Митрофанова (Санкт-Петербург, 2–6 октября 2023 г.)* [Электронный ресурс]. СПб: Свое издательство, 2023. С. 84–88. ISBN 978-5-4386-2315-1.
8. Забавчик Н. И., Михайлова Ю. А., Пахомовский Я. А. Минеральные ассоциации пород терригенно-вулканогенной толщи Контозерского комплекса (Кольский полуостров) // *Записки Российского минералогического общества*. 2024. № 5. С. 77–110.
9. Иванюк Г. Ю., Яковенчук В. Н., Пахомовский Я. А. Ковдор. Апатиты. Изд-во: Минералы Лапландии. 2002. 326 С. ISBN 5-900395-41-3.
10. Кириченко Л. А. Контозерская серия каменноугольных пород на Кольском полуострове. Л. Изд-во: Недра, 1970. 110 с.
11. Кириченко Л. А. О палеозойских осадочных и эффузивных породах Кольского полуострова // *Матер. по геологии и полезн. ископаемым Северо-Запада РСФСР*. Л. Изд-во: Гостоптехиздат, 1962. С. 27–44.
12. Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г., Багдасаров Э. А., Римская-Корсакова О. М., Нефедов Е. И., Ильинский Г. А., Сергеев А. С., Абакумова Н. Б. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М. Изд-во: Недра, 1965. 772 с.
13. Михайлова Ю. А., Забавчик Н. И., Пахомовский Я. А. Минералы оксигруппы шпинели в породах Контозерского комплекса (Кольский полуостров) // *Записки Российского минералогического общества*. 2024. № 6. С. 94–121.
14. Пеков И. В. Ловозерский массив: история исследования, пегматиты, минералы. М. Изд-во: Творческое объединение Земля. 2001. 464 с.
15. Сапрыкина Л. Г., Пантелеймонов В. М., Подурушин В. Ф., Терешков В. Г. Отчет о поисковых работах на апатит и бурении в Контозерской впадине в 1970–77 гг. (Мурманская обл.). Апатиты. 1978.
16. Семенов Е. И., Казакова М. Е. Анкилит в щелочных пегматитах Кольского полуострова // *Труды минералогического музея им. Ферсмана*. 1961. Вып. 11. С. 196–198.
17. Хомяков А. П. Минералогия ультраагпаитовых щелочных пород. М. Изд-во: Наука. 1990. 195 с.
18. Arzamastsev A. A., Glaznev V. N., Arzamastseva L. V., Bea F., Montero P. Kola alkaline province in the Paleozoic: evaluation of primary mantle magma composition and magma generation conditions // *Russian Journal of Earth Sciences*. 2001. V. 3, No. 1. P. 1–32. <https://doi.org/10.2205/2001ES000054>.
19. Ge K., Williams W., Liu Q., Yu Y. Effects of the core-shell structure on the magnetic properties of partially oxidized magnetite grains: Experimental and micromagnetic investigations // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2014. V. 5, No. 5. P. 2021–2038.
20. Bell K., Rukhlov A. S. Carbonatites from the Kola Alkaline Province: origin, evolution and source characteristics // *Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine: The Key Example of the Kola Alkaline Province* / F. Wall, A. N. Zaitsev (Eds.). London: Mineralogical Society of Great Britain and Ireland. 2004. P. 433–468. <https://doi.org/10.1180/mss.10.13>.
21. Downes H., Balaganskaya E., Beard A., Liferovich R., Demaiffe D. Petrogenetic processes in the ultramafic, alkaline and carbonatitic magmatism in the Kola Alkaline Province: A review // *Lithos*. 2005. V. 85, No. 1–4. P. 48–75. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.03.020>.

22. Hellevang H., Aagaard P., Jahren J. Will dawsonite form during CO₂ storage? // *Greenhouse Gases: Science and Technology*. 2014. V. 4, No. 2. P. 191–199.
23. Huang W., Niu S., Dekkers M. J., Lippert P. C., Bilardello D., Solheid P., Zhang B., Dupont-Nivet G., van Hinsbergen D. J. J., Ding L. Remagnetization under hydrothermal alteration of South Tibetan Paleocene lavas: Maghemitization, hematization, and grain size reduction of (titano) magnetite // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2023. V. 128, No. 3. P. 1–26.
24. Kozlov E., Fomina E., Khvorov P. Factor analysis of XRF and XRPD data on the example of the rocks of the Kontozero carbonatite complex (NW Russia). Part II: Geological interpretation // *Crystals*. 2020. V. 10, No. 10. P. 873.
25. Kramm U. Mantle components of carbonatites from the Kola Alkaline Province, Russia and Finland: A Nd–Sr study // *European Journal of Mineralogy*. 1993. V. 5, No. 5. P. 985–990. <https://doi.org/10.1127/ejm/5/5/0985>.
26. MacBride L.M. A comparative study of the petrology, mineralogy and geochemistry of kimberlite-like and carbonatitic rocks from kontozero (Kola peninsula, Russia) and bona fide kimberlites. Manitoba. Department of Geological Sciences. 2005. 364 P.
27. O'Reilly W. The identification of titanomaghemites: model mechanisms for the maghemitization and inversion processes and their magnetic consequences // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 1983. V. 31, No. 1. P. 65–76.
28. Smith J. W., Milton C. Dawsonite in the Green River Formation of Colorado. *Economic Geology*. 1966. V. 61, No. 6. P. 1029–1042. doi: <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.61.6.1029>.
29. Yakovenchuk V. N., Ivanyuk G. Yu., Pakhomovsky Ya. A., Men'shikov Yu. P. Khibiny. Laplandia Minerals, Apatity, Russia. 2005. 472 P. ISBN 5–900395–48–0.