

МИНЕРАЛЫ И ПАРАГЕНЕЗИСЫ МИНЕРАЛОВ

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИИ ПОРОД  
ТЕРРИГЕННО-ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩИ КОНТОЗЕРСКОГО  
КОМПЛЕКСА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

© 2024 г. Н. И. Забавчик, Ю. А. Михайлова\*, д. чл. Я. А. Пахомовский

*Геологический институт, ФИЦ Кольский научный центр РАН,  
ул. Ферсмана, 14, Апатиты, Мурманская обл., 184209 Россия  
\*e-mail: j.mikhailova@ksc.ru*

Поступила в редакцию 29.03.2024 г.

После доработки 06.09.2024 г.

Принята к публикации 09.10.2024 г.

Изучены минеральные ассоциации эффузивных пород, меймечитов и фойдитов, слагающих терригенно-вулканогенную толщу Контозерского вулcano-плутонического комплекса. Меймечиты, относительно более ранние породы, кристаллизовались в интервале температур 1505–1595 °С, состоят из мелкозернистой основной массы, образованной диопсидом, магнетитом, флогопитом, и вкрапленников оливина ( $\text{Fo}_{84-92}$ ); аксессуарные минералы в них представлены ульвошпинелью, хромитом, титанитом, ильменитом и кальцитом. Формирование меймечитов привело к значительному уменьшению концентрации магния, увеличению содержания кремния и кальция, а также увеличению соотношения  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  в магматическом расплаве, что определило характер минеральных ассоциаций фойдитов. Эти породы образовались вслед за меймечитами при температурах 1325–1330 °С. В фойдитах в виде вкрапленников кристаллизовался диопсид, а ранее образованный оливин реагировал с расплавом с образованием симплектитовых сростаний диопсида и магнетита. Увеличение концентрации кремния и кальция, а также увеличение соотношения  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  в ряду пород меймечиты → фойдиты также привело к смене ассоциации титансодержащих минералов. В фойдитах разнообразие таких минералов возрастает, они образуют зональные сегрегации, от центра к периферии которых минералы сменяют друг друга в последовательности: магнетит → перовскит → титанит → андрадит/шорломит.

*Ключевые слова:* Контозерский комплекс, ультраосновные породы, оливин, магнетит

**DOI:** 10.31857/S0869605524050058, **EDN:** PCIDYO

## ВВЕДЕНИЕ

Контозерский вулcano-плутонический комплекс входит в состав Кольской щелочной провинции (Кухаренко и др., 1965; Arzamastsev et al., 2001; Downes et al., 2005), расположенной в северо-восточной части Балтийского щита и занимающей большую часть территории Мурманской области и смежные с ней районы Финляндии. История исследования комплекса началась в 1927 году, когда В. И. Влодавец при маршрутных исследованиях северо-восточной части Кольского полуострова обнаружил коренные выходы щелочных сиенитов в 4 км к западу от озера Контозеро. Он привел первые данные о минеральном и химическом составе этих пород и высказал

предположение о их генетической связи с нефелиновыми сиенитами Хибинских и Ловозерских тундр (Влодавец, 1928).

Дальнейшими работами было установлено, что интрузии щелочных и нефелиновых сиенитов дугообразной полосой окаймляют кальдеру диаметром около 8 км, выполненную разнообразными осадочными, пирокластическими и эффузивными породами (Кириченко, 1962; Кириченко, 1970; Сапрыкина и др., 1978; Петровский и др., 2011). По данным А. А. Арзамасцева с коллегами (Арзамасцев и др., 1998; Арзамасцев, Петровский, 2012), кальдера прослеживается на глубину 5 км, имеет коническое ассиметричное строение, подводящий канал диаметром 1—2 км расположен в ее восточной части. Разрез кальдеры установлен по данным бурения: первые пять скважин глубиной от 64 до 334 метров были пройдены здесь в период 1964—1965 гг. (Попов, 1967; Кириченко, 1970), а с 1970 по 1977 гг. пройдено 180 картировочных, одна поисковая (№ 7) и одна опорная (№ 6) скважины (Сапрыкина и др., 1978).

По данным предыдущих исследователей (Кириченко, 1970; Бородин, Гладких, 1973; Пятенко, Сапрыкина, 1976; Сапрыкина и др., 1978; Пятенко, Сапрыкина, 1981; Пятенко, Осокин, 1988; Петровский и др., 2011), разрез кальдеры разделяется на три толщи:

1) верхняя, карбонатно-терригенная (или карбонатитовая<sup>1</sup>) толща, мощностью около 1000 м сложена карбонатитовыми лавами, их туфами, туффитами, туфобрекчиями, карбонатными песчаниками, алевролитами, известняками и доломитами;

2) средняя, вулканогенная (нефелинит-мелилититовая) толща, мощностью 700—900 м, представлена нефелиновыми базальтами, (нефелин)-мелилититовыми базальтами, мелилититами, меланефелинитами, нефелинитами, (эвдиалитовыми) фанолитами, а также туфами этих пород;

3) нижняя, терригенно-вулканогенная (авгититовая) толща, мощность которой составляет 600—750 м, состоит из покровов авгититов, лимбургитов, их туфов, туффитов, туфопесчаников, алевролитов и аргиллитов.

Переходы между перечисленными толщами постепенные. Согласно исследованиям А. А. Арзамасцева и его коллег (Арзамасцев и др., 1998; Арзамасцев, Петровский, 2012), образование вулканических пород в районе Контозера (а также Ловозерского, Хибинского массивов и Ивановского комплекса) произошло в Кольской щелочной провинции не менее чем за 20—30 млн лет до проявления щелочных интрузий.

Как видно из приведенного выше краткого перечисления состава трех толщ, вулканы Контозерского комплекса очень разнообразны, и, кроме того, связаны между собой переходными разновидностями. В монографии, посвященной геологии и петрологии комплекса, Л. А. Кириченко отметил, что «породы группы щелочных базальтоидов в Контозерском районе образуют непрерывный ряд от авгититов и лимбургитов, через мелилититовые базальты и мелилититы до мелилититовых нефелинитов» (Кириченко, 1970, стр. 37). Кроме вышеперечисленных вулканитов, в составе пород кальдеры были описаны или упомянуты меймечиты и мончикиты (Кухаренко и др., 1971), пикритовые порфириды (Кириченко, 1970), оливинные меланефелиниты и меланефелиниты (Петровский и др., 2011), а также переходные разновидности пород.

Геохимические, петрологические, минералогические, изотопные исследования Контозерского комплекса многочисленны и продолжаются по сей день (Martins et al., 2014; Fomina et al., 2020; Kozlov et al., 2020; Kozlov et al., 2024). В ранние периоды исследования комплекса скрытокристаллическая структура большинства вулканитов и широко проявленные в них вторичные изменения значительно усложняли диагностику минералов и пород. Современные методы исследования вещества позволяют получить подробную информацию о минеральном и химическом составе вулканитов,

<sup>1</sup> Названия толщ даны по (Сапрыкина и др., 1978).

химическом составе слагающих их минералов. Например, недавние детальные исследования (Арзамасцев и др., 1998; Арзамасцев, Петровский, 2012) показали, что мелилит в породах комплекса отсутствует, вместо него породообразующими являются нефелин и полевой шпат. В работах М. Н. Петровского с коллегами (Петровский, Савченко, 2014; Петровский, 2016; Петровский и др., 2011) впервые подробно охарактеризованы геология, минералогия и геохимия уникальных эвдиалитовых фонолитов вулканогенной толщи.

Исследование, результаты которого представлены в предлагаемой статье, посвящено изучению вулканических пород терригенно-вулканогенной толщи. Эта, самая нижняя в разрезе кальдеры, толща названа также «авгититовой» по преобладающему типу вулканитов. Кроме авгититов, здесь описаны покровы лимбургитов, пикритовых порфиритов (Кириченко, 1970; Сапрыкина и др., 1978) и меймечитов (Кухаренко и др., 1971). Вулканиты авгититовой толщи являются одними из наименее изученных пород Контозерского комплекса: коренные выходы этих пород редки, а глубокие скважины № 6 и № 7 авгититовой толщи не достигли (Сапрыкина и др., 1978). В пирокластических породах из вышележащих вулканогенной и карбонатно-терригенной толщ, конечно, встречаются обломки авгититов, но они подверглись сильному вторичным изменениям. В данной работе представлены результаты исследования практически неизмененных образцов, отобранных из коренных выходов вулканитов терригенно-вулканогенной толщи. Наименования вулканических пород терригенно-вулканогенной толщи приведены в соответствии с современными классификационными правилами (Igneous..., 2005), дана характеристика минерального состава пород, состава породообразующих и аксессуарных минералов, прослежена смена минеральных ассоциаций вулканитов. Авторами использованы имеющиеся литературные данные по химическому составу пород и собственные материалы, собранные на коренных обнажениях в период первых работ 2022 г.

### ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КОНТОЗЕРСКОГО КОМПЛЕКСА И ТЕРРИГЕННО-ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩИ

Вулкано-плутонический Контозерский комплекс (рис. 1) расположен среди архейских (гранат)-биотитовых гнейсов Кольско-Норвежского блока. Возраст терригенно-вулканогенной толщи определен по палинологическим (спорово-пыльцевой анализ) данным как нижнекаменноугольный (Кириченко, 1970), а возраст карбонатно-терригенной толщи — как среднекаменноугольный (Сапрыкина и др., 1978). Для пород Контозерского комплекса также выполнено большое количество определений возраста изотопными методами. Rb—Sr методом для трех вулканитов (карбонатита, пикрита и нефелинита) получен изохронный возраст  $461 \pm 39$  млн лет, а для четырех минералов из эксплозивных карбонатитов —  $380 \pm 8$  млн лет (Арзамасцев и др., 1998, 2002). Возраст флогопита из фоскоритов, брекчирующих оливин-флогопитовые пикриты, определен  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методом и составляет  $369 \pm 2$  млн лет (Балаганская и др., 2002). Изотопное  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  исследование биотита из нефелиновых сиенитов и клинопироксенитов комплекса показали возраст  $381.3 \pm 3.9$  и  $371 \pm 4$  млн лет для нефелиновых сиенитов и  $381.4 \pm 3.9$  млн лет для клинопироксенитов (Петровский и др., 2008; Петровский и др., 2011).

Геологическое строение комплекса и состав слагающих его пород подробно охарактеризованы в многочисленных работах (Попов, 1967; Кириченко, 1970; Кухаренко и др., 1971; Бородин, Гладких, 1973; Сапрыкина и др., 1978; Пятенко, Сапрыкина, 1981; Пятенко, Осокин, 1988; Арзамасцев и др., 1998; Петровский и др., 2011; Арзамасцев, Петровский, 2012). Согласно результатам этих исследований, основной объем комплекса занимают осадочные, пирокластические и эффузивные породы, заполняющие

округлую кальдеру, диаметром около 8 км (рис. 1, а). По данным А. С. Попова (1967) и Л. А. Кириченко (1970), залегание пород в кальдере брахисинклинальное, с крутым наклоном слоев (под углами 50—70°) у контактов с вмещающими гнейсами и с резким их выполаживанием (25—30°) уже в 500 метрах от контакта. В центральной части кальдеры залегание толщ почти горизонтальное, осложненное широкими пологими складками. Полный разрез заполняющих кальдеру пород разделяют на три толщи (рис. 1, б): верхнюю карбонатно-терригенную (карбонатитовую), среднюю вулканогенную (нефелинит-мелилититовую) и нижнюю терригенно-вулканогенную (или авгититовую).

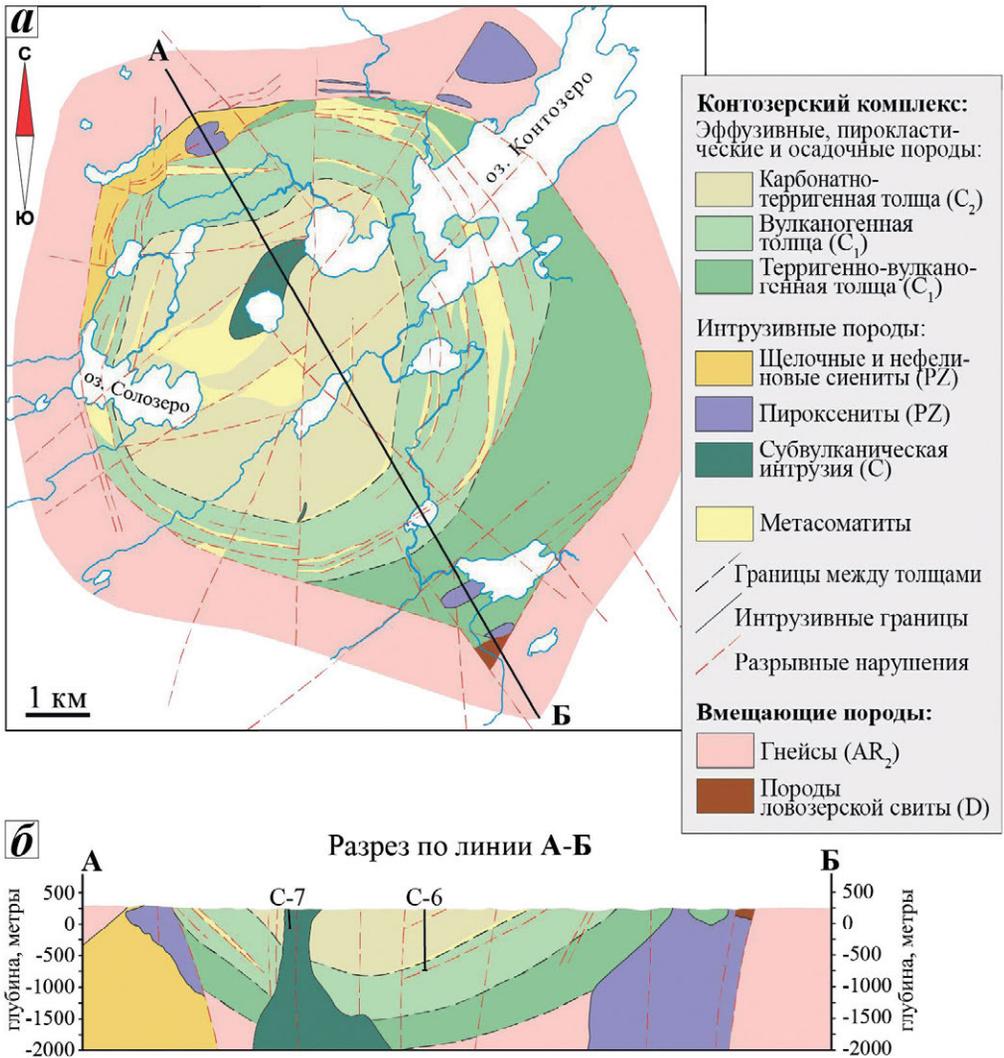


Рис. 1. Геологическая схема Контозерского вулканоплутонического комплекса по (Сапрыкина и др., 1978), с упрощениями.

а — геологическая схема; б — разрез по линии А-Б; на разрезе показано положение опорной скважины № 6 (С-6) и поисковой скважины № 7 (С-7), пробуренных Ловозерской ГРП в период с 1970 по 1977 г.

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

Карбонатно-терригенная толща слагает центральную часть кальдеры и распространена на площади 15.4 км<sup>2</sup> (рис. 1, *a*). Полный разрез этой толщи вскрыт скважиной № 6 (рис. 1, *б*), глубина которой составляет 938.2 метра. Нижняя граница карбонатно-терригенной толщи проводится по появлению в разрезе карбонатитовых лав и их туфов. Сверху вниз в разрезе толщи выделяют три пачки:

(1) пачка чередования карбонатных и силикатных пород (глубина 0.0—200.5 м): чередование вулканомиктово-карбонатных алевролитов, известняков, доломитов, мергелей с прослоями туфов щелочных базальтоидов и карбонатитовых лав;

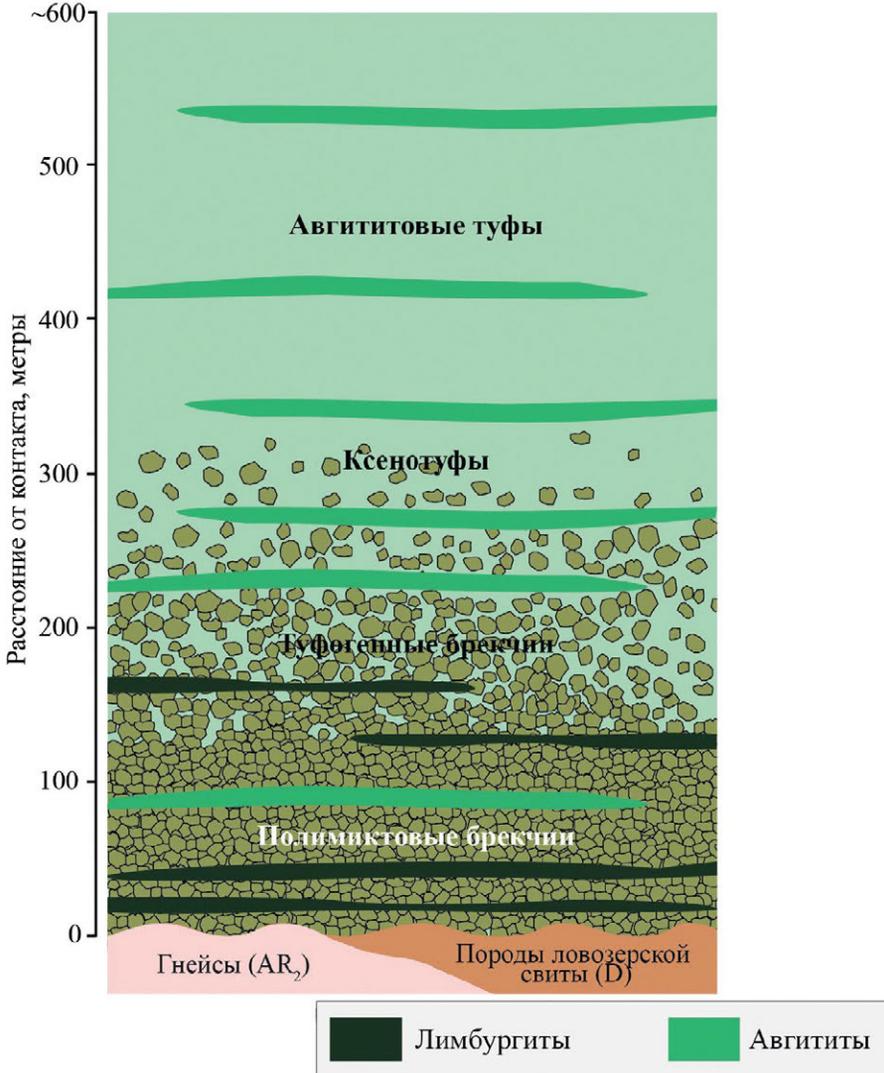
(2) пачка силикатных пород (200.5—399.2 м): чередование туфов и кластола щелочных базальтоидов с осадочными породами — алевролитами, песчаниками, мергелями;

(3) карбонатная пачка (399.2—793.2 м): чередование карбонатитовых лав, их туфов, карбонатных песчаников и алевролитов, известняков, доломитов, аргиллитов.

Вулканогенная толща прослеживается в виде кольца шириной 0.5—2 км (рис. 1, *a*). Породы этой толщи с постепенным переходом налегают на породы терригенно-вулканогенной толщи, условная граница проводится по исчезновению обломков авгититов в туфах и по появлению в разрезе покровов нефелинитов. Вулканогенная толща на пачки не разделяется, сложена нефелиновыми базальтами, (нефелино)-мелилитовыми базальтами, мелилититами, меланефелинитами, нефелинитами, фонолитами, а также туфами и туффитами. Среди туфов преобладают гравийные и лапиллиевые разновидности, реже встречаются псаммитовые и псефитовые туфы.

Образования терригенно-вулканогенной толщи протягиваются на 14 км дугообразной полосой в восточной и северной частях кальдеры (рис. 1, *a*). Они с размывом залегают на породах верхнего девона, принадлежащих ловозерской свите. По данным картировочного бурения (Сапрыкина и др., 1978), разрез терригенно-вулканогенной толщи следующий. Низ разреза сложен полимиктовыми глыбовыми и щебеночными брекчиями (мощностью 130—200 метров) с покровами лимбургитов и авгититов мощностью 2.5—7.4 метров. Вверх по разрезу полимиктовые брекчии постепенно переходят в туфогенные брекчии за счет увеличения содержания вулканогенного материала. Далее вверх по разрезу туфогенные брекчии постепенно сменяются глыбовыми агломератовыми ксенотуфами, содержащими обломки такого же состава, что и полимиктовые брекчии. Еще выше по разрезу ксенотуфы уступают место туфам авгититов, среди которых преобладают агломератовые и глыбовые разновидности. Среди ксенотуфов и туфов присутствуют покровы авгититов, лимбургиты здесь не отмечены. Схема строения терригенно-вулканогенной толщи, составленная по данным из работ Л. Г. Сапрыкиной с коллегами (Сапрыкина и др., 1978) и Л. А. Кириченко (Кириченко, 1970) показана на рис. 2.

Согласно литературным данным, разнообразие вулканических пород, участвующих в сложении терригенно-вулканогенной толщи, относительно невелико. Преобладающими породами являются авгититы, покровы которых распространены по всему разрезу толщи, а лимбургиты встречаются реже и только в нижней части разреза. В литературе (Кириченко, 1970; Сапрыкина и др., 1978) есть краткое петрографическое описание авгититов. Это массивные породы, черного или зеленовато-черного цвета порфировой структуры. Вкрапленники представлены авгитом, редко — оливином, их количество колеблется от 5 до 60 %. Основная масса состоит из микролитов пироксена, магнетита и вулканического стекла. Лимбургиты внешне и по составу основной массы от авгититов не отличаются, но вкрапленники в них представлены оливином. Относительно доли вкрапленников оливина в объеме породы литературные данные разнятся: от 10—15 % (по Кириченко, 1970) до 40—50 % по (Сапрыкина и др., 1978).



**Рис. 2.** Схема строения терригенно-вулканогенной толщи, составленная по данным из работ Л. Г. Сапрыкиной с коллегами (Сапрыкина и др., 1978) и Л. А. Кириченко (Кириченко, 1970).

**Fig. 2.** Scheme of the terrigenous-volcanogenic strata after (Saprykina et al., 1978) and (Kirichenko, 1970).

В монографии Л. А. Кириченко (Кириченко, 1970) в составе толщи описаны также пикритовые порфириты — они отличаются от лимбургитов большим содержанием вкрапленников оливина (23—35 % объема породы). Кроме того, в работе А. А. Кухаренко с соавторами (Кухаренко и др., 1971) в составе терригенно-вулканогенной толщи описаны меймечиты — породы порфировой структуры, содержащие 30—40 об. % вкрапленников оливина в основной массе, состоящей из микролитов авгита, титаномагнетита, в также вулканического стекла.

Интрузивные породы в Контозерском комплексе представлены пироксенитами (мелко- и крупнозернистыми), мельтейгитами, нефелиновыми и щелочными

сиенитами (рис. 1, а). Тела пироксенитов изометричной формы расположены по периферии кальдеры в северной и юго-восточной частях комплекса. Вдоль северо-западного обрамления кальдеры протягивается полоса нефелиновых и щелочных сиенитов, ширина которой варьирует от 400 до 700 метров. Исследования М. Н. Петровского с коллегами (Петровский и др., 2008; Петровский и др., 2011) выявили интрузивную дифференцированную серию щелочно-ультраосновных пород, представленную оливинитами, магнетит-титанитовыми и магнетит-титанит-перовскитовыми клинопироксенитами с прослоями апатит-магнетитовых пород, турьяитами, малиньитами с прослоями ийолитов, нефелиновыми сиенитами и пуласкитами. В центральной части кальдеры расположено штокообразное субвулканическое тело, сложенное сильно измененными пикритовыми порфиритами, карбонатитами, камафоритами, автобрекчиями карбонатитов, альбит-цеолит-анкеритовыми метасоматитами. Субвулканическое тело вскрыто поисковой скважиной № 7, глубина которой составляет 298.8 метров (Сапрыкина и др., 1978).

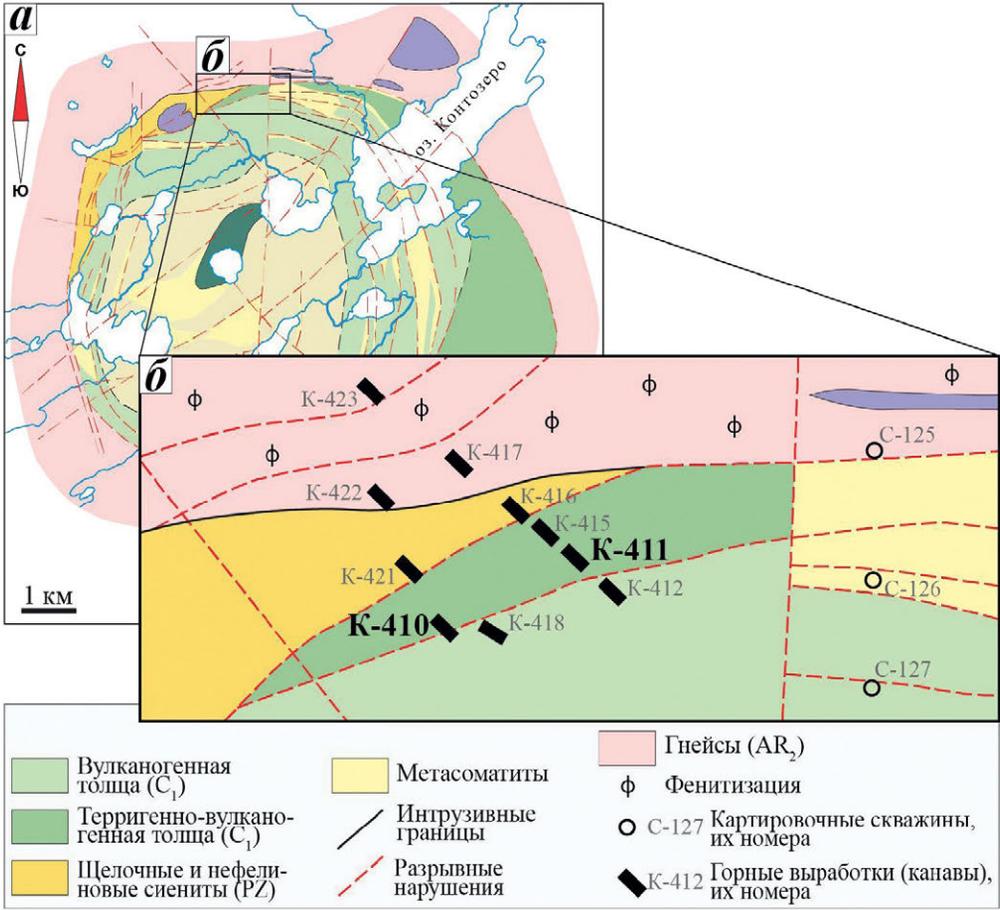
Породы Контозерского комплекса в значительной степени перекрыты корой выветривания. Площадная кора выветривания развита на карбонатных и вулканогенно-осадочных породах в виде чехла мощностью от 0.5 до 48 метров.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Каменный материал был отобран в ходе полевых работ в 2022 г. Поскольку Контозерский комплекс перекрыт корой выветривания и местность местами сильно заболочена, образцы было можно отобрать из старых горных выработок (канал), пройденных в 60—70-х годах прошлого века, положение которых было взято из отчета, составленного под руководством Л. Г. Сапрыкиной (Сапрыкина и др., 1978<sup>2</sup>). По данным этого отчета, в северной части кальдеры коренные выходы пород терригенно-вулканогенной толщи вскрыты канавами К-411 и К-410 (Сапрыкина и др., 1978, текст отчета и приложение 19 «Карта фактического материала района Контозера»). После расчистки этих каналов в период полевых работ 2022 г. авторами были обнаружены небольшие коренные выходы вулканитов терригенно-вулканогенной толщи и отобраны образцы для данного исследования. На рис. 3, а показано положение участка отбора образцов в пределах комплекса, а на рис. 3, б — детальная схема этого участка.

Химический состав пород определен методами «мокрой» химии в ГИ КНЦ РАН. Для  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{ZrO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{SrO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Li}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{F}$ ,  $\text{Cl}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{S}_{\text{общ}}$ ,  $\text{REE}_2\text{O}_3$  (Rare Earth Elements, La—Lu),  $\text{H}_2\text{O}^-$  пределы обнаружения составляют 0.01 мас.%; для  $\text{FeO}$  и  $\text{CO}_2$  — 0.1 мас.%. Для макроскопических исследований использован стереомикроскоп Motic (Motic, Китай), для микроскопических — оптический микроскоп Альтами Полар 3. Определение химического состава минералов, изучение их ассоциаций и взаимоотношений выполнено 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. Для форстерита, содержащего мелкие (менее 2 мкм) ламели магнетита (см. раздел «Минералы»), обобщенный химический анализ был получен сканированием участка поверхности размером  $100 \times 100$  мкм.

<sup>2</sup> 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—1977 г. / Мурманская ГРЭ Ловозерская ГРП; рук. Сапрыкина Л. Г.; исполн.: Пантелеймонов В. М., Подурушин В. Ф., Терешков В. Г. Апатиты, 1978.





**Рис. 3.** Положение и общий вид участка отбора материалов для исследования.

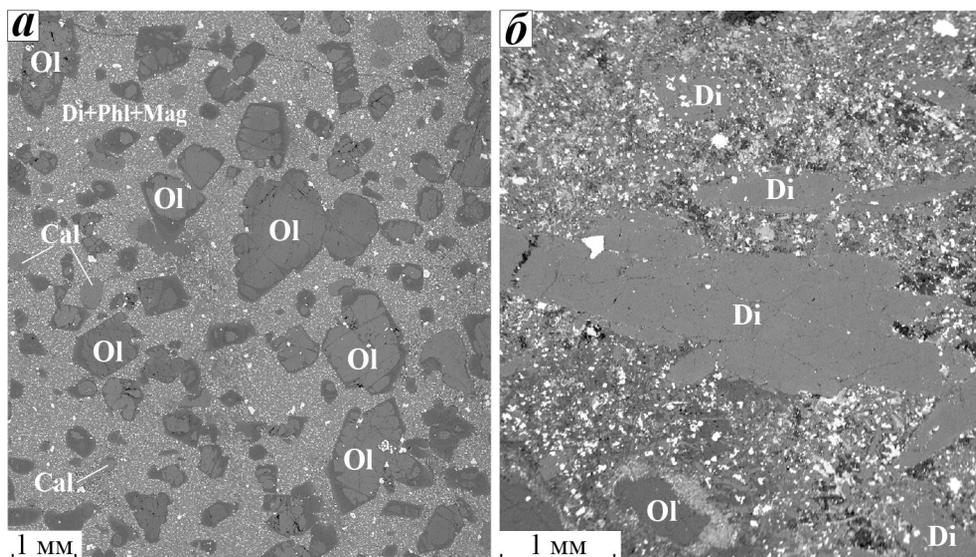
*a* — положение участка отбора образцов на геологической схеме Контозерского вулканоплутонического комплекса; схема по (Сапрыкина и др., 1978), с упрощениями. Условные обозначения соответствуют рис. 1; *b* — схема участка отбора образцов с расположением канав и картировочных скважин по (Сапрыкина и др., 1978). Образцы для исследования были отобраны из канав К-410 и К-411 (выделены жирным шрифтом); *в* — общий вид горной выработки (канавы) до расчистки.

**Fig. 3.** The location of the sampling area.

Температуры кристаллизации пород рассчитаны с использованием геотермометра (Putirka, 2008, уравнение 14). Этот геотермометр основан на оценках содержаний оксидов MgO, FeO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O и H<sub>2</sub>O в породе и применим для следующих диапазонов содержаний (мас. %), температур и давлений: SiO<sub>2</sub> 31.5—73.6, Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O 0—14.3, H<sub>2</sub>O 0—18.6, P 0.0001—14.4 ГПа, T 729—2000 °C. Нормативный состав пород рассчитан в программе PetroGram (Gündüz, Asan, 2021).

### ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ

**Петрографическая характеристика.** Все исследованные образцы представляют собой массивные черные или зеленовато-черные породы порфировой структуры, состоящие из тонкозернистой основной массы и вкрапленников. По составу вкрапленников породы разделяются на две группы: (1) вкрапленники представлены только оливином (рис. 4, *a*); (2) во вкрапленниках преобладает диопсид, оливин редок (рис. 4, *b*).



**Рис. 4.** Вулканические породы терригенно-вулканогенной толщи.

*a* — с вкрапленниками оливина (образец КТ-30/1); основная масса сложена микролитами диопсида, магнетита, флогопита, присутствует раскристаллизованное вулканическое стекло; *b* — с вкрапленниками диопсида (преобладают) и оливина (образец КТ-33/1); основная масса сложена диопсидом, магнетитом, перовскитом, нефелином. Cal — кальцит, Di — диопсид, Mag — магнетит, Ol — оливин, Phl — флогопит. Изображения в обратно-рассеянных электронах.

**Fig. 4.** Volcanic rocks of the terrigenous-volcanogenic strata.

В первой группе пород (образцы КТ-28/2, КТ-30/1, КТ-30/1—1) основная масса сложена микролитами диопсида, флогопита, магнетита, а также раскристаллизованным вулканическим стеклом. Акцессорными минералами являются ульвошпинель, хромит, титанит, ильменит и кальцит, вторичными — серпентин, хлорит, пентландит, гидробиотит. Акцессорный кальцит образует округлые глобулы — мелкие (до 2 мм в диаметре) округлые образования без какой-либо внутренней структуры. В составе глобул также присутствуют титанит и ильменит. Размер вкрапленников оливина достигает 3 мм в поперечнике, содержание вкрапленников, с учетом серпентинизированных и хлоритизированных участков зерен, составляет 25—40 % объема породы.

Во втором типе пород (образцы КТ-33/1, КТ-33/1А) основная масса сложена мелкими зернами диопсида, магнетита, флогопита, перовскита, андрадита-шорломита и титанита. Акцессорными минералами являются нефелин, кальцит и фторапатит, вторичными — мусковит. Перовскит, андрадит-шорломит и титанит, как правило, образуют зональные сегрегации (от центра к периферии) от центра к периферии которых минералы сменяют друг друга в последовательности: магнетит → перовскит → титанит → гранат. Размер вкрапленников диопсида достигает 3.8 мм в поперечнике, содержание вкрапленников составляет 20—35 % объема породы. Вкрапленники оливина единичны (образец КТ-33/1) или отсутствуют (образец КТ-33/1А).

**Химический состав и классификация пород.** Химический и нормативный составы изученных образцов пород представлены в табл. 1. Названия пород даны в соответствии с классификацией, рекомендованной подкомиссией по систематике магматических пород Международного союза геологических наук (Igneous rocks..., 2005). Исследованные вулканические породы названы на основе их химического состава с использованием диаграммы TAS и диаграммы для высокомагнезиальных пород. Классификация вулканических пород по химическому составу, согласно (Igneous rocks..., 2005; Le Bas, 2000), включает следующие шаги:

(I) нормирование химического состава на 100 % без учета содержаний летучих компонентов;

(II) расчет нормативного состава пород;

(III) проверку — относятся ли изученные породы к высокомагнезиальным; высокомагнезиальные породы разделяются в зависимости от содержания  $MgO$ ,  $SiO_2$ ,  $Na_2O + K_2O$  и  $TiO_2$  на следующие разновидности:

(1) если  $SiO_2 > 52\%$ ,  $MgO > 8\%$  и  $TiO_2 < 0.5\%$ , то порода относится к бониниту,

(2) если  $52\% > SiO_2 > 30\%$ ,  $MgO > 18\%$  и  $(Na_2O + K_2O) < 2\%$ , то порода является либо коматиитом (если  $TiO_2 < 1\%$ ), либо меймечитом (если  $TiO_2 > 1\%$ ),

(3) если  $52\% > SiO_2 > 30\%$ ,  $MgO > 12\%$  и  $(Na_2O + K_2O) < 3\%$ , то порода относится к пикриту;

(IV) проверку — относятся ли изученные породы к нефелинитам или меланефелинитам: порода является нефелинитом, если нормативного нефелина  $> 20\%$ , порода является меланефелинитом, если нормативного нефелина  $< 20\%$  и присутствует альбит, но его  $< 5\%$ .

Согласно классификации (Igneous rocks..., 2005), образцы КТ-28/2, КТ-30/1, КТ-30/1—1 относятся к высокомагнезиальным породам, а именно — меймечитам, поскольку содержат  $52\% > SiO_2 > 30\%$ ,  $MgO > 18\%$ ,  $(Na_2O + K_2O) < 2\%$ ,  $TiO_2 > 1\%$ . Фигуративные точки, отвечающие этим образцам, показаны на диаграмме TAS (рис. 5, а), а также на диаграмме для высокомагнезиальных пород (рис. 5, б). Образцы пород КТ-33/1, КТ-33/1А не относятся к высокомагнезиальным и не являются нефелинитами или меланефелинитами. Эти породы классифицированы на основе диаграммы TAS: точки, отвечающие их составам, находятся в поле фойдитов. Дополнительно

Таблица 1. Химический (мас. %) и нормативный составы исследованных пород  
 Table 1. Chemical (wt %) and normative compositions of the studied rocks

Анализ	1		2		3		4		5	
	КТ-28/2		КТ-30/1		КТ-30/1-1		КТ-33/1		КТ-33/1А	
Образец	Оливин		Оливин		Оливин		Диопсид (оливин редок)		Диопсид	
Минералы вкрапленников	Меймечит		Меймечит		Меймечит		Фойдит		Фойдит	
Название породы в соответствии с международной классификацией (Igneous rocks..., 2005)	Меймечит		Меймечит		Меймечит		Фойдит		Фойдит	
SiO <sub>2</sub>	36.38	38.59	36.97	39.69	39.73					
TiO <sub>2</sub>	3.82	3.64	3.88	4.31	4.26					
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.77	2.85	2.88	6.39	6.35					
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.24	8.17	7.49	9.46	9.49					
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.18	0.10	0.18	0.06	н. у. о.					
MgO	22.31	19.94	23.19	11.18	11.07					
FeO	6.95	7.15	7.54	5.83	5.86					
MnO	0.20	0.22	0.20	0.24	0.21					
CaO	11.33	11.60	11.17	16.75	17.44					
SrO	0.21	0.09	0.18	0.30	0.20					
Na <sub>2</sub> O	0.25	0.20	0.24	1.78	1.70					
K <sub>2</sub> O	0.33	0.44	0.36	1.27	1.31					
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.29	0.34	0.27	0.45	0.49					
REE <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.05	0.01	0.04	0.08	0.10					
CO <sub>2</sub>	1.10	1.42	0.73	0.58	0.18					
S <sub>общ</sub>	0.06	0.12	0.06	0.25	0.17					
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.43	0.51	0.35	0.16	0.16					
F	0.08	0.10	0.06	0.19	0.21					
п. п. п.	5.07	4.76	4.21	0.74	0.80					
Сумма	100.05	100.25	100.00	99.71	99.73					

Таблица 1. Окончание

Анализ	1	2	3	4	5
Образец	КТ-28/2	КТ-30/1	КТ-30/1—1	КТ-33/1	КТ-33/1А
Минералы вкрапленников	Оливин	Оливин	Оливин	Диопсид (оливин редок)	Диопсид
Название породы в соответствии с международной классификацией (Igneous rocks..., 2005)	Меймечит	Меймечит	Меймечит	Фойдит	Фойдит
	Нормативный состав				
Анортит	5.78	5.91	5.97	5.75	5.87
Нефелин	1.24	0.96	1.15	8.30	7.88
Лейцит	1.62	2.18	1.76	5.98	6.12
Диопсид	26.92	40.78	26.20	39.52	38.60
Оливин	46.02	37.28	46.93	18.62	18.74
Ларнит	5.81	0.67	5.53	8.59	9.72
Ильменит	7.69	7.31	7.71	8.30	8.17
Магнетит	3.84	3.89	3.76	3.67	3.67
Апатит	0.72	0.83	0.65	1.07	1.14
Хромит	0.28	0.16	0.28	0.09	—
Сумма	99.92	99.97	99.94	99.89	99.91
	Расчет температур кристаллизации (°С)				
	1566	1503	1594	1326	1328

Примечание. п. п. л. — потери при прокаливании; н. у. о. — содержание ниже уровня определения.

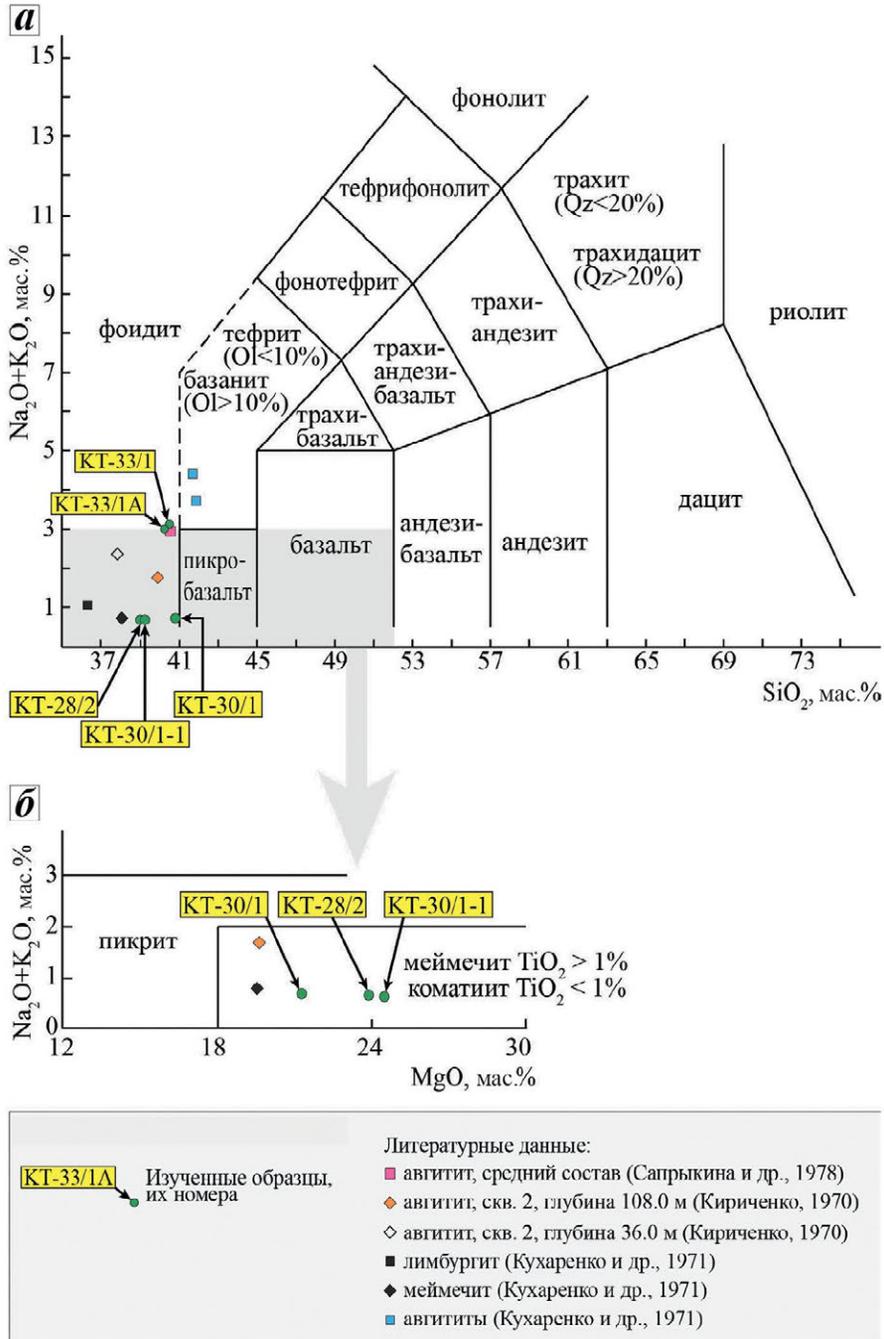


Рис. 5. Классификационные диаграммы для вулканических пород по (Igneous rocks..., 2005) с точками, соответствующими исследованным образцам и литературным данным.

а — диаграмма сумма щелочей — кремнезем (TAS); б — классификационная диаграмма ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ )— $\text{MgO}$  для высокомагнезиальных вулканических пород.

Fig. 5. Classification diagrams for volcanic rocks (Igneous rocks..., 2005).

на диаграмму TAS и, в случае если порода относится к высокомагнезиальным, на диаграмму  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{—MgO}$  (рис. 5, б) нанесены точки, отвечающие составам авгититов, лимбургита и меймечита терригенно-вулканогенной толщи, взятым из литературных источников (Кириченко, 1970; Кухаренко и др., 1971; Сапрыкина и др., 1978).

Важно отметить, что существуют определенные различия между отечественными и международными классификациями магматических пород. Отечественный вариант TAS диаграммы (Петрографический кодекс..., 2009) имеет ряд отличий от версии, принятой в международном научном сообществе (Igneous rocks..., 2005): схема включает большее количество полей и, соответственно, разновидностей пород. В данной работе породы названы в соответствии с международной классификацией (Igneous rocks..., 2005).

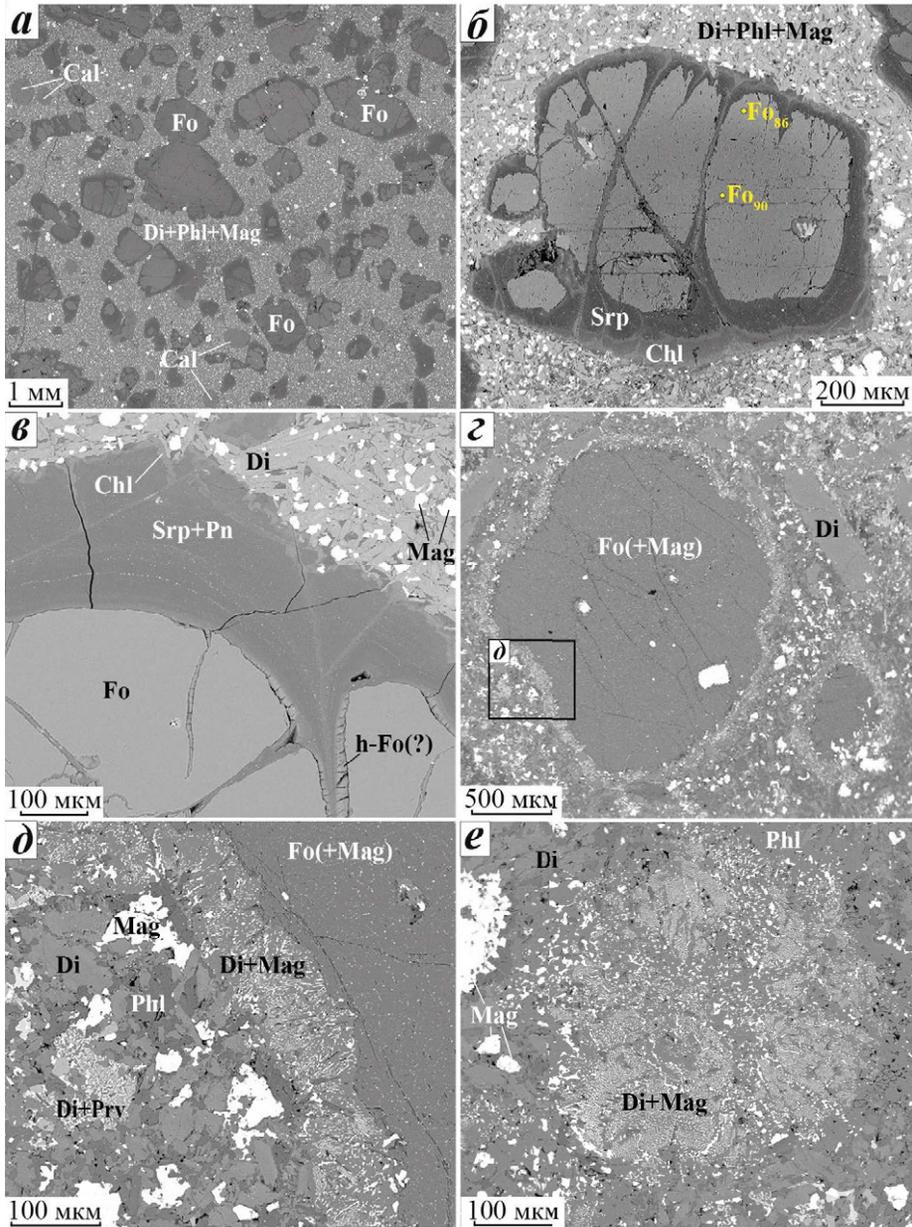
В химическом составе изученных фойдитов и меймечитов (табл. 1) можно отметить следующие отличия. Породы характеризуются низким содержанием  $\text{SiO}_2$ , которое несколько возрастает от меймечитов к фойдитам. Также от меймечитов к фойдитам растут содержания  $\text{CaO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и суммарное содержание щелочей, а количества  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$  и  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  уменьшаются. В табл. 1 представлены также результаты расчетов температур образования изученных пород по геотермометру, предложенному в работе (Putirka, 2008). Формула расчета:  $T, ^\circ\text{C} = 754 + 190.6 \text{Mg}\# + 25.52 \text{MgO}^{liq} + 9.585 \text{FeO}^{liq} + 14.87 (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})^{liq} - 9.176 \text{H}_2\text{O}^{liq}$ , где  $\text{Mg}\# = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ ,  $\text{MgO}^{liq}$ ,  $\text{FeO}^{liq}$ ,  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})^{liq}$ ,  $\text{H}_2\text{O}^{liq}$  — содержания перечисленных компонентов в мас. %.

## МИНЕРАЛЫ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

**Оливин (форстерит)** в исследованных образцах представлен исключительно вкрапленниками, в основной массе пород он не обнаружен. В меймечитах оливин образует идиоморфные вкрапленники размером от 0.2 до 3 мм в поперечнике (рис. 6, а), интенсивно серпентинизированные и хлоритизированные по периферии и по трещинам. При этом кайма вторичных минералов, окружающих оливин, как правило, зональна: внутренняя ее часть сложена серпентином, а внешняя — хлоритом (рис. 6, б, в). По химическому составу оливин меймечитов соответствует форстериту с содержанием фаялитового минала от 8 до 16 мол. % (табл. 2). Встречаются как однородные по составу зерна форстерита, так и с четко выраженной зональностью (рис. 6, б; табл. 2, ан. 3 и 4): с более магнезиальным ( $\text{Fo}_{90-92}\text{Fa}_{8-10}$ ) ядром и краевой зоной, обогащенной железом ( $\text{Fo}_{84-86}\text{Fa}_{14-16}$ ). В таких зональных вкрапленниках, кроме того, края обогащены кальцием [до 0.032 атомов на формулу (а. ф.)], а центральные части — никелем (до 0.009 а. ф.). Состав однородных зерен значительно варьирует. Так, два соседних, расположенных менее чем в миллиметре друг от друга, вкрапленника могут иметь существенно разный состав (табл. 2, ан/ 1 и 2).

В фойдитах вкрапленники оливина (размером до 3.5 мм в поперечнике) неидиоморфны, имеют округлую или изометричную форму и окружены симплектитовыми сростаниями диопсида и магнетита (рис. 6, з, д). Некоторые зерна оливина такими сростаниями замещены нацело (рис. 6, е). Оливин из фойдитов незонален, всегда содержит мельчайшие ( $\leq 2$  мкм в поперечнике) ламели магнетита (рис. 6, з, д). Благодаря тому, что ламели магнетита очень мелкие и равномерно распределены в объеме вкрапленника, были получены обобщенные (усредненные) химические анализы форстерита, отражающие его первоначальный состав. Обобщенные составы разных вкрапленников фактически одинаковы и отвечают форстериту  $\text{Fo}_{85}\text{Fa}_{15}$ . В табл. 2 (ан. 8) представлен один из таких составов.

По составам вкрапленников форстерита (табл. 2) и пород, в которых эти вкрапленники находятся (табл. 1), были рассчитаны коэффициенты распределения оливин-расплав  $K_D(\text{Fe-Mg})^{fo-liq}$  (Roeder, Emslie, 1970; Putirka, 2008). Значения  $K_D(\text{Fe-Mg})^{fo-liq}$



**Рис. 6.** Морфология и взаимоотношения минералов в вулканических породах терригенно-вулканогенной толщи Контозерского комплекса.

Меймечиты. *a* — вкрапления форстерита (Fo) и кальцитовые (Cal) глобулы в мелкозернистой массе, состоящей из диопсида (Di), флогопита (Phl) и магнетита (Mag); *б* — зональное зерно форстерита, замещаемое серпентином (Srp) и хлоритом (Chl). Fo<sub>90</sub> и Fo<sub>86</sub> — содержания форстеритового минала (90 и 86 мол.%, соответственно); *в* — продукты замещения форстерита: серпентин, пентландит (Pn), хлорит; h-Fo(?) — гидратированный форстерит. Фоидиты: *г* — вкрапление форстерита, окруженный диопсид-магнетитовыми симплектитовыми срастаниями; *д* — детальное изображение рис. 6, *г*; *е* — агрегат диопсида и магнетита, полностью заместивший вкрапление форстерита; Изображения в обратно-рассеянных электронах. Prv — перовскит. *a, б* — образец КТ-30/1; *в* — образец КТ-28/2; *г-е* — образец КТ-33/1.

**Fig. 6.** Morphology and relationships of minerals in volcanic rocks of the Kontozero complex.

Таблица 2. Химический состав (мас. %) форстерита из пород Контозерского комплекса  
 Table 2. Chemical composition (wt %) of forsterite from rocks of the Kontozero complex

Анализ	1	2	3	4	5	6	7	8
Образец	КТ-30/1	КТ-30/1	КТ-30/1	КТ-30/1	КТ-28/2	КТ-30/1—1	КТ-30/1—1	КТ-33/1
Порода	Меймечиты							
Позиция	Соседние зерна		Центр зерна Рис. 6, б	Край зерна Рис. 6, б	Центр зерна		Край зерна	Обобщенный состав
	41.42	40.14	40.98	40.02	39.77	41.07	39.86	
SiO <sub>2</sub>	0.08	н. у. о.	0.06	н. у. о.	н. у. о.	н. у. о.	н. у. о.	н. у. о.
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.82	14.83	9.08	13.16	14.28	7.64	14.68	14.00
FeO	0.13	0.31	0.11	0.24	0.32	н. у. о.	0.30	0.29
MnO	49.48	44.04	48.56	44.62	43.95	49.66	43.23	44.72
MgO	0.32	0.94	0.20	1.11	0.96	0.25	1.17	0.29
CaO	0.42	0.23	0.42	0.28	0.32	0.44	0.32	0.19
NiO	99.67	100.49	99.41	99.43	99.60	99.06	99.56	99.59
Сумма	Коэффициенты в формуле (O=4)							
Si	1.010	1.005	1.008	1.006	1.003	1.007	1.008	1.011
Cr	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe <sup>2+</sup>	0.159	0.310	0.187	0.277	0.301	0.157	0.310	0.292
Mn	0.003	0.007	0.002	0.005	0.007	0.000	0.006	0.006
Mg	1.799	1.644	1.780	1.672	1.653	1.815	1.629	1.665
Ca	0.008	0.025	0.005	0.030	0.026	0.007	0.032	0.010
Ni	0.008	0.005	0.008	0.006	0.006	0.009	0.007	0.004
Сумма	2.980	2.990	2.980	2.990	2.990	2.980	2.990	2.980
Fo	92	84	90	86	84	92	84	85
Fa	8	16	10	14	16	8	16	15
Коэффициенты распределения оливин-расплав $K_D(Fe-Mg)^{ol-liq}$								
Состав породы, взятый для расчета	Табл. 1, Анализ 2	Табл. 1, Анализ 2	Табл. 1, Анализ 2	Табл. 1, Анализ 2	Табл. 1, Анализ 1	Табл. 1, Анализ 3	Табл. 1, Анализ 3	Табл. 1, Анализ 4
	0.22	0.46	0.26	0.41	0.50	0.25	0.55	0.24
$K_D$								

варьируют от 0.22—0.26 для оливина с составом  $\text{Fo}_{90-92}\text{Fa}_{8-10}$  до 0.41—0.55 для оливина состава  $\text{Fo}_{84-86}\text{Fa}_{14-16}$  (табл. 2).

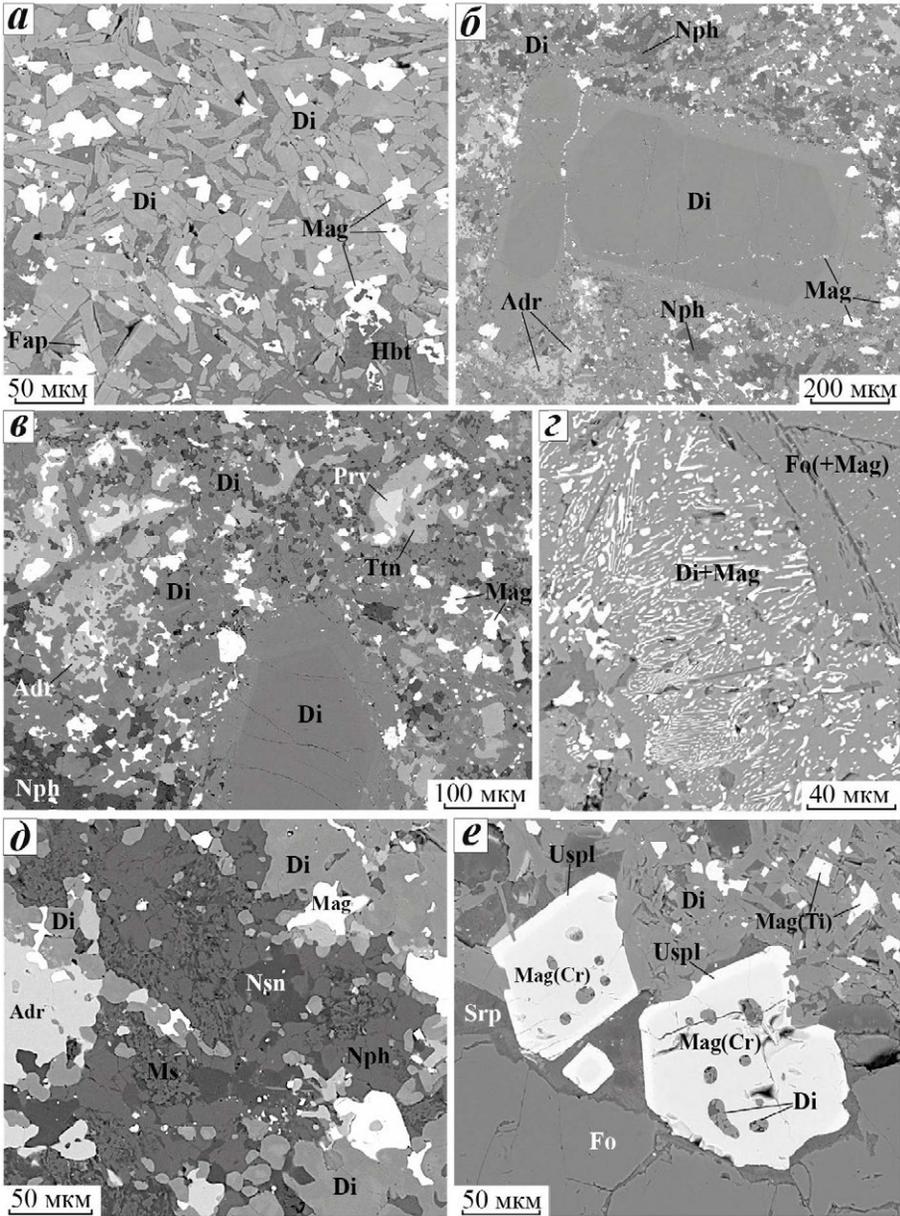
**Диопсид** в меймечитах встречен только как главный минерал основной массы (рис. 6, *a—в*; рис. 7, *a*); в фойдитах он присутствует и в основной мелкозернистой массе, и в виде крупных идиоморфных вкрапленников (рис. 6, *г*; рис. 7, *б, в*), и в составе симплектитовых сростаний с магнетитом (рис. 6, *д, е*; рис. 7, *з*). В мелкозернистой массе меймечитов диопсид обычно образует идиоморфные зерна размером не более 50 мкм в поперечнике (рис. 7, *a*). В основной мелкозернистой массе фойдитов диопсид представлен удлиненными зернами до 40 мкм в поперечнике. Размеры вкрапленников диопсида в фойдитах варьируют широко — от 0.1 до 3.5 мм в поперечнике.

Химические анализы диопсида из изученных образцов представлены в табл. 3, а на рис. 8, *a* показано положение этих составов на классификационной диаграмме  $\text{Wo—En—Fs}$  (Morimoto, 1989). По химическому составу отчетливо выделяется диопсид из симплектитовых сростаний: он практически не содержит примесей и близок к идеальной формуле  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ . В то же время для диопсида из мелкозернистой массы меймечитов и фойдитов и из вкрапленников в фойдитах характерны примеси Ti (до 0.215 а. ф.), Al (до 0.319 а. ф.) и Cr (до 0.009 а. ф.). Важно отметить, что вкрапленники диопсида в фойдитах всегда зональны по составу (рис. 7, *б, в*): их краевые зоны обогащены Ti, Al и Fe. В химическом составе диопсида наблюдаются отрицательные корреляции между Si и Ti, Si и Al и положительная — между Si и Mg (рис. 8, *б*).

**Нефелин** был обнаружен только в фойдитах, его содержание в этих породах составляет 8—10% от общего объема. Нефелин образует зерна округлой, полигональной, или, реже, неправильной формы размером до 30 мкм в поперечнике, равномерно распределенные в основной массе породы или формирующие небольшие скопления (рис. 7, *б, в, д*). Нефелин повсеместно замещается агрегатом мельчайших пластинок мусковита (рис. 7, *д*). В химическом составе нефелина установлены следующие вариации содержаний элементов ( $n = 3$ , мас. %):  $\text{SiO}_2$  41.02—41.17 (Si 4.015—4.023 а. ф.),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  33.77—34.25 (Al 3.903—3.937 а. ф.),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  0.66—1.00 ( $\text{Fe}^{3+}$  0.048—0.074 а. ф.), CaO 0.77—1.17 (Ca 0.081—0.122 а. ф.),  $\text{Na}_2\text{O}$  14.47—14.83 (Na 2.736—2.820 а. ф.),  $\text{K}_2\text{O}$  7.06—7.13 (K 0.878—0.892 а. ф.).

**Нозеан**,  $\text{Na}_8(\text{Si}_6\text{Al}_6)\text{O}_{24}(\text{SO}_4)\cdot\text{H}_2\text{O}$ , другой представитель фельдшпатоидов, обнаружен, как и нефелин, только в фойдитах. Нозеан образует единичные мелкие (до 40 мкм в поперечнике) округлые зерна, встречающиеся в скоплениях зерен нефелина (рис. 7, *д*). В химическом составе нозеана установлены следующие вариации содержаний элементов ( $n = 3$ , мас. %):  $\text{SiO}_2$  34.50—35.03 (Si 6.020—6.046 а. ф.),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  28.67—29.42 (Al 5.921—5.958 а. ф.),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  0.17—0.25 ( $\text{Fe}^{3+}$  0.033—0.022 а. ф.), CaO 0.70—1.14 (Ca 0.131—0.210 а. ф.),  $\text{Na}_2\text{O}$  17.45—19.27 (Na 5.814—6.547 а. ф.),  $\text{K}_2\text{O}$  1.03—1.61 (K 0.230—0.353 а. ф.),  $\text{SO}_3$  7.38—7.44 (S 0.971—0.959 а. ф.).

Составы **минералов надгруппы шпинели** в исследованных породах отвечают магнетиту (наиболее широко распространен), а также ульвошпинели и хромиту. Почти беспримесный магнетит, состав которого близок к идеальной формуле, образует в фойдитах мелкие ламели внутри вкрапленников форстерита (рис. 6, *д*; рис. 7, *з*) и симплектитовые сростания с диопсидом, окружающие эти вкрапленники (рис. 6, *з, д*; рис. 7, *з*). Обогащенный хромом магнетит и хромит встречены в меймечитах в виде мелких (до 20 мкм в поперечнике) включений внутри вкрапленников форстерита и в центральных частях наиболее крупных зерен в основной массе этих пород (рис. 7, *е*). Магнетит, обогащенный титаном, и ульвошпинель слагают внешние зоны таких крупных зерен (рис. 7, *е*) и, кроме того, образуют мелкие кристаллы в основной массе (рис. 7, *е*). В химическом составе магнетита установлены следующие вариации содержаний элементов ( $n = 25$ , мас. %):  $\text{SiO}_2$  0.00—2.39 (Si 0.004—0.093 а. ф.),  $\text{TiO}_2$  1.40—15.18 (Ti 0.042—0.408 а. ф.),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  0.29—5.05 (Al 0.013—0.210 а. ф.),  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  0.00—25.84 (Cr 0.000—0.728 а. ф.),  $\text{V}_2\text{O}_3$  0.00—0.35



**Рис. 7.** Морфология и взаимоотношения минералов в вулканических породах терригенно-вулканогенной толщи Контозерского комплекса.

*a* — кристаллы диопсида (Di) в основной мелкозернистой массе меймечита; *б* — зональные включения диопсида в фойдите; *в* — фрагмент крупного включения диопсида и мелкие кристаллы диопсида в основной массе фойдита; *г* — фрагмент симплектикового сращения диопсида и магнетита (Mag), окружающего включение форстерита (Fo) в магните; *д* — нефелин (Nph), частично замещенный мусковитом (Ms) и нозеан (Nsn) в фойдите; *е* — минералы надгруппы шпинели в меймечите; центральные части крупных зерен сложены магнетитом, обогащенным хромом Mag(Cr), края этих зерен — ульвошпинель (Uspl), мелкие зерна в породе — магнетит, обогащенный титаном Mag(Ti). Изображения в обратно-рассеянных электронах. Adr — андрадит, Fap — фторапатит, Hbt — гидробиотит, Mag — магнетит, Srp — серпентин, Ttn — титанит. *a* — образец КТ-28/2; *б, в, д* — образец КТ-33/1А; *г* — образец КТ-33/1; *е* — образец КТ-30/1.

**Fig. 7.** Morphology and relationships of minerals in volcanic rocks of the Kontozero complex.

Таблица 3. Химический состав (мас. %) диопсида из пород Контозерского комплекса  
 Table 3. Chemical composition (wt %) of diopside from rocks of the Kontozero complex

Анализ	1		2		3		4		5		6	
	КТ-28/2	Меймичиг	КТ-33/1	Фойдит	КТ-33/1А	Фойдит	КТ-33/1А	Фойдит	КТ-33/1А	Фойдит	КТ-33/1	Фойдит
Порода	Диопсид в мелкозернистой массе											
Позиция	Диопсид в симплектовом срастании											
SiO <sub>2</sub>	49.58		43.00		45.04		50.93		48.05		54.49	
TiO <sub>2</sub>	2.38		4.70		4.06		1.26		2.37		0.27	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.79		7.08		5.80		2.25		4.20		н. у. о.	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	н. у. о.		н. у. о.		н. у. о.		0.24		н. у. о.		н. у. о.	
FeO	5.81		8.95		8.22		5.50		7.16		2.55	
MnO	0.10		0.12		0.10		н. у. о.		н. у. о.		0.13	
MgO	14.64		10.98		12.21		14.97		13.34		16.92	
CaO	23.89		23.20		23.75		23.77		23.99		24.95	
Na <sub>2</sub> O	0.24		0.51		0.32		0.14		0.23		0.05	
Сумма	99.43		98.54		99.50		99.06		99.34		99.36	
Si	1.845		1.643		1.697		1.897		1.800		2.000	
Al	0.122		0.319		0.258		0.099		0.185		—	
Fe <sup>3+</sup>	0.033		0.038		0.045		0.004		0.015		—	
ΣT	2.000		2.000		2.000		2.000		2.000		2.000	
Mg	0.812		0.625		0.686		0.831		0.745		0.926	
Fe <sup>2+</sup>	0.082		0.115		0.103		0.091		0.105		0.067	
Fe <sup>3+</sup>	0.039		0.125		0.096		0.035		0.084		—	
Ti	0.067		0.135		0.115		0.035		0.067		0.007	
Cr	—		—		—		0.007		—		—	
ΣM1	1.000		1.000		1.000		1.000		1.000		1.000	
Ca <sup>2+</sup>	0.953		0.950		0.959		0.949		0.963		0.981	
Fe <sup>2+</sup>	0.027		0.008		0.015		0.041		0.021		0.011	
Na <sup>+</sup>	0.017		0.038		0.023		0.010		0.017		0.004	
Mn <sup>2+</sup>	0.003		0.004		0.003		—		—		0.004	
ΣM2	1.000		1.000		1.000		1.000		1.000		1.000	
					Коэффициенты в формуле (M2+M1+T=4)							

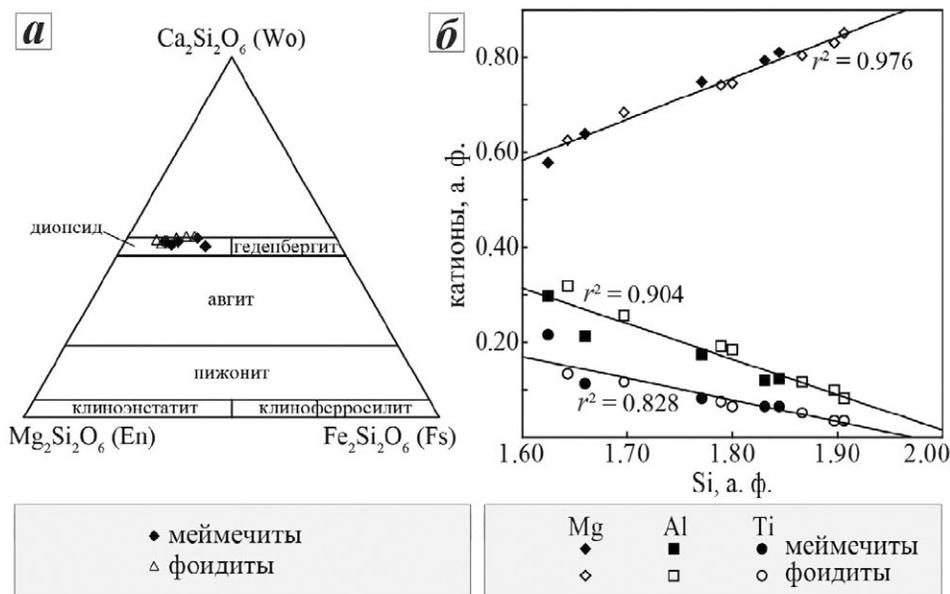
(0.000—0.011 а. ф.),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  52.89—85.28 ( $\text{Fe}^{3+}$  0.797—1.828 а. ф.),  $\text{FeO}$  24.54—40.53 ( $\text{Fe}^{2+}$  0.704—1.235 а. ф.),  $\text{MnO}$  0.00—1.51 ( $\text{Mn}$  0.000—0.047 а. ф.),  $\text{MgO}$  0.00—9.72 ( $\text{Mg}$  0.000—0.497 а. ф.),  $\text{CaO}$  0.00—0.66 ( $\text{Ca}$  0.000—0.027 а. ф.),  $\text{NiO}$  0.00—0.42 ( $\text{Ni}$  0.000—0.012 а. ф.). Химические составы минералов надгруппы шпинели, слагающих зональные зерна (рис. 7, е), и хромита, образующего включение в форстерите из меймечита, представлены в табл. 4.

**Таблица 4.** Химический состав (мас. %) минералов из пород Контозерского комплекса

**Table 4.** Chemical composition (wt %) of minerals from rocks of the Kontozero complex

Анализ	1	2	3	4	5	6
Образец	КТ-30/1			КТ-30/1	КТ-33/1	КТ-33/1А
Порода	Меймечит			Меймечит	Фонидит	Фонидит
Минерал	магнетит		ульвошпинель	хромит	шорломит	андрадит
Позиция	Mag(Ti) (рис. 7, е)	Mag(Cr) (рис. 7, е)	Uspl (рис. 7, е)			
$\text{TiO}_2$	15.18	7.03	19.74	6.18	13.58	10.71
$\text{SiO}_2$	н. у. о.	н. у. о.	н. у. о.	н. у. о.	28.39	30.50
$\text{ZrO}_2$	н. у. о.	н. у. о.	н. у. о.	н. у. о.	0.45	н. у. о.
$\text{Al}_2\text{O}_3$	3.98	5.05	2.74	5.34	1.70	1.98
$\text{Cr}_2\text{O}_3$	5.15	22.63	2.56	29.44	н. у. о.	н. у. о.
$\text{V}_2\text{O}_3$	0.26	н. у. о.	0.45	н. у. о.	0.35	0.23
$\text{FeO}$	67.54	56.18	67.56	46.76	20.18	21.23
$\text{MnO}$	1.24	0.46	1.92	н. у. о.	0.32	0.40
$\text{MgO}$	3.75	8.10	1.37	10.88	1.05	0.95
$\text{CaO}$	0.17	0.05	0.10	н. у. о.	32.06	32.09
$\text{NiO}$	0.25	0.22	0.30	0.36	н. у. о.	н. у. о.
Сумма	97.52	99.92	96.74	98.96	98.08	98.09
	Коэффициенты в формуле ( $R = 3$ )			Коэффициенты в формуле ( $R = 8$ )		
Ti	0.408	0.179	0.550	0.155	0.868	0.679
Si	—	—	—	—	2.412	2.569
Zr	—	—	—	—	0.019	—
Al	0.168	0.201	0.120	0.210	0.170	0.197
Cr	0.146	0.604	0.075	0.777	—	—
V	0.007	—	0.013	—	0.024	0.016
$\text{Fe}^{3+}$	0.863	0.837	0.692	0.702	1.210	1.292
$\text{Fe}^{2+}$	1.157	0.750	1.401	0.604	0.224	0.204
Mn	0.038	0.013	0.060	—	0.023	0.029
Mg	0.200	0.408	0.076	0.542	0.133	0.119
Ca	0.007	0.002	0.004	—	2.918	2.897
Ni	0.007	0.006	0.009	0.010	—	—
Сумма	3.000	3.000	3.000	3.000	8.000	8.000

Примечание.  $R$  — число катионов



**Рис. 8.** Составы диопсида и минералов надгруппы шпинели из вулканических пород терригенно-вулканогенной толщи Контозерского комплекса.

*a* — положение точек, отвечающих составам диопсида на классификационной диаграмме (Morimoto, 1989); *б* — соотношения компонентов в составах диопсида. Составы диопсида из симплектитовых сростаний диопсид+магнетит (например, рис. 7, *з*) не показаны.

**Fig. 8.** Compositions of diopside and spinel supergroup minerals from volcanic rocks of the terrigenous-volcanogenic strata of the Kontozero complex.

**Минералы надгруппы граната** являются характерными минералами фойдитов, здесь их содержание достигает 10 об.%. Гранаты образуют мелкие (до 50 мкм в поперечнике) кристаллы в тесной ассоциации с титанитом, перовскитом и магнетитом (рис. 9, *а*). Химические составы минералов надгруппы граната представлены в табл. 4. Согласно номенклатуре (Grew et al., 2013), составы изученных минералов близки к границе между андрадитом и шорломитом. Один из них (табл. 4, ан. 5) отвечает шорломиту:  $(Ca_{2.92}Fe^{2+}_{0.06}Mn_{0.02})_{\Sigma 3.00}(Ti_{0.87}Fe^{3+}_{0.79}Fe^{2+}_{0.17}Mg_{0.13}V_{0.02}Zr_{0.02})_{\Sigma 2.00}(Si_{2.41}Fe^{3+}_{0.42}Al_{0.17})_{\Sigma 3.00}$ , а другой (табл. 4, ан. 6) соответствует андрадиту:  $(Ca_{2.90}Fe^{2+}_{0.07}Mn_{0.03})_{\Sigma 3.00}(Fe^{3+}_{1.06}Ti_{0.68}Fe^{2+}_{0.13}Mg_{0.12}V_{0.01})_{\Sigma 2.00}(Si_{2.57}Fe^{3+}_{0.23}Al_{0.20})_{\Sigma 3.00}$ .

**Перовскит** в меймечитах редок и образует ксеноморфные зерна размером до 30 мкм в поперечнике в мелкозернистой массе породы, а в фойдитах содержание перовскита достигает 5% объема породы. Здесь он находится или в виде симплектитовых сростаний с диопсидом (рис. 9, *б*) или входит в состав агрегатов зонального строения (от центра к периферии): Ti-магнетит → перовскит → титанит → андрадит-шорломит или перовскит → титанит → андрадит-шорломит (рис. 9, *а*). В химическом составе перовскита установлены следующие вариации содержаний элементов ( $n = 5$ , мас.%): Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0.38—0.57 (Nb 0.004—0.006 а. ф.), TiO<sub>2</sub> 54.27—56.50 (Ti 0.950—0.982 а. ф.), ZrO<sub>2</sub> 0.00—0.22 (Zr 0.000—0.003), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.00—0.32 (Al 0.000—0.009 а. ф.), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1.52—2.79 (Fe<sup>3+</sup> 0.026—0.048 а. ф.), V<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.29—0.64 (V 0.005—0.012 а. ф.), La<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.00—0.59 (La 0.000—0.005 а. ф.), Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1.53—1.92 (Ce 0.013—0.016 а. ф.), Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.00—0.57 (Nd 0.000—0.005 а. ф.),

CaO 36.69—38.61 (Ca 0.909—0.953 а. ф.), SrO 0.44—0.85 (Sr 0.006—0.011 а. ф.), Na<sub>2</sub>O 0.00—0.89 (Na 0.000—0.040 а. ф.).

**Титанит** в меймечитах присутствует, главным образом, в составе серпентиновых или кальцитовых глобулей (рис. 9, в, з), образуя сростания мелких (до 30 мкм в поперечнике) клиновидных кристаллов в тесной ассоциации с ильменитом. В небольшом количестве титанит присутствует в основной массе меймечитов в виде округлых сростков мелких кристаллов. В фойдитах титанит входит в состав зональных сростаний с андрадитом-шорломитом, перовскитом, магнетитом (рис. 9, а) и фторапатитом. В химическом составе титанита установлены следующие вариации содержаний элементов ( $n = 4$ , мас. %): Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0.05—1.03 (Nb 0.001—0.015 а. ф.), SiO<sub>2</sub> 30.07—31.47 (Si 0.986—1.042 а. ф.), TiO<sub>2</sub> 32.56—37.49 (Ti 0.811—0.924 а. ф.), ZrO<sub>2</sub> 0.00—1.99 (Zr 0.000—0.032 а. ф.), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.58—1.33 (Al 0.023—0.052 а. ф.), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1.79—3.99 (Fe<sup>3+</sup> 0.044—0.099 а. ф.), Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.00—0.68 (Ce 0.000—0.008 а. ф.), V<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.00—0.59 (V 0.000—0.016 а. ф.), CaO 25.82—28.15 (Ca 0.916—0.989 а. ф.), BaO 0.00—1.00 (Ba 0.000—0.013 а. ф.), Na<sub>2</sub>O 0.00—0.91 (Na 0.000—0.058 а. ф.).

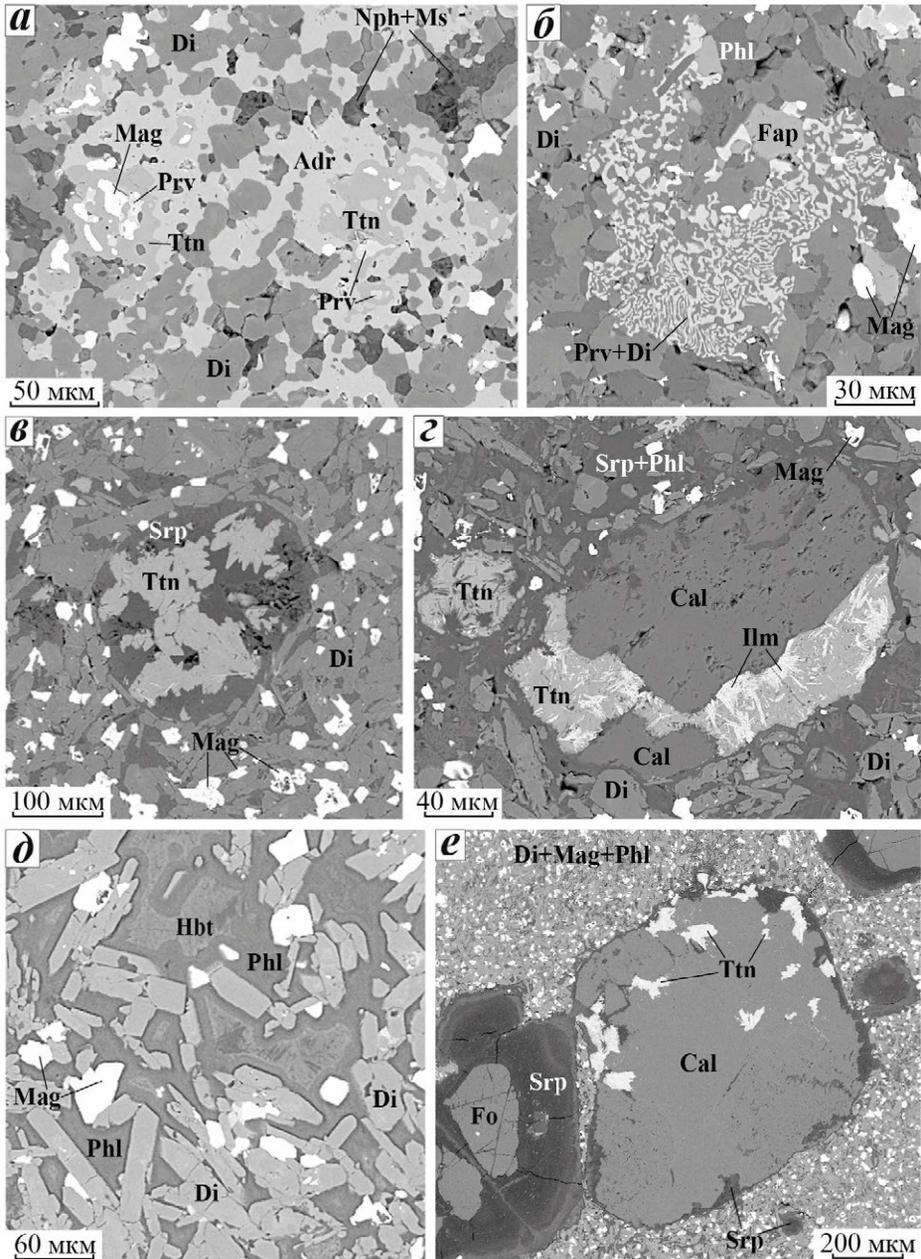
**Ильменит** установлен только в меймечитах, в фойдитах не обнаружен. Минерал обычно образует тонкие пластинки или удлиненные зерна в сростаниях с титанитом (рис. 9, з). В химическом составе титанита установлены следующие вариации содержания элементов ( $n = 3$ , мас. %): Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0.00—1.09 (Nb 0.000—0.012 а. ф.), TiO<sub>2</sub> 46.17—49.92 (Ti 0.871—0.967 а. ф.), SiO<sub>2</sub> 0.00—3.45 (Si 0.000—0.087 а. ф.), FeO 39.14—41.63 (Fe<sup>2+</sup> 0.821—0.897 а. ф.), MnO 3.63—4.05 (Mn 0.086—0.079 а. ф.), MgO 1.84—2.52 (Mg 0.071—0.094 а. ф.), CaO 0.69—1.94 (Ca 0.019—0.052 а. ф.).

**Флогопит** в фойдитах образует скопления мелких (до 80 мкм в поперечнике) пластинок вокруг симплектитовых сростаний диопсида и магнетита (рис. 6, е). Такие сростания, как указано выше, образуются при замещении, иногда полном, вкрапленников оливина. Кроме того, отдельные пластинки флогопита присутствуют и в основной мелкозернистой массе фойдитов, и, как правило, в тесной ассоциации с диопсидом. Химические анализы флогопита из фойдитов представлены в табл. 5 (ан. 1—3).

В меймечитах флогопит образует мелкие (до 50 мкм в поперечнике) ксеноморфные зерна, расположенные в интерстициях диопсида и магнетита в основной массе породы (рис. 9, д). Флогопит в меймечитах в значительной степени подвергся вторичным изменениям: потере калия и увеличению содержания воды. Продукты такого изменения по химическому составу (табл. 5, ан. 5—10) наиболее близки к гидробиотиту K(Mg, Fe<sup>2+</sup>)<sub>6</sub>(Si, Al)<sub>8</sub>O<sub>20</sub>(OH)<sub>4</sub>·nH<sub>2</sub>O или вермикулиту Mg<sub>0.7</sub>(Mg, Fe, Al)<sub>6</sub>(Si, Al)<sub>8</sub>O<sub>20</sub>(OH)<sub>4</sub>·8H<sub>2</sub>O.

**Кальцит** образует мелкие зерна, заполняющие округлые глобулы, расположенные в мелкозернистой массе меймечитов (рис. 6, а). Большинство глобулей состоят только из кальцита, но в некоторых присутствуют также титанит и серпентин (рис. 9, е). В фойдитах кальцит очень редок, обнаружено только несколько зерен размером менее 10 мкм в поперечнике в ассоциации с титанитом, андрадитом-шорломитом и фторапатитом. Химический состав кальцита ( $n = 4$ , мас. %): CaO 54.97—55.73, MgO 0.00—0.88, SrO 0.00—0.55 соответствует формуле (Ca<sub>0.98–0.99</sub>Mg<sub>0.00–0.02</sub>Sr<sub>0.00–0.01</sub>)<sub>Σ1.00</sub>CO<sub>3</sub>.

**Фторапатит** — аксессуарный минерал фойдитов, в меймечитах он не обнаружен. Минерал образует округлые или неправильной формы зерна в ассоциации с перовскитом (рис. 9, б), титанитом, андрадитом-шорломитом. Состав фторапатита мало изменчив. В образце КТ-33/1 он содержит примеси только стронция и кремния: состав (мас. %) P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 40.95, SiO<sub>2</sub> 0.55, CaO 53.52, SrO 2.53, F 2.38, сумма 99.93 соответствует формуле



**Рис. 9.** Морфология и взаимоотношения минералов в вулканических породах терригенно-вулканогенной толщи Контозерского комплекса.

*a* — зональный агрегат титаносодержащих минералов (от центра к периферии): магнетит (Mag) — перовскит (Prv) — титанит (Ttn) — андрадит (Adr) в фойдите; *b* — симплектитовые сростания перовскита и диопсида (Di) в фойдите; *в* — кристаллы титанита (Ttn) в ассоциации с серпентином (Srp) в меймечите; *г* — сростания титанита и ильменита (Ilm) и кальцита (Cal) в меймечите; *д* — флогопит (Phl) и гидробиотит (Hbt) в интерстициях диопсида и магнетита в основной мелкозернистой массе меймечита. Изображения в обратно-рассеянных электронах. Fo — форстерит. *a* — образец КТ-33/1А; *b* — образец КТ-33/1; *в* — образец КТ-30/1; *г* — образец КТ-28/2; *д, e* — образец КТ-30/1—1.

**Fig. 9.** Morphology and relationships of minerals in volcanic rocks of the Kontozero complex.

Таблица 5. Химический состав (мас. %) флогопита и гидробиотита (?) из пород Контозерского комплекса  
 Table 5. Chemical composition (wt %) of phlogopite and hydrobiotite from rocks of the Kontozero complex

Анализ	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10				
	КТ-33/1	КТ-33/1А	КТ-33/1А	КТ-30/1	КТ-30/1-1	КТ-30/1-1	КТ-30/1-1	КТ-28/1	КТ-28/2	КТ-30/1				
Порода	Мейсичиты													
Минерал	Фонидиты					Гидробиотит(?)								
	Флогопит					Козффициенты в формуле ( $R^{VI} + R^{IV} = 7$ )					Козффициенты в формуле ( $R^{VI} + R^{IV} = 14$ )			
SiO <sub>2</sub>	38.58	38.25	35.59	39.49	39.64	40.67	40.04	43.31	38.73	41.19				
TiO <sub>2</sub>	2.79	3.12	3.78	0.84	0.50	0.41	0.17	0.28	0.44	0.16				
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.55	13.03	14.56	10.19	8.26	7.90	6.73	5.47	8.90	6.08				
FeO	7.83	8.97	12.29	12.92	10.45	6.91	7.45	5.31	11.37	6.71				
MnO	0.16	0.19	0.34	н. у. о.	0.13	н. у. о.	н. у. о.	н. у. о.	н. у. о.	н. у. о.				
MgO	20.97	21.08	17.12	22.87	25.51	27.69	31.28	31.15	27.37	31.86				
CaO	н. у. о.	н. у. о.	н. у. о.	0.34	0.38	0.26	н. у. о.	0.31	н. у. о.	0.45				
BaO	н. у. о.	0.66	4.28	н. у. о.	н. у. о.	н. у. о.	н. у. о.	н. у. о.	н. у. о.	н. у. о.				
Na <sub>2</sub> O	0.28	0.30	0.12	н. у. о.	н. у. о.	н. у. о.	н. у. о.	н. у. о.	н. у. о.	н. у. о.				
K <sub>2</sub> O	9.96	9.81	8.50	6.35	5.35	4.38	2.25	3.09	4.60	2.40				
F	0.88	0.82	н. у. о.	н. у. о.	н. у. о.	н. у. о.	н. у. о.	н. у. о.	н. у. о.	н. у. о.				
Сумма	96.00	96.23	96.58	93.00	90.22	88.22	87.92	88.92	91.41	88.85				
Si	2.820	2.817	2.717	2.849	5.743	5.849	5.552	6.013	5.430	5.677				
Ti	0.153	0.173	0.217	0.046	0.054	0.044	0.018	0.029	0.046	0.017				
Al	1.253	1.131	1.310	0.866	1.410	1.339	1.100	0.895	1.471	0.988				
Fe <sup>3+</sup>	0.035	0.077	—	0.708	1.266	0.831	0.864	0.616	1.333	0.773				
Fe <sup>2+</sup>	0.443	0.475	0.785	0.072	—	—	—	—	—	—				
Mn	0.010	0.012	0.022	—	0.016	—	—	—	—	—				

Таблица 5. Окончание

Анализ	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Образец	КТ-33/1	КТ-33/1А	КТ-33/1А	КТ-30/1	КТ-30/1-1	КТ-30/1-1	КТ-30/1-1	КТ-28/2	КТ-28/2	КТ-30/1
Порода	Меймичты									
	Фойдиты					Гидробиотит(?)				
Минерал	Флогопит									
Mg	2.285	2.315	1.949	2.460	5.510	5.937	6.466	6.447	5.720	6.546
Сумма	7.000	7.000	7.000	7.000	14.000	14.000	14.000	14.000	14.000	14.000
Ca	—	—	—	0.026	0.059	0.040	—	0.046	—	0.066
K	0.929	0.922	0.828	0.584	0.989	0.804	0.398	0.547	0.823	0.422
Na	0.040	0.043	0.018	—	—	—	—	—	—	—
Ba	—	0.019	0.128	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	0.969	0.984	0.974	0.610	1.048	0.844	0.398	0.593	0.823	0.488
F	0.203	0.191	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечания. Кристаллохимические формулы флогопита (анализы 1—4):

- 1 —  $(K_{0,93}Na_{0,04})_{\Sigma 0,97}(Mg_{2,29}Fe^{2+}_{0,44}Ti_{0,15}Al_{0,07}Fe^{3+}_{0,04}Mn_{0,01})_{\Sigma 3,00}(Si_{2,82}Al_{1,18})_{\Sigma 4,00}(OH_{1,80}F_{0,20})_{\Sigma 2,00}$ ;
- 2 —  $(K_{0,92}Na_{0,04}Ba_{0,02})_{\Sigma 0,98}(Mg_{2,31}Fe^{2+}_{0,48}Ti_{0,13}Fe^{3+}_{0,03}Mn_{0,01})_{\Sigma 3,00}(Si_{1,82}Al_{1,13}Fe^{0,05})_{\Sigma 4,00}(OH_{1,81}F_{0,19})_{\Sigma 2,00}$ ;
- 3 —  $(K_{0,83}Ba_{0,13}Na_{0,02})_{\Sigma 0,98}(Mg_{1,95}Fe^{2+}_{0,78}Ti_{0,22}Al_{0,03}Mn_{0,02})_{\Sigma 3,00}(Si_{1,77}Al_{1,28})_{\Sigma 4,00}(OH)_{2,00}$ ;
- 4 —  $(K_{0,58}Ca_{0,03})_{\Sigma 0,61}(Mg_{2,46}Fe^{2+}_{0,42}Fe^{3+}_{0,07}Ti_{0,05})_{\Sigma 3,00}(Si_{2,85}Al_{0,86}Fe^{0,29})_{\Sigma 4,00}(OH)_{2,00}$ .

(Ca<sub>4.88</sub>Sr<sub>0.13</sub>)<sub>Σ5.01</sub>(P<sub>2.95</sub>Si<sub>0.05</sub>)<sub>Σ3.00</sub>O<sub>4</sub>F<sub>0.64</sub> (Si + P = 3). В образце КТ-33/1А фторапатит содержит, кроме того, примеси редкоземельных элементов. Здесь состав фторапатита таков (мас.%): P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 39.80, SiO<sub>2</sub> 1.23, La<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.45, Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.75, Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.35, CaO 52.44, FeO 0.32, SrO 2.52, F 2.65, сумма 100.51 соответствует формуле (Ca<sub>4.83</sub>Sr<sub>0.13</sub>Ce<sub>0.02</sub>Fe<sup>2+</sup><sub>0.02</sub>La<sub>0.01</sub>Nd<sub>0.01</sub>)<sub>Σ5.02</sub>(P<sub>2.89</sub>Si<sub>0.11</sub>)<sub>Σ3.00</sub>O<sub>4</sub>F<sub>0.72</sub> (Si+P = 3).

**Серпентин и хлорит** являются вторичными минералами меймечитов, интенсивно замещающими вкрапленники форстерита (рис. 6, б, в) и зерна диопсида в основной массе породы (рис. 9, г). Иногда при таком замещении формируются полные серпентин-хлоритовые псевдоморфозы, повторяющие форму кристаллов форстерита. В ассоциации с серпентином постоянно присутствует пылевидная вкрапленность пентландита (рис. 6, в). Репрезентативные анализы серпентина и хлорита представлены в табл. 6. Характерными примесями в составе серпентина являются титан, кальций и никель (содержания этих примесей до 0.01 а. ф.), а в составе хлорита — титан (до 0.01 а. ф.), марганец (до 0.03 а. ф.) и калий (до 0.02 а. ф.).

**Таблица 6.** Химический состав (мас. %) серпентина и хлорита из пород Контозерского комплекса

**Table 6.** Chemical composition (wt %) of serpentine and chlorite from rocks of the Kontozero complex

Анализ	1	2	3	4	5	6	7
Образец	КТ-30/1	КТ-30/1—1	КТ-28/2	КТ-28/2	КТ-28/2	КТ-30/1	КТ-30/1—1
Порода	Меймечит						
Минерал	Серпентин				Хлорит		
SiO <sub>2</sub>	44.50	44.32	44.06	40.37	33.10	33.12	34.18
TiO <sub>2</sub>	0.10	н. у. о.	0.19	0.13	0.10	0.13	0.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.98	0.91	1.22	1.75	11.29	11.42	11.75
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.15	н. у. о.	н. у. о.	н. у. о.	н. у. о.	н. у. о.	н. у. о.
MgO	36.15	36.24	34.26	32.00	23.80	24.20	26.49
FeO	3.90	4.04	4.69	11.22	18.13	18.40	14.20
MnO	н. у. о.	н. у. о.	н. у. о.	0.13	0.21	0.40	0.21
CaO	0.16	0.13	0.27	0.13	0.17	0.12	0.13
NiO	н. у. о.	н. у. о.	0.22	0.37	0.16	н. у. о.	0.29
K <sub>2</sub> O	н. у. о.	н. у. о.	0.10	0.07	0.15	0.08	0.12
Сумма	85.94	85.64	85.01	86.17	87.11	87.87	87.47
	Коэффициенты в формуле (O=5, OH=4, 14 отрицательных зарядов)				Коэффициенты в формуле (O=10, OH=8, 28 отрицательных зарядов)		
Si	2.099	2.099	2.111	1.994	3.369	3.345	3.387
Ti	0.004	—	0.007	0.005	0.008	0.010	0.007
Al	0.054	0.051	0.069	0.102	1.354	1.359	1.372
Cr	0.006	—	—	—	—	—	—
Mg	2.542	2.559	2.447	2.356	3.612	3.644	3.913
Fe <sup>2+</sup>	0.154	0.160	0.188	0.464	1.543	1.554	1.177
Mn	—	—	—	0.005	0.018	0.034	0.018

Таблица 6. Окончание

Анализ	1	2	3	4	5	6	7
Образец	КТ-30/1	КТ-30/1—1	КТ-28/2	КТ-28/2	КТ-28/2	КТ-30/1	КТ-30/1—1
Порода	Меймечит						
Минерал	Серпентин				Хлорит		
Ca	0.008	0.007	0.014	0.007	0.019	0.013	0.014
Ni	—	—	0.008	0.015	0.013	—	0.023
K	—	—	0.006	0.004	0.019	0.010	0.015
Сумма	4.867	4.875	4.851	4.952	9.956	9.970	9.927

**Пентландит** — вторичный минерал меймечитов, образующийся при серпентинизации вкрапленников форстерита. Мельчайшие зерна пентландита часто располагаются тонкими цепочками в массе серпентина, окружающего форстерит (рис. 6, *в*). Пентландит диагностирован по рентгеновскому энергодисперсионному спектру.

**Мусковит** — вторичный минерал фойдитов, замещающий нефелин. Мусковит образует агрегат мелких пластинчатых кристаллов, иногда полностью замещающий зерна нефелина (рис. 7, *д*). В химическом составе мусковита установлены следующие вариации содержаний элементов ( $n = 3$ , мас.%): Na<sub>2</sub>O 0.00—0.14 (Na 0.000—0.018 а. ф.), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 38.02—38.15 (Al 2.956—2.966 а. ф.), SiO<sub>2</sub> 45.17—45.48 (Si 2.979—3.000 а. ф.), K<sub>2</sub>O 11.60—11.73 (K 0.976—0.987 а. ф.), CaO 0.00—0.26 (Ca 0.000—0.018 а. ф.), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.70—0.94 (Fe<sup>3+</sup> 0.035—0.047 а. ф.).

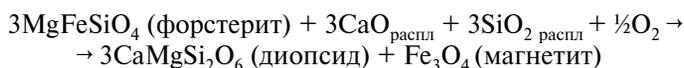
## ФОРМИРОВАНИЕ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ ВУЛКАНИТОВ ТЕРРИГЕННО-ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩИ

Литературные данные, содержащие петрографическую и/или петрохимическую характеристики вулканических пород самой нижней (рис. 1, *а, б*), терригенно-вулканогенной толщи Контозерского комплекса, довольно ограничены (Кириченко, 1970; Кухаренко и др., 1971; Сапрыкина и др., 1978). В разрезе толщи описаны покровы вулканитов порфировой структуры, в которых основная мелкозернистая масса сложена микролитами пироксена (диопсида), (титано)магнетита и вулканическим стеклом, а вкрапленники — либо пироксеном (диопсидом), либо оливином. Породы с вкрапленниками пироксена (диопсида) описаны под названием «авгититы», а породы, содержащие оливин в виде вкрапленников — под названиями «лимбургиты», «пикритовые порфириты» и «меймечиты». Последние три разновидности пород, согласно описаниям, приведенным в литературных источниках (Кириченко, 1970; Кухаренко и др., 1971; Сапрыкина и др., 1978), отличаются содержанием вкрапленников оливина. Бурение, проведенное в пределах контозерской кальдеры (Кириченко, 1970; Сапрыкина и др., 1978), позволило установить пространственные соотношения между вулканическими породами в разрезе терригенно-вулканогенной толщи. Было установлено, что покровы лимбургитов залегают в нижней части разреза, а авгититы — преобладают в верхней (рис. 2). Положение в разрезе пикритовых порфиритов и меймечитов в литературе не уточняется, есть только информация о том, что эти породы встречаются редко (Кириченко, 1970; Кухаренко и др., 1971).

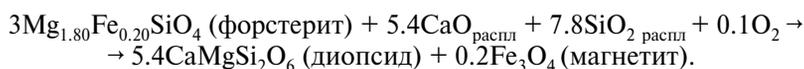
В 2022 г. при расчистке старых горных выработок авторами были обнаружены коренные выходы вулканических пород терригенно-вулканогенной толщи и отобраны образцы для данного исследования. Однако, при полевых наблюдениях не было точно установлено положение собранных образцов в общем разрезе толщи (рис. 2). Исследовав химический и минеральный составы этих образцов, мы попытались соотнести их с ранее описанными в разрезе терригенно-вулканогенной толщи лимбургитами и авгититами. Действительно, образцы КТ-28/2, КТ-30/1, КТ-30/1—1 по составу вкрапленников и основной массы соответствуют породам, описанным как «лимбургиты», а образцы КТ-33/1 и КТ-33/1А — отвечают «авгититам». По соотношению  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  (рис. 5) исследованные породы, а также ранее описанные в литературе авгититы и лимбургиты, очень близки и, согласно современной классификации магматических горных пород (Igneous rocks..., 2005), относятся к меймечитам и фойдитам. Образцы (КТ-28/2, КТ-30/1, КТ-30/1—1), содержащие вкрапленники оливина в мелкозернистой массе диопсида, магнетита, флогопита и раскристаллизованного вулканического стекла относятся к меймечитам (рис. 5, а, б). Образцы (КТ-33/1 и КТ-33/1А) с вкрапленниками диопсида в массе диопсида, магнетита и флогопита (присутствуют также перовскит, андрадит-шорломит и титанит) являются фойдитами (рис. 5, а).

Меймечиты образовались из наиболее богатого магнием и недосыщенного кремнеземом ультраосновного расплава в интервале температур 1505—1595 °С (табл. 1). Вкрапленники форстерита кристаллизовались в процессе подъема магмы: увеличение содержания кальция от центра к краю его зональных зерен (табл. 2, ан.3, 4 и 6, 7) отражает переход от плутонической стадии кристаллизации к приповерхностным условиям (Simkin, Smith, 1970). Вариации значений коэффициентов распределения форстерит-расплав  $K_D(\text{Fe-Mg})^{fo-liq}$  также указывают на кристаллизацию вкрапленников оливина при подъеме магмы. В случае, если форстерит равновесен с расплавом, значения  $K_D(\text{Fe-Mg})^{fo-liq}$  должны находиться в интервале  $0.30 \pm 0.03$  (Roeder, Emslie, 1970; Putirka, 2008). Для изученных образцов значения  $K_D(\text{Fe-Mg})^{fo-liq}$ , близкие к этому интервалу (0.22—0.26), получены для ядер зональных кристаллов (табл. 2; ан. 3, 6). При излиянии на поверхность происходила быстрая кристаллизация основной мелкозернистой массы меймечитов.

Фойдиты, залегающие в разрезе терригенно-вулканогенной толщи выше меймечитов [рис. 2, (Кириченко, 1970; Сапрыкина и др., 1978)], кристаллизовались непосредственно после меймечитов, при более низкой температуре (1325—1330 °С; табл. 1). Предшествующая кристаллизация меймечитов привела к значительному уменьшению концентрации магния и увеличению содержания кремния и кальция в расплаве. В результате, наряду с вкрапленниками оливина, в фойдитах кристаллизовались вкрапленники диопсида. Ранее образованный оливин реагировал с расплавом с образованием симплектитовых сростаний диопсида и магнетита (рис. 6, з—е; рис. 7, з). Схематически реакцию между оливином и расплавом можно записать в следующем виде (компонент<sub>распл</sub> означает присутствие компонента в расплаве):

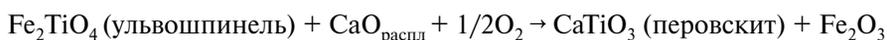


или, для форстерита, состав которого близок к составу вкрапленников в изученных породах:

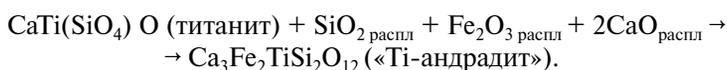
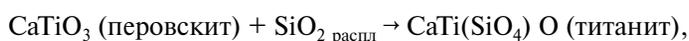


Симплектитовые сростания клинопироксена и магнетита довольно часто встречаются внутри зерен оливина из различных пород (Кухаренко и др., 1965; Moseley, 1984; Хисина, Лоренц, 2015). Такие сростания образуют тонкие ламели, которые располагаются параллельно оси (001) минерала-хозяина и образовались за счет перераспределения в нем примесных компонентов (Moseley, 1984; Ashworth, Chambers, 2000). Магнетитовые ламели ( $\leq 2$  мкм в поперечнике) присутствуют и в изученном нами оливине из фойдитов (рис. 6, д). Образование пироксен-(магнетитовых) оторочек вокруг оливина в результате реакции оливина с расплавом также описано в литературе, но при этом образуется ортопироксен (энстатит) за счет протекания перитектической реакции:  $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4 + \text{SiO}_2 \rightarrow (\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$  (например, Cortés et al., 2006). Поскольку при изменении состава расплава в ряду меймечиты  $\rightarrow$  фойдиты увеличивалась концентрация не только кремния, но и кальция, в фойдитах сформировались необычные диопсид-магнетитовые оторочки вокруг оливина.

Увеличение концентрации кремния и кальция при переходе от меймечитов к фойдитам привело к существенной смене ассоциаций титансодержащих минералов. В меймечитах основными концентраторами титана являются магнетит и ульвошпинель. В фойдитах разнообразие титансодержащих минералов возрастает, и они обычно собраны в сегрегации с зональностью от центра к периферии: обогащенный титаном магнетит («Ti-магнетит»)  $\rightarrow$  перовскит  $\rightarrow$  титанит  $\rightarrow$  андрадит/шорломит (рис. 9, а). Образование такой зональности можно представить в виде последовательности схематических реакций:



или



Таким образом, как и в случае замещающих форстерит диопсид-магнетитовых сростаний, увеличение разнообразия титансодержащих минералов и образование их зональных сегрегаций связаны с ростом концентрации кремния и кальция в расплаве при переходе от меймечитов к фойдитам.

При переходе от меймечитов к фойдитам суммарное количество железа остается неизменным (около 15 мас. %), но соотношение  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  в фойдитах значительно выше, чем в меймечитах (табл. 1). Рост содержания  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  обусловлен кристаллизацией в более ранних породах (меймечитах) минералов, содержащих преимущественно двухвалентное железо (форстерита, диопсида, обогащенного титаном магнетита, ульвошпинели). Кроме того, увеличение соотношения  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  может быть связано с проявлением “alkali-ferric-iron” эффекта (Carmichael, Nicholls, 1967) из-за увеличения  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  в фойдитовом расплаве. Увеличение соотношения  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  в ряду меймечиты  $\rightarrow$  фойдиты стало причиной понижения содержания титана в магнетите из фойдитов и образования титаном собственных фаз, таких как перовскит, титанит и гранат ряда андрадит-шорломит (рис. 9, а).

По нашим данным, вхождение титана в структуру диопсида связано с замещением по схеме  $M^{II}Ti + {}^2TAl \leftrightarrow M^{II}Mg + {}^2Si$  (рис. 8, б). Поскольку растворимость титана в клинопироксенах растет с уменьшением давления (Sepp, Kunzmann, 2001), увеличение содержания титана от центра к краю зональных вкрапленников диопсида (рис. 7, б, в; табл. 3, анализы 4 и 5) в фойдитах отражает, по-видимому, переход от плутонической стадии кристаллизации к приповерхностным условиям. По этой же причине диопсид в мелкозернистой массе фойдитов содержит больше титана, чем диопсид вкрапленников (табл. 3).

Таким образом, исследованные вулканические породы терригенно-вулканогенной толщи Контозерского комплекса представлены меймечитами и фойдитами — породами порфировой структуры с вкрапленниками оливина и диопсида, соответственно. В последовательности пород меймечиты → фойдиты смена характера вкрапленников, а также ассоциации минералов титана обусловлены ростом концентраций CaO и SiO<sub>2</sub> и увеличением соотношения Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO.

**Финансирование.** Исследование выполнено в рамках темы FMEZ-2024-0008 (аналитические исследования) и при поддержке проекта РНФ № 21-47-09010 (полевые работы).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

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.

Арзамасцев А. А., Беа Ф., Беляцкий Б. В., Глазнев В. Н., Арзамасцева Л. В., Травин А. В., Монте-ре П. Палеозойские процессы плюм-литосферного взаимодействия в северо-восточной части Балтийского щита: длительность, объемы, условия магмогенерации / Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Т. 2. Апатиты: Полиграф, **2002**. С. 104—145.

Арзамасцев А. А., Петровский М. Н. Щелочной вулканизм в Хибинской, Ловозерской и Контозерской кальдерах на Кольском полуострове, Россия // Вестник Мурманского государственного технического университета. **2012**. Т. 15. № 2. С. 277—299.

Балаганская Е. Г., Тиммерман М. Я., Лиферович Р. П., Кирнарский Ю. М. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar датирование флогопита из фоскорита Контозерского комплекса, Кольская щелочная карбонатитовая провинция, Балтийский щит / Геохимия магматических пород. М.: ГЕОХИ, **2002**. С. 16—17.

Бородин Л. С., Гладких В. С. Новые данные по петрографии и геохимии вулканогенных щелочных пород Контозерской свиты / Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород. М.: Наука, **1973**. С. 48—55.

Влодавец В. И. О двух новых месторождениях щелочных горных пород на Кольском полуострове // Доклады АН СССР. **1928**. С. 361.

Кириченко Л. А. О палеозойских осадочных и эффузивных породах Кольского полуострова // Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-запада РСФСР. **1962**. № 3.

Кириченко Л. А. Контозерская серия каменноугольных пород на Кольском полуострова. Л.: Недра, **1970**, 110 с.

Кухаренко А. А., 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.: Недра, **1965**. 772 с.

Кухаренко А. А., Булах А. Г., Ильинский Г. А., Шинкарев Н. Ф., Орлова М. П. Металлогенетические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита // Труды Ленинградского общества естествоиспытателей. **1971**. Т. LXXII. Вып. 2. С. 219—274.

Петровский М. Н., Савченко Е. А., Калачев В. Ю. Проблема образования эвдиалитсодержащих фонолитов Контозерского карбонатитового палеовулкана (Кольский полуостров) // ЗРМО. **2011**. Т. 140. № 3. С. 1—24.

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

Петровский М. Н., Арзамасцев А. А., Травин А. В. Контозерский вулканоплутонический комплекс: интрузивные серии и их взаимоотношение с эффузивным магматизмом / Геохимия магматических пород. Материалы XXV семинара с участием стран СНГ. Школа «Щелочной магматизм Земли». СПб.-М., **2008**. С. 127—128.

Петровский М. Н., Савченко Е. Э. Ксеногенный материал в эвдиалитовых фонолитах Контозерского карбонатитового палеовулкана // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. **2014**. № 11. С. 164—168.

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. СПб.: ВСЕГЕИ, **2009**. 200 с.

Попов А. С. К вопросу о палеозойском вулканизме Кольского полуострова // Доклады АН СССР. **1967**. Т. 174. № 1.

Пятенко И. К., Осокин Е. Д. Геохимические особенности Контозерского карбонатитового палеовулкана на Кольском полуострове // Геохимия. **1988**. № 5. С. 723—737.

Пятенко И. К., Сапрыкина Л. Г. О находке карбонатитовых лав и пирокластов в палеозойской осадочно-вулканической толще района Контозера на Кольском полуострове // Доклады АН СССР. **1976**. Т. 229. № 4. С. 919—921.

Пятенко И. К., Сапрыкина Л. Г. Петрологические особенности щелочных базальтоидов и вулканических карбонатитов Русской платформы / Петрология и петрохимия рудоносных магматических формаций. М.: Наука, **1981**. С. 233—255.

Хисина Н. Р., Лоренц К. А. Дегидрогенизация как механизм образования ориентированных шпинель-пироксеновых симплектитов и магнетит-гематитовых включений в оливинах земного и внеземного происхождения // Петрология. **2015**. Т. 23. № 2. С. 195—208.

### **Mineral Association of the Terrigenous-Volcanogenic Strata of the Kontozero Volcano-Plutonic Complex (Kola Peninsula, Russia)**

**N. I. Zabavchik, J. A. Mikhailova\*, Ya. A. Pakhomovsky**

*Geological Institute, Federal Research Centre Kola Science Centre RAS, Apatity, Russia*

*\*e-mail: j.mikhailova@ksc.ru*

The article presents the results of a study of mineral assemblages in effusive rocks (meimechite and foidites) of the terrigenous-volcanogenic stratum of the Kontozero volcano-plutonic complex. The earliest rock, meimechite, was crystallized in the temperature range 1505—1595 °C and consist of the diopside + magnetite + phlogopite matrix with olivine (Fo<sub>84-92</sub>) phenocrysts; accessory minerals are ulvöspinel, chromite, titanite, ilmenite, and calcite. The meimechite formation led to a significant decrease in the MgO concentration and an increase in SiO<sub>2</sub> and CaO contents and Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO ratio in the magmatic melt, which determined the nature of the mineral assemblages in foidites. These rocks followed meimechite and formed at temperatures of 1325—1330 °C. In foidites, diopside crystallized in the form of phenocrysts, and previously

formed olivine reacted with the melt to form symplectite intergrowths of diopside and magnetite. An increase in SiO<sub>2</sub> and CaO contents as well as Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO ratio in the sequence meimechite → foidites led to a change in the assemblage of titanium-bearing minerals. In foidites, the diversity of such minerals increases; they form zonal segregations in which, from core to rim, minerals replace each other in the following sequence: magnetite → perovskite → titanite → andradite (shorlomite).

*Keywords:* Kontozero complex, ultramafic rocks, olivine, magnetite

## REFERENCES

- Arzamastsev A. A., Arzamastseva L. V., Belyatsky B. V. Alkaline volcanism of the initial stage of Paleozoic tectono-magmatic activation of the northeast of Fennoscandia: geochemical features and petrological consequences. *Petrology*. **1998**. Vol. 6. N 3. P. 316—336 (in Russian).
- Arzamastsev A. A., Bea F., Belyatsky B. V., Glaznev V. N., Arzamastseva L. V., Travin A. V., Montere P. Paleozoic processes of plume-lithosphere interaction in the north-eastern part of the Baltic Shield: duration, volumes, conditions of magma generation. In: *Geology and minerals of the Kola Peninsula*. Vol. 2. Apatity: Polygraph. **2002**. P. 104—145 (in Russian).
- Arzamastsev A. A., Bea F., Glaznev V. N., Arzamastseva L. V., Montere P. Kola alkaline province in the Paleozoic: evaluation of primary mantle magma composition and magma generation conditions. *Russian J. Earth Sci.* **2001**. Vol. 3. N 1. P. 1—32.
- Arzamastsev A. A., Petrovsky M. N. Alkaline volcanism in the Kola Peninsula, Russia: Paleozoic Khibiny, Lovozero and Kontozero calderas. *Proc. MSTU*. **2012**. Vol. 15. N 2. P. 277—299 (in Russian).
- Ashworth J. R., Chambers A. D. Symplectic reaction in olivine and the controls of intergrowth spacing in symplectites. *J. Petrol.* **2000**. Vol. 41. N 2. P. 285—304.
- Balaganskaya E. G., Timmerman M. Ya., Liferovich R. P., Kirnarsky Yu. M. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating of phlogopite from phoscorite of the Kontozersky complex, Kola alkaline carbonatite province, Baltic shield. In: *Geochemistry of igneous rocks*. Moscow: GEOKHI, **2002**. p. 16—17 (in Russian).
- Borodin L. S., Gladkikh V. S. New data on the petrography and geochemistry of volcanogenic alkaline rocks of the Kontozero suite. In: *New data on the geology, mineralogy and geochemistry of alkaline rocks*. Moscow: Nauka, **1973**. P. 48—55 (in Russian).
- Carmichael I. S. E., Nicholls J. Iron-titanium oxides and oxygen fugacities in volcanic rocks. *J. Geophys. Res.* **1967**. Vol. 72. N 18. P. 4665—4687.
- Cortés J. A., Wilson M., Condliffe E., Francalanci L. The occurrence of forsterite and highly oxidizing conditions in basaltic lavas from Stromboli volcano, Italy. *J. Petrol.* **2006**. Vol. 47. N 7. P. 1345—1373.
- Downes H., Balaganskaya E., Beard A., Liferovich R., Demaijff D. Petrogenetic processes in the ultramafic, alkaline and carbonatitic magmatism in the Kola Alkaline Province: a review. *Lithos*. **2005**. Vol. 85. N 1—4. P. 48—75.
- Fomina E. N., Kozlov E. N., Bazai A. V. Factor analysis of XRF- and XRPD-data on the case study of the rocks of the Kontozero carbonatite complex (NW Russia). Part I: Algorithm. *Crystals*. **2020**. N 10. P. 874.
- Grew E. S., Locock A. J., Mills S. J., Galuskina I. O., Galuskin E. V., Hålenius U. Nomenclature of the garnet supergroup. *Amer. Miner.* **2013**. Vol. 98. N 4. P. 785—811.
- Gündüz M., Asan K. PetroGram: An excel-based petrology program for modeling of magmatic processes. *Geoscience Frontiers*. **2021**. Vol. 12. N 1. P. 81—92.
- Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms (Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks): Second edition*. Ed. by R. W. Le Maitre. N.Y.: Cambridge University Press, **2005**. 236 p.

*Khisina N. R., Lorenz C. A.* Dehydrogenation as the mechanism of formation of the oriented spinel-pyroxene symplectites and magnetite-hematite inclusions in terrestrial and extraterrestrial olivines. *Petrology*. **2015**. Vol. 23. N 2. C. 195—208 (in Russian).

*Kirichenko L. A.* On Paleozoic sedimentary and effusive rocks of the Kola Peninsula. In: *Materials on the geology and mineral resources of the northwest of the RSFSR*. **1962**. N 3 (in Russian).

*Kirichenko L. A.* Kontozero series of carboniferous rocks on the Kola Peninsula. Leningrad: Nedra, **1970**. 110 p. (in Russian).

*Kozlov E. N., Fomina E. N., 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**. N 10. P. 873.

*Kozlov E. N., Fomina E. N., Reutsky V. N., Sidorov M. Y.* Sulfur isotopic composition of sulfides and sulfates from rocks of carbonatite complexes of the Devonian Kola alkaline province. *Geochem. Int.* **2024**. Vol. 62. N 6. P. 561—573.

*Kukhareno A. A., Bulakh A. G., Ilyinsky G. A., Shinkarev N. F., Orlova M. P.* Metallogenic features of alkaline formations of the eastern part of the Baltic Shield. *Proc. Leningrad Soc. Naturalists*. **1971**. Vol. LXXII. N 2. P. 219—274 (in Russian).

*Kukhareno A. A., Orlova M. P., Bulakh A. G., Bagdasarov E. A., Rimskaya-Korsakova O. M., Nefedov E. I., Ilyinsky G. A., Sergeev A. S., Abakumova B. N.* Caledonian complex of ultrabasic, alkaline rocks and carbonatites of the Kola Peninsula and North Karelia (geology, petrology, mineralogy and geochemistry). Moscow: Nedra, **1965**. 772 p. (in Russian).

*Le Bas M. J.* IUGS Reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks. *J. Petrol.* **2000**. Vol. 41. N 10. P. 1467—1470.

*Martins T., Chakhmouradian A. R., Medici L.* Perovskite alteration in kimberlites and carbonatites: the role of kassite,  $\text{CaTi}_2\text{O}_4(\text{OH})_2$ . *Physics Chem. Miner.* **2014**. Vol. 41. P. 473—484.

*Morimoto N.* Nomenclature of pyroxenes. *Miner. J.* **1989**. Vol. 14. N 5. P. 198—221.

*Moseley D.* Symplectic exsolution in olivine. *Amer. Miner.* **1984**. Vol. 69. N 1—2. P. 139—153.

*Petrographic Code of Russia.* Magmatic, metamorphic, metasomatic, impact formations. Saint Petersburg: VSEGEI, **2009**. 200 p. (in Russian).

*Petrovsky M. N.* Ultra-alkaline eudialyte phonolites of the Kontozero carbonatite paleovolcano (Kola Peninsula): Geology, mineralogy and geochemistry. *Bull. Kola Sci. Center RAS*. **2016**. N 3 (26). P. 27—43 (in Russian).

*Petrovsky M. N., Arzamastsev A. A., Travin A. V.* Kontozero volcanoplutonic complex: intrusive series and their relationship with effusive magmatism. In: *Geochemistry of igneous rocks. School "Alkaline magmatism of the Earth"*. Saint Petersburg, Moscow, **2008**. P. 127—128 (in Russian).

*Petrovsky M. N., Savchenko Y. E.* Xenogenic material in eudialyte phonolites of the Kontozero carbonatite paleovolcano. *Proc. Fersman Sci. Session Geol. Inst. KSC RAS*. **2014**. N 11. P. 164—168 (in Russian).

*Petrovsky M. N., Savchenko Y. E., Kalachev V. Yu.* Problem of formation of eudialyte-containing phonolites of the Kontozero carbonatite paleovolcano (Kola Peninsula). *Zapiski RMO (Proc. Russian Miner. Soc.)*. **2011**. Vol. 140. N 3. P. 1—24 (in Russian).

*Popov A. S.* On the issue of Paleozoic volcanism of the Kola Peninsula. *Doklady USSR Acad. Sci*. **1967**. Vol. 174. N 1 (in Russian).

*Putirka K. D.* Thermometers and barometers for volcanic systems. Minerals, inclusions and volcanic processes. *Rev. Miner. Geochem.* **2008**. Vol. 69. P. 61—120.

*Pyatenko I. K., Osokin E. D.* Geochemical features of the Kontozero carbonatite paleovolcano on the Kola Peninsula. *Geochemistry*. **1988**. N 5. P. 723—737 (in Russian).

*Pyatenko I. K., Saprykina L. G.* On the discovery of carbonatite lavas and pyroclasts in the Paleozoic sedimentary-volcanic strata of the Kontozero region on the Kola Peninsula. *Doklady USSR Acad. Sci*. **1976**. Vol. 229. N 4. P. 919—921 (in Russian).

*Pyatenko I. K., Saprykina L. G.* Petrological features of alkaline basaltoids and volcanic carbonatites of the Russian platform. In: *Petrology and petrochemistry of ore-bearing igneous formations*. Moscow: Nauka, **1981**. P. 233—255 (in Russian).

*Roeder P. L., Emslie R. F.* Olivine-liquid equilibrium. *Contrib. Miner. Petrol.* **1970**. Vol. 29. N 4. P. 275—289.

*Sepp B., Kunzmann T.* The stability of clinopyroxene in the system CaO—MgO—SiO<sub>2</sub>—TiO<sub>2</sub> (CMST). *Amer. Miner.* **2001**. Vol. 86. N 3. P. 265—270.

*Simkin T., Smith J. V.* Minor-element distribution in olivine. *J. Geol.* **1970**. Vol. 78. N 3. P. 304—325.

*Vlodavets V. I.* About two new deposits of alkaline rocks on the Kola Peninsula. *Doklady Earth Sci.* **1928**. P. 361 (in Russian).