

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
НАУКИ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ им. В.С. СОБОЛЕВА
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

и

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
«НОВОСИБИРСКИЙ НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

На правах рукописи

НИКОЛАЕВА Александра Тимофеевна

**ПЕТРОЛОГИЯ МЕЛИЛИТСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД ВУЛКАНОВ
КУПАЕЛЛО И КОЛЛЕ ФАББРИ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ИТАЛИЯ)**

25.00.04 – «петрология, вулканология»

Диссертация на соискание ученой степени кандидата
геолого-минералогических наук

Научный руководитель
кандидат геол.-мин. наук
Панина Лия Ивановна

НОВОСИБИРСК – 2014

ОГЛАВЛЕНИЕ

Условные обозначения, принятые в работе.....	4
Введение.....	6
ГЛАВА 1. Камафугиты – краткий обзор.....	12
ГЛАВА 2. Методы исследования.....	23
ГЛАВА 3. Краткая геолого-петрографическая характеристика вулкана Купаелло.....	32
3.1. Геологическое положение вулкана Купаелло.....	32
3.2. Вещественный состав кальсилитовых мелилититов и карбонатитовых туфов.....	34
3.3. Химический состав породообразующих минералов кальсилитовых мелилититов.....	38
3.4. Расплавные включения в клинопироксене кальсилитовых мелилититов.....	50
ГЛАВА 4. Краткая геолого-петрографическая характеристика вулкана Колле Фаббри.....	63
4.1. Геологическое положение вулкана Колле Фаббри.....	63
4.2. Вещественный состав микромелилитолитов и контактовых пород.....	67
4.3. Химический состав породообразующих минералов микромелилитолитов и контактовых пород.....	72
4.4. Расплавные включения в минералах микромелилитолитов	

и контактовых пород.....	91
ГЛАВА 5. Геохимические особенности пород Купаелло и Колле Фаббри, минералов и расплавных включений.....	109
ГЛАВА 6. Генетические особенности мелилитсодержащих пород Купаелло и Колле Фаббри.....	120
Заключение.....	132
Список литературы.....	134

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ, ПРИНЯТЫЕ В РАБОТЕ

ВАРС – Восточно-Африканская рифтовая система

ВУП – Внутригорная Ультращелочная провинция

г.ф. – газовая фаза

г.п. – газовый пузырек

РВ – расплавное включение

р.ф. – рудная фаза

$T_{\text{гом}}$ – температура гомогенизации

$T_{\text{пл}}$ – температура плавления

мкм (μm) – микрометр

Fe# [$100\text{Fe}/(\text{Mg}+\text{Fe})$] – железистость

f.u. – формульные единицы

HFSE – высокозарядные элементы

HREE – тяжелые редкоземельные элементы

ITEM (Italian Enriched Mantle) – Итальянская обогащенная мантия

LILE – крупноинные литофильные элементы

LREE – легкие редкоземельные элементы

Mg# [$100\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$] – магнезиальность

MREE – средние редкоземельные элементы

PM – примитивная мантия

Ак – акерманит

Al – альбит

An – анортит

Andr – андрадит

Ann – аннит

Ap – апатит
Cat – кальцит
Cpx – клинопироксен
Di – диопсид
Eas – истонит
En – энстатит
Fa – фаялит
Fe-Ak – ферроакерманит
Fe-Gh – феррогеленит
Fo – форстерит
Fs – ферросилит
Grt – гранат
Gh – геленит
Gross –гроссуляр
Hed – геденбергит
Ks – кальсилит
Lc – лейцит
Mel – мелилит
Mtc – монтichelлит
Na-mel – натровый мелилит
Ol – оливин
Or – ортоклаз
Pect – пектолит
Per – перовскит
Phl – флогопит
Shorl – шорломит
Sid – сидерофиллит
Wo – волластонит

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследований: Камафугиты – ультраосновные ультракалийевые высококальциевые породные комплексы – являются близповерхностными аналогами глубинных щелочно-ультраосновных комплексных массивов. На территории России камафугиты не встречаются, но их изучение чрезвычайно важно, т.к. выяснение генезиса глубинных массивов затруднено из-за длительности их формирования, эволюционных преобразований и наложенных процессов. Вместе с тем с глубинными массивами связаны крупнейшие месторождения фосфора, ниобия, редких земель, флогопита, вермикулита (Егоров, 1969; Костюк, 2001; Арзамасцев и др., 1998, 2013; Расс, 2000; Сазонов и др., 2001). При изучении камафугитов важно получить информацию об источниках, составе родоначальных магм, их эволюции, температурах кристаллизации. Для изучаемых нами мелилитсодержащих пород Внутригорной Ультращелочной Провинции (ВУП) Центральной Италии особенно ценным является получение с помощью изучения флюидных и расплавных включений в минералах прямой информации о генезисе камафугитов, влиянии корового вещества, источниках, процессах жидкостной несмесимости в магме (Stoppa et al., 1997; Sharygin, 2001; Панина и др., 2003; Solovova et al., 2005; Stoppa, Sharygin, 2009). Результаты наших исследований предоставят такую информацию, а также данные о химическом и редкоэлементном составе исходных расплавов, их флюидонасыщенности, эволюции, температурах кристаллизации, геохимии минералов, данные о которых недостаточно отражались в предыдущих работах.

Объектами исследования являются кальсилитовые мелилититы Купаелло, а также лейцит-волластонитовые микромелилитолиты и

контактовые породы Колле Фаббри, слагающие их минералы и расплавные включения в них.

Целью работы является получение с помощью изучения расплавных включений прямых данных о физико-химических условиях формирования одной из разновидностей камафугитов – мелилитсодержащих пород вулканов Центральной Италии. Для достижения поставленной цели были сформулированы следующие **задачи**:

1. Комплексное изучение минерального и химического состава: а) кальсилитовых мелилититов Купаелло, б) лейцит-волластонитовых микромелилитолитов и контактовых пород Колле Фаббри.
2. Выявление особенностей химического состава минералов изучаемых пород.
3. Выяснение температуры кристаллизации породообразующих минералов в рассматриваемых породах Купаелло и Колле Фаббри.
4. Установление химического состава, флюидонасыщенности и эволюции законсервированных расплавов в минералах, из которых кристаллизовались данные породы.
5. Определение концентраций редких и редкоземельных элементов в породообразующих минералах и стеклах расплавных включений для получения информации об источниках исходных магм.

Фактический материал, объем исследований и личный вклад: В основу диссертационной работы положены результаты исследований камафугитовых пород Внутригорной Ультращелочной провинции Центральной Италии. Фактический материал был получен в результате исследований коллекции образцов мелилитсодержащих пород из вулканов Купаелло и Колле Фаббри. Каменный материал был любезно предоставлен для исследований автору научным руководителем, к.г.-м.н. Л.И. Паниной, к.г.-м.н. В.В. Шарыгиным и профессором F. Stoppa (G.d'Annunzio University,

Chieti, Italy), а также был отобран автором во время полевых работ в Италии в 2012 году. Автором были изготовлены и исследованы полированные с двух сторон пластинки толщиной 0,1-0,3 мм (60 штук), а также шлифы, покрытые стеклом (70 штук).

В работе автором были использованы современные общепринятые методы термобарогеохимии – методы изучения включений минералообразующих сред, описанные в работах Н.П. Ермакова (1972), Т.Ю. Базаровой и др. (1975), дополненные Э. Реддером (1987), А.В. Соболевым (1996) и Л.В. Данюшевским и др. (Danyushevsky et al., 2002). Были проведены более 150 термометрических экспериментов с расплавленными включениями при постоянном наблюдении за происходящими изменениями под микроскопом, получены более 100 изображений в обратно-рассеянных электронах и более 800 анализов включений и минералов с помощью методов сканирующей электронной микроскопии (LEO 1430 VP), более 70 рамановских спектров минералов, кристаллических и газовой-жидких фаз во включениях методом КР-спектроскопии, а также более 1000 анализов минералов и включений рентгеноспектральным методом (Cameca Camebax-Micro). Все исследования проводились в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Кроме того, определены содержания редких и редкоземельных элементов в минералах и стеклах, а также содержания H_2O и F в последних методом масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS) на приборе Cameca IMS-4f в Ярославском филиале Физико-Технологического института РАН.

Защищаемые положения и научные результаты:

Первое защищаемое положение: Клинопироксены в кальсилитовых мелилититах Купаелло кристаллизовались при 1150-1180°C из гомогенной мелилититовой магмы, обогащенной CO_2 и содержащей 0,5-0,6 мас.% H_2O и 0,1-0,2 мас.% F. При 1080-1150°C в законсервированных во включениях расплавах проявлялась силикатно-карбонатно-солевая несмешиваемость. Состав

карбонатно-солевого расплава, обособившегося в глобулу, был щелочно-карбонатным, обогащенным Ba и Sr. Силикатный расплав в процессе охлаждения и кристаллизации эволюционировал в сторону увеличения Si и Al и уменьшения Mg и Ca.

Второе защищаемое положение. Мелилиты и волластониты в лейцит-волластонитовых микромелилитолитах Колле Фаббри кристаллизовались при 1240-1320°C из гетерогенной силикатно-карбонатно-солевой магмы. Несмесимая силикатная фракция имела мелилититовый состав, который в процессе кристаллизации эволюционировал до лейцит-фонолитового. Несмесимая карбонатно-солевая фракция была обогащена кремнеземом, Fe, Al, Cl, S и щелочами. Контактные породы Колле Фаббри образовались в результате ассимиляции мелилититовой магмой вмещающих пелитовых пород при температурах, превышающих 1200°C. Состав контаминированного расплава был высококремнистый, неоднородный и зависел от количества ассимилированного пелитового материала.

Третье защищаемое положение. Разный минеральный состав исследуемых пород обусловлен генетическими особенностями исходных недосыщенных SiO₂ мелилититовых магм: из гомогенных высокомагнезиальных высокощелочных магм кристаллизовались мелилититы Купаелло, а из гетерогенных богатых кальцием, но содержащих меньше щелочей – микромелилитолиты Колле Фаббри.

Мелилититовые расплавы были обогащены некогерентными, особенно крупноионными литофильными (LILE) и легкими редкоземельными (LREE) элементами, а в их спектрах присутствуют отрицательные аномалии высокочargedных (HFSE) элементов и Ti. Подобные геохимические особенности, характерные также для всех итальянских камафугитов, вероятно, следует связывать с наличием мантийного источника ITEM (Italian

Enriched Mantle), испытывавшего метасоматизм и обогащенность несовместимыми элементами.

Практическая значимость работы: В результате проведенного термобарогеохимического исследования получены уникальные прямые данные по составам и температурам исходных расплавов, участвовавших в формировании мелилитсодержащих ассоциаций вулканов Купаелло и Колле Фаббри Внутригорной Ультращелочной Провинции. Полученные результаты внесут определенную ясность в генезис изучаемых пород, послужат основой для построения моделей формирования камафугитовых комплексов и позволят приблизиться к проблеме образования сложных щелочно-ультраосновных карбонатитовых массивов, с которыми связаны крупнейшие месторождения фосфора, ниобия, редких земель и др.

Научная новизна: В настоящей работе приведены результаты первого комплексного термобарогеохимического, в том числе минералогического и геохимического, исследования мелилитсодержащих пород вулканов Купаелло и Колле Фаббри Внутригорной Ультращелочной Провинции Центральной Италии. Для исследуемых пород с помощью изучения расплавных включений были впервые определены: температуры кристаллизации минералов, состав исходных расплавов, их флюидонасыщенность, а также эволюция и источники.

Апробация работы: Автором опубликовано 14 работ, из них 2 статьи в рецензируемых российском и зарубежном журналах и 12 тезисов в трудах российских и международных конференций. Результаты исследований представлены на следующих конференциях: Международной научной студенческой конференции, Новосибирск – 2010, 2011; пятой, шестой Сибирской международной конференции молодых ученых по наукам о Земле, Новосибирск – 2010, 2012; международной конференции “ACROFI-III & TBG-XIV” – 2010; международной конференции “ECROFI-XXI” – 2011;

XV всероссийской конференции “Термобарогеохимия” – 2012; 28-ой и 29-ой международной конференции “Рудный потенциал щелочного, кимберлитового и карбонатитового магматизма” – 2012, 2013.

Структура и объем работы: Диссертация состоит из введения, 6 глав и заключения общим объемом 148 страниц. В ней содержится 38 рисунков и 35 таблиц. Список литературы состоит из 134 наименований.

Благодарности: Работа выполнена в лаборатории термобарогеохимии (№ 436) Института геологии и минералогии СО РАН. Автор выражает искреннюю благодарность своему научному руководителю к.г.-м.н. Л.И. Паниной за неоценимую помощь в выполнении работы. Автор благодарит к.г.-м.н. В.В. Шарыгина и профессора F. Stoppa, предоставивших материалы для исследования. Диссертант признателен сотрудникам Лаборатории термобарогеохимии (№436) ИГМ СО РАН за поддержку и содействие на разных этапах выполнения работы, конструктивную критику и советы при обсуждении результатов. Особую признательность автор выражает Л.М. Усольцевой за помощь в организации термометрических исследований, Л.Н. Поспеловой и С.В. Ковязину за помощь при проведении микрозондовых и ионно-микрозондовых исследований. Отдельную благодарность автор выражает д.г.-м.н. О.М. Туркиной за всестороннюю помощь при интерпретации геохимических данных, а также советы и замечания при прочтении диссертации. Автор также признателен д.г.-м.н. Ю.Р. Васильеву и д.г.-м.н. А.Э. Изоху за неоценимые замечания и советы при прочтении диссертационной работы. Работа выполнена в соответствии с планом научно-исследовательских работ лаборатории термобарогеохимии (№436) ИГМ СО РАН и при финансовой поддержке ОПТЭК и РФФИ (14-05-31096-мол_а).

Глава 1.

КАМАФУГИТЫ – КРАТКИЙ ОБЗОР

Калиевые щелочные ультраосновные породы встречаются редко, характеризуются большим петрографическим разнообразием и различными условиями образования. К этим породам относятся недосыщенные кремнеземом (содержание SiO_2 35-45 мас.%) плутонические и вулканические породы. Для плутонических пород содержание суммы щелочей ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) составляет 1,5-20 мас.%, а для вулканических пород – от 3 до 14 мас.%, при этом $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$ (Петрографический кодекс, 2009). Среди этих пород выделяют следующие виды пород: миссурит, лейцит-мелилитовый пикрит, лейцитовый пикрит (угандит), кальсилитовый пикрит, лейцитовый мелилитит (катунгит), оливин-лейцитовый мелилитит, лейцитовый меланефелинит, оливин-лейцитовый меланефелинит (онкилонит), лейцитовый нефелинит, кальсилитовый мелалейцитит, оливин-лейцитовый мелалейцитит (угандит), лейцитовый кальсилитит, оливин-лейцитовый кальсилитит (мафурит), мелилитовый кальсилитит (Петрографический кодекс, 2009; Андреева и др., 1984).

Согласно разработанной систематике S. Foley et al. (1987) все ультракалиевые породы с содержаниями $\text{K}_2\text{O} > 3$ мас.%, $\text{MgO} > 3$ мас.% и отношением $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 2$ делятся на 3 “группы”. “Группа” I представлена лампроитами, которые характеризуется пониженными содержаниями CaO (до 8 мас.%) и Al_2O_3 (4-14 мас.%) и варьирующим количеством SiO_2 , для них также характерны высокие отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (обычно выше 0,6). “Группа” II, включающая камафугиты, является недосыщенной по кремнезему (35-44 мас.% SiO_2), характеризуется пониженным Al_2O_3 (5-12 мас.%) и повышенным CaO (6-18 мас.%). Классическими представителями этой группы являются вулканические породы Торо Анколе (Восточная Африка). Породы “группы” III встречаются в орогенных областях и

характеризуются повышенными значениями Al_2O_3 (12-20 мас.%), SiO_2 (43-63 мас.%) и умеренным количеством CaO (4-15 мас.%). Эталонными образцами этой группы являются лейцитсодержащие вулканиты Римской комагматической провинции. Кроме того, “группы” пород отличаются друг от друга еще и разным содержанием несовместимых и редких элементов, а также изотопными характеристиками (Foley et al., 1987).

Предметом нашего изучения являются камафугиты. Они пространственно и генетически ассоциируют с карбонатитами, которыми связаны крупнейшие месторождения фосфора, ниобия, редких земель, флогопита и вермикулита.

Камафугиты – это собирательный термин для обозначения вулканических калиевых ультраосновных пород: катунгитов (оливин-мелилитовые лейцититы), угандитов (клинопироксен-оливиновые мелалейцититы), мафуритов (оливиновые мелакальсилититы) (Foley et al., 1987; Сафонов, 2011). Эти породы приурочены к глубинным континентальным рифтовым разломам (Костюк, 2001), а также структурам типа зон субдукции (Сафонов, 2011), встречаются в виде диатрем (трубок взрыва) и вулканических некков.

Классические камафугитовые серии пород впервые были обнаружены в *Западной ветви Восточно-Африканской рифтовой системы (ВАРС)*, которая образовалась в кайнозойское время на Восточно-Африканском поднятии, охватившей как архейские щиты, так и протерозойские складчатые зоны (Белоусов и др., 1974). В пределах поднятия шло развитие многочисленных сводов, в осевой части которых затем возникли рифтовые грабены. Последние в заключительной стадии были осложнены поперечными нарушениями и подвижками отдельных блоков. Вулканизм проявился еще на ранней стадии сводообразования, а после возникновения грабенов концентрировался в них и, в меньшей степени, – на крыльях сводов.

Крупные вулканические поля, центральные вулканы и интрузивные массивы были приурочены к поперечным разломам и ступенчато-глыбовым зонам (Андреева и др., 1984).

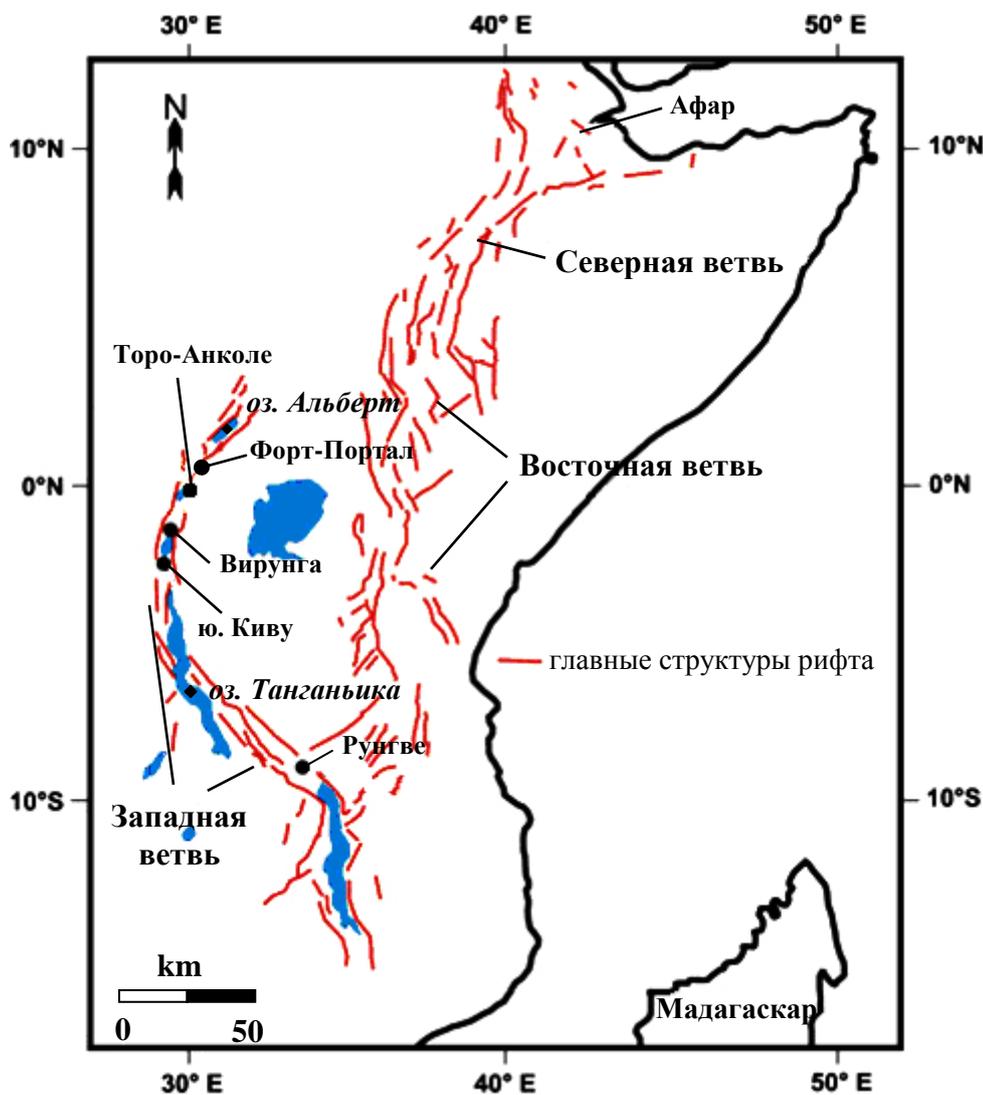


Рис. 1. Схема Восточно-Африканской рифтовой системы с расположением в Западной ветви вулканических полей Торо-Анколе и Вирунга (Link et al., 2010).

В Западной ветви рифтовой системы (рис. 1), протягивающейся от озера Танганьика до озера Альберт, камафугитовые породы слагают 2 провинции: Торо-Анколе и Вирунга (Link et al., 2010). В провинции Торо-Анколе выделяются вулканические поля, в которых широко распространены катунгиты, угандиты и мафуриты. В провинции Вирунга расположено

большое количество мелких конусов и вулканов. Здесь, преимущественно, встречаются угандиты. Кроме того, в самой северной части Западной ветви располагаются карбонатитовые лавы Форт-Портал (Белоусов и др., 1974; Link et al., 2010).

Камафугитовые комплексы также известны в Бразилии, Китае и Италии. В *Бразилии* камафугитовый магматизм мелового возраста проявлен в провинциях Ипора и Алто Паранаиба (рис. 2; Vologna et al., 2006).

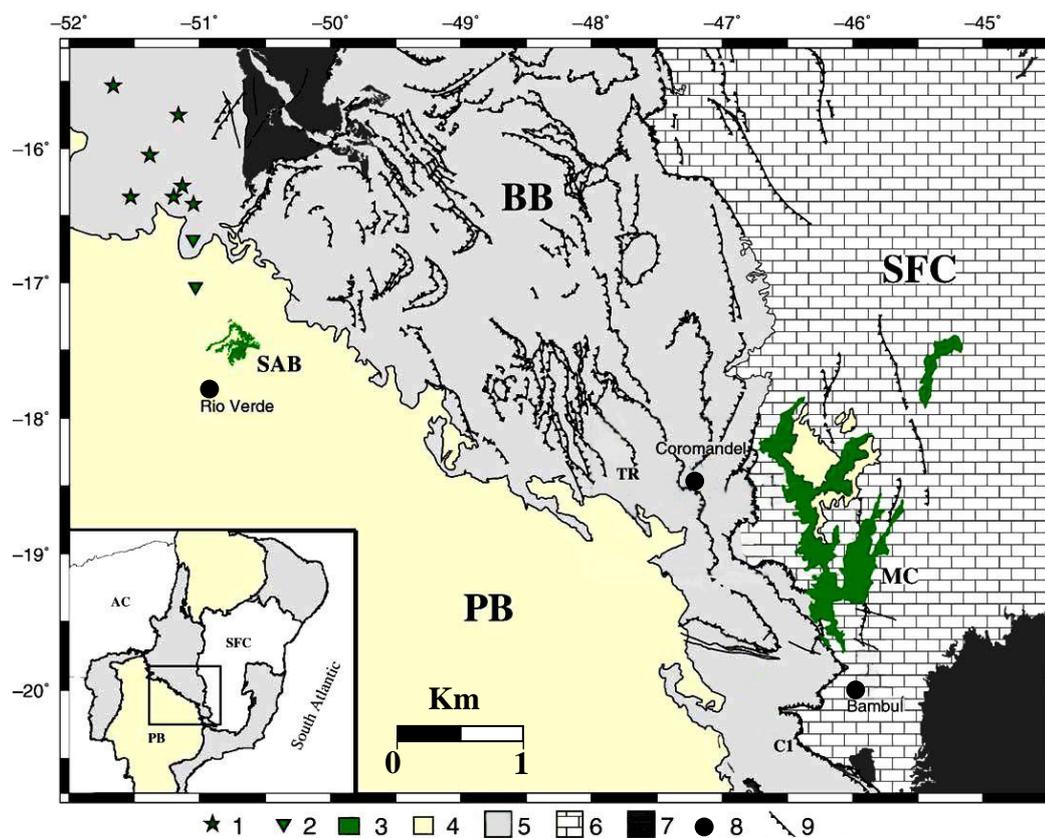


Рис. 2. Схематическая карта юго-восточной Бразилии с местоположением меловых щелочных камафугитовых вулканитов (Gibson et al., 1995; Vologna et al., 2006): 1 – камафугитовые плутонические комплексы (провинция Ипора); 2 – камафугитовые диатремы (провинция Ипора); 3 – камафугитовые лавовые потоки: SAB - Санту-Антониу-да-Барра (провинция Ипора), MC – Мата-да-Корда (магматическая провинция Алто Паранаиба); 4 – фанерозойские осадочные бассейны (PB – бассейн Парана); 5 – неопротерозойский пояс (BB – Бразильский складчатый пояс); 6 – неопротерозойский осадочный чехол; 7 – архейский-палеопротерозойский фундамент; 8 – главные города; 9 – разломы; SFC – кратон Сан Франциско; AC – Амазонский кратон.

Провинция Ипора (Jinqueira-Brod et al., 2000) располагается севернее бассейна Парана и представлена плутоническими комплексами, а также диатремами (регион Агуас Эмендадас) и лавовыми потоками (Санту-Антониу-да-Барра). Провинция приурочена к структурам растяжения, возникшим в пределах Бразильского складчатого пояса (Пейве, 2010). Провинция Алто Паранаиба располагается к северо-востоку от бассейна Парана в пределах Бразильского складчатого пояса и вытянута в юго-восточном направлении (Пейве, 2010). Она состоит из лавовых потоков и гипабиссальных тел, представленных камафугитами, лампроитами и кимберлитами (Brod et al., 2000). Кроме того, в этой провинции имеется небольшое количество мелилититов и карбонатитов (Gibson et al., 1995; Tarpe et al., 2003).

В *центральной Китае* камафугит-карбонатитовые комплексы имеют миоценовый (22-23 млн. лет) возраст (Yu et al., 2003, 2006) и встречаются в калиевой щелочной провинции Западный Циньлин (рис. 3), расположенной в северо-восточной части Тибетского плато (Su et al., 2011). Западный Циньлин является частью шовной зоны Циньлин-Сулу-Даби, где была субдуцирована океаническая кора Тетиса, и затем была коллизия между кратонами Северного Китая и Янцзы в Палеозое (Xu et al., 2002; Su et al., 2010a). Провинция Западный Циньлин состоит из лавовых потоков, трубок взрыва, даек и субвулканических тел, распространенных в котловине Тянь-Шань-Лисянь, которая появилась в результате тектоники растяжения (Su et al., 2009, 2010b). Здесь отмечаются мелилитовые и лейцитовые разновидности камафугитов – угандит и катунгит, а также ассоциирующие с ними кальцитовые карбонатиты.

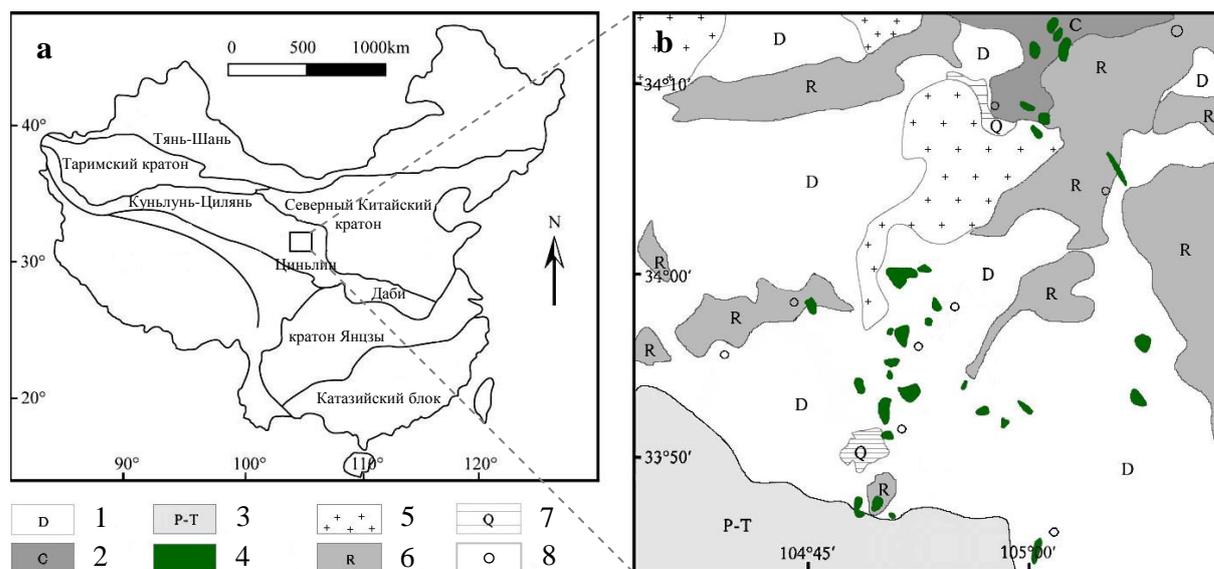


Рис. 3. Схематическая тектоническая карта Китая (а), показывающая главные блоки и орогены, с расположением (б) кайнозойских камафугитовых вулканитов в Западном Циньлин (Su et al., 2009): 1 – девонские флишевые осадки; 2 – меловые терригенные и карбонатные породы; 3 – пермо-триасовые терригенные породы; 4 – кайнозойские камафугиты; 5 – мезозойские граниты; 6 – третичные отложения; 7 – четвертичные отложения; 8 – города.

Предметом нашего изучения являются камафугиты Центральной Италии. Здесь выходы камафугитов отмечаются во Внутригорной Ультращелочной провинции (ВУП, Intramontane Ultra-alkaline Province), располагающейся восточнее Римского магматического региона (рис. 4). Эта провинция известна с конца 19 века в связи с обнаружением кальсилит-мелилититовых лав (купаеллиты) и оливин-лейцит-мелилититовых лавовых потоков (эуктолиты – венанзиты) позднеплейстоценового возраста. ВУП располагается в пределах Апеннинской горной цепи. Магматические породы ВУП располагаются вдоль главной плио-плейстоценовой зоны разломов, на уступе грабеновой структуры. Они обычно залегают на плиоценовых осадках. Верхнекоровые деформации, связанные с ВУП, представляют собой систему полого падающих на запад косых разломов. Вулканизм ВУП характеризуется большим количеством рассеянных короткоживущих

центров. Высокая скорость извержения образовала отрицательные формы рельефа, такие как маары или трубки взрыва. Стромболианская активность сформировала шлаковые конусы, а эффузивная активность – потоки лав.

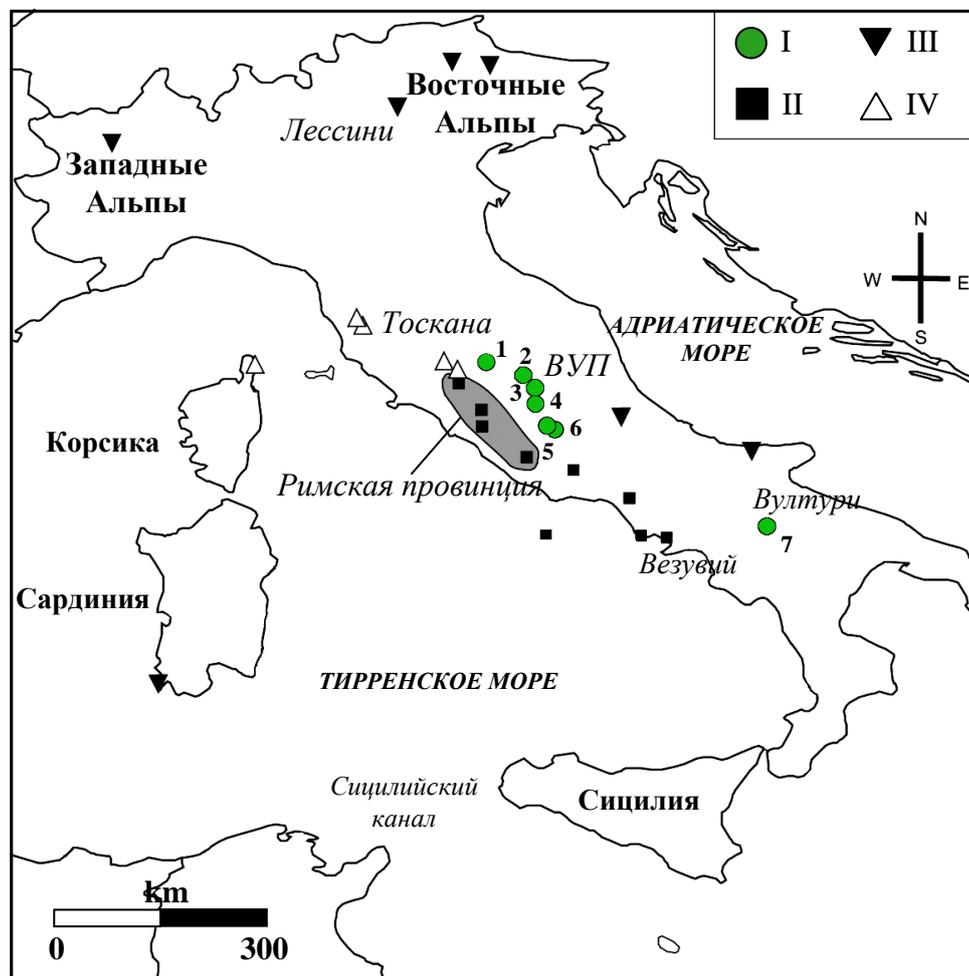


Рис. 4. Схематическая карта распределения камафугитов в Центральной Италии (Bell et al., 2006; Lavecchia et al., 2006): I – камафугит-карбонатитовые центры Внутригорной Ультращелочной Провинции (ВУП): 1- Сан-Венанцо, 2 - Колле Фаббри, 3 - Полино, 4 - Купаелло, 5 - Орикола, 6 - Гротта дель Черво, 7 - Монтеккио; II – ультракалиевые вулканиты; III – лампрофиры; IV – лампроиты.

Наиболее заметными магматическими центрами в ВУП (рис. 4) являются мааровый вулкан Сан-Венанцо, шлаковый конус и лавовые потоки вулкана Пиан ди Челе, вулкан Колле Фаббри, лавовый поток Купаелло, вулкан Вултури, карбонатитовая диатрема Полино, шлаковый конус

Акваспарта, а также озеро Монтеккио на вулкане Вултури (Stoppa, Lavecchia, 1992; Lavecchia et al., 2006). По породам этой провинции были сделаны значительные количества геологических и петрографических работ (Stoppa, 1996; Stoppa, Rosatelli, 2009; Stoppa, Sharygin, 2009; Cundari, Ferguson, 1991; Stoppa, Lavecchia, 1992; Stoppa, Cundari, 1995; Rosatelli et al., 2000, 2010; Peccerilo, 1994, 1998, 2004, 2005; Панина и др., 2003; Solovova et al., 2005).

Происхождение камафугитовых породных серий до сих пор относится к сложным задачам петрологии. Даже генезис широко известных и хорошо изученных камафугитов Восточно-Африканского рифта продолжает вызывать острую дискуссию. Исследователи единодушны лишь в том, что камафугитовые расплавы образовались в верхней мантии и что в формировании породных серий главную роль играли процессы кристаллизационной дифференциации и фракционирования. Также были сделаны выводы о возможности специфических условий магмогенерации, связанных с метасоматической переработкой мантийного вещества (Foley, Peccerilo, 1991). Согласно наиболее распространенной модели (Foley, 1992; Lloyd et al., 1985; Сафонов, 2011) камафугитовые расплавы считаются продуктами плавления гетерогенного перидотитового субстрата, пронизанного флогопит-пироксен-карбонатными жилами. Образование этих жил связано с поступлением в мантию богатых калием CO_2 -содержащих флюидов на разных уровнях глубинности, вплоть до глубин, соответствующих 6–7 ГПа. Кроме того, при рассмотрении камафугитовых серий Восточно-Африканского рифта исследователи обратили внимание на присутствие среди ее членов высококремнистых пород типа лейцитовых базанитов и трахибазальтов, появление которых нельзя объяснить только с позиции кристаллизационной дифференциации (Белоусов и др., 1974).

Происхождение камафугитовых пород провинций Ипора и Алто Паранаиба в Бразилии исследователи (Gibson et al., 1995; Brod et al., 2000;

Junqueira-Brod et al., 2000; Пейве, 2010) связывают с декомпрессионным плавлением континентальной литосферной мантии в ходе ее утонения и рифтинга при воздействии тепла, которое поставлял разогретый астеносферный материал (мантийный плюм Триндаде).

Генезис камафугитов провинции Западный Циньлин в центральном Китае объясняют (Yu et al., 2003) апвеллингом астеносферы и последующим частичным плавлением термального слоя в основании литосферы или астеносферной мантии. Генезис карбонатитов Х.Н. Yu et al. (2003) связывают с несмесимостью между карбонатитовым и камафугитовым магмами при низких давлениях.

Происхождение камафугит-карбонатитовых комплексов Внутригорной ультращелочной провинции (ВУП) в Центральной Италии является объектом продолжительных дебатов из-за их необычного состава и изотопных характеристик. Существует несколько точек зрения на происхождение этих уникальных пород: 1) камафугит-карбонатитовые комплексы Центральной Италии образовались путем ассимиляции слоев карбонатов, мергелей и терригенных осадков, располагающихся вдоль Апеннинского полуострова, силикатными расплавами во время их внедрения (Hurley et al., 1966; Turi, Taylor, 1976; Turi et al., 1986; Peccerillo, 1994, 2004, 2005); 2) генезис пород связан с магматизмом субдукционных обстановок (Holm, Munksgaard, 1982; D'Antonio et al., 1996; Serri, 1997; Lustrino, 2000; Gasperini et al., 2002; Conticelli et al., 2002; Boari et al., 2009; Carminati et al., 2012) или 3) с внутриплитным магматизмом и мантийным метасоматозом (Hawkesworth, Vollmer, 1979; Cundari, 1994; Lavecchia, Stoppa, 1996; Castorina et al., 2000; Bell et al., 2003; Bell, Kjarsgaard, 2006); 4) образование камафугитов объясняется плюмовой моделью (Bell et al., 2004, 2005, 2006; Lavecchia, Bell, 2012) и присутствием под Апеннинским полуостровом необычного

мантийного крайнего члена, Italian Enriched Mantle (ITEM), характеризующегося высоким $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7200) отношением.

Классическим представителем среди камафугитов Италии является лавовый поток *вулкана Кунаелло* (Gallo et al., 1984), состоящий из кальсилитового мелилитита. Здесь также встречаются карбонатитовые туфы. Образование этих пород на основе минералогических и петрохимических данных связывают с глубинным внутриплитным магматизмом и мантийным метасоматозом (Stoppa, Cundari, 1995; Cundari, Ferguson, 1991). Поскольку термобарогеохимические исследования этих пород ранее не проводились, мною были изучены расплавные включения в породообразующих минералах кальсилитового мелилитита для получения прямых данных о составе мелилититовой магмы, ее флюидонасыщенности, источнике, температурах и особенностях кристаллизации.

Наибольший генетический интерес представляет шток Колле Фаббри, который сложен *микромелилитолитом*. Он является единственным центром ВУП, показывающим заметные признаки гидровулканизма и гидротермальной активности (Stoppa, Rosatelli, 2009). Микромелилитолит содержит лейцит, кальсилит, а также много волластонита, но в нем отсутствует флогопит, который очень распространен в камафугитах. Примечательно, что волластонит обычно является широко распространенным минералом в термально метаморфизованных известняках, но редок в магматических породах, в которых он встречается преимущественно в микромелилитолитах, ийолитах и фонолитах, ассоциирующих с карбонатитами (Stoppa, Sharygin, 2009; Church, Jones, 1995; Dawson et al., 1996; Woolley, 2001). Некоторые исследователи отклоняют магматическое происхождение пород Колле Фаббри. Так, L. Melusso et al. (2003, 2005) считает, что породы Колле Фаббри являются паралавами и формировались в результате плавления и перекристаллизации мергелей во

время «горения лигнита». Другие исследователи (Stoppa, Sharygin, 2009) считают, что хотя минералогия Колле Фаббри частично и напоминает минералогию паралав, но геология обнажения и особенно его размеры, присутствие взрывчатой брекчии и интрузивных контактов сильно противоречит идее происхождения метаморфизма горения. Кроме того, состав микромелилитолитов Колле Фаббри похож на составы других итальянских лейцит-, волластонит-содержащих мелилитолитов, найденных в вулканических обстановках, где магматическое происхождение пород не вызывает сомнений (Stoppa et al., 2003). Подтверждением этому явились результаты изучения расплавных включений в контактовых породах Колле Фаббри в волластоните, клинопироксене и анортите (Stoppa, Sharygin, 2009). Высокие температуры гомогенизации (1230-1190°C) включений и их высококремнистый состав (71-72 % SiO₂) позволили авторам сделать вывод о том, что контактовые породы явились результатом взаимодействия с пелитовым материалом магмы, предположительно, мелилититового состава, из которой кристаллизовались микромелилитолиты ядра штока. Однако однозначные доказательства существования такой магмы отсутствовали. Мы поставили своей целью получить прямые доказательства присутствия (или отсутствия) мелилититовой магмы при формировании микромелилитолитов Колле Фаббри путем изучения включений в минералах, выяснить состав магмы, физико-химические условия ее кристаллизации и дифференциации, а также выявить магматический источник. Полученные результаты добавят информацию по детальной геохимии минералов и физико-химическим условиям кристаллизации пород вулканов Купаелло и Колле Фаббри, в том числе по редким элементам и летучим компонентам, данные по которым недостаточно отражались в предыдущих работах.

Глава 2.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для изучения пород, минералов и включений применялись различные методы исследования. Для изучения химического и редкоземельного состава пород использовались **методы рентгенофлуоресцентного анализа и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС)** в Аналитическом центре Института геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск).

Рентгенофлуоресцентный анализ (РФА) применялся для определения валового состава пород, аналитик Н.Г. Карманова. Образцы пород измельчались до порошкообразной формы с помощью агатовой ступки. Размер частиц предпочтительно должен быть меньше 50 мкм. Метод основан на возбуждении ионов образца и последующем анализе получаемого спектра. Для анализа использовались рентгенофлуоресцентные спектрометры VRA-20R и ARL-9900-XP. Пределы обнаружения для Na_2O составляет 0,04 мас.%, MgO – 0,05 мас.%, а для остальных петрогенных элементов – 0,01 мас.%.

Метод масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) был использован для определения концентраций редких и редкоземельных элементов в рассматриваемых породах, аналитик И.В. Николаева. Метод основан на использовании индуктивно-связанной плазмы в качестве источника ионов и масс-спектрометра для их разделения и детектирования. ИСП-МС также позволяет следить за изотопным распределением выбранного иона.

Для определения редких элементов использовался масс-спектрометр высокого разрешения с магнитным сектором ELEMENT (Finnigan MAT). Для разложения образцов и перевода их в раствор в качестве основы была

использована методика сплавления с метаборатом лития, детально описанная в работе И.В. Николаевой и др. (2008). Эта методика дает существенный выигрыш во времени по сравнению с многоэтапным кислотным разложением, при этом обеспечивает полное вскрытие акцессорных минералов, многие из которых являются концентраторами редкоземельных и высокозарядных элементов. Пределы обнаружения высокозарядных и редкоземельных элементов для большинства редкоземельных элементов составляют от 0,01 до 0,06 ppm, для Eu, Ho, Lu – 0,003 ppm, для высокозарядных элементов – 0,09-0,22 ppm (Николаева и др., 2008).

Для изучения минералогии и петрографии исследуемых пород привлекались **методы оптической микроскопии**. Для этого было проведено детальное определение минералов, их морфологии, структуры, текстуры породы и выяснены количественные соотношения минералов (в об. %). Среди используемых методов изучения основное внимание уделялось **методам термобарогеохимии** – методам изучения включений минералообразующих сред.

Включение – это захваченная и законсервированная капелька расплава или флюида, из которого кристаллизовался минерал-хозяин. Включения подразделяются на первичные, мнимовторичные и вторичные (Ермаков, 1972). Первичные включения являются сингенетичными той или иной зоне роста минерала-хозяина. Мнимовторичные включения являются субгенетичными, образовавшимися позже включающей их зоны роста, но до момента прекращения кристаллизации минерала из данной среды. Вторичные включения эпигенетичны по отношению ко всем зонам роста минерала. Наиболее информативными являются первичные включения минералообразующих сред. Они несут информацию о физико-химических условиях кристаллизации минералов-хозяев и позволяют судить о температуре, давлении, составе и свойствах природных магм. Для выявления

этих параметров разработаны специальные методы и аппаратура, предназначенная для термометрических исследований. В работе использованы методы, предложенные Н.П. Ермаковым (1972), Т.Ю. Базаровой и др. (1975), дополненные Э. Реддером (1987), А.В. Соболевым (1996), Л.В. Данюшевским и др. (Danyushevsky et al., 2002).

Для изучения включений изготавливались полированные с двух сторон пластинки из рассматриваемых пород толщиной около 100-250 мкм, которые исследовались в проходящем и отраженном свете на поляризационном микроскопе Olympus BX51. Под микроскопом производился поиск включений в минералах, при этом особое внимание уделялось определению их первичности или вторичности.

Термометрическое изучение расплавных включений в минералах осуществлялось в микротермокамере с силитовым нагревателем в воздушной среде (Михайлов, Шацкий, 1974) при постоянном наблюдении за происходящими изменениями под микроскопом. Нагреватель позволяет получать температуры до 1600°C с точностью определения температур 10-15°C. Преимуществом этой конструкции является то, что она может обеспечить стабильные температуры при повторных эталонировках и обладает необходимой инерционностью. Поверхность нагревателя не деформируется при нагревании и, будучи отшлифованной, обеспечивает хороший, а главное стабильный контакт препарата с нагревателем. Недостатком силитового нагревателя являются его хрупкость и не совсем надежный контакт с токоподводящими клеммами.

Измерение температур в высокотемпературных термокамерах осуществляется при помощи платино-платинородиевых термопар. Спай термопары помещается близко к нагреваемому препарату и жестко закреплен. Для каждой термокамеры строится свой график зависимости температуры от э.д.с. термопары. Последнее достигается эталонировкой по

отчетливо фиксируемыми точкам плавления химически чистых солей и благородных металлов, помещаемых в рабочую точку камеры. В данной работе для этой цели применялись $K_2Cr_2O_7$ ($T_{пл} = 399^\circ C$), $NaCl$ ($T_{пл} = 800^\circ C$), Au ($T_{пл} = 1063^\circ C$), Mn ($T_{пл} = 1245^\circ C$). В качестве электроизмерительного прибора используется любой достаточно чувствительный милливольтметр, рассчитанный на небольшую э.д.с. (до 18 мВ для платино-платинородиевых термопар).

Некоторая часть включений для подтверждения адекватности полученных температур гомогенизации была также прогрета в микротермокамере Н.Ю. Осоргина, А.А. Томиленко (1990), которая позволяет проводить высокотемпературные (до $1600^\circ C$) эксперименты с включениями в воздушной среде и в атмосфере инертного газа.

Температура нагрева до начала размягчения (плавления) стекла включений осуществлялась в течение 10-20 минут. В дальнейшем температура повышалась медленно ($10-15^\circ C/мин.$) и делались эпизодические температурные выдержки. Поскольку анализируемая порода имеет щелочно-ультраосновной состав, и равновесие в первичных расплавленных включениях при нагревании устанавливается быстро, длительность опыта ограничивалась 1-1,5 часами. Для того чтобы исключить перегрев включений, последние гомогенизировались несколько раз и за температуру гомогенизации принимались те, которые при повторных опытах оставались стабильными.

Метод КР-спектроскопии использовался нами для качественного определения фазового состава расплавленных включений. Для этого были отобраны наиболее крупные включения. При анализе включений методом Рамановской спектроскопии использовался Рамановский спектроанализатор U-1000 фирмы Jobin Yvon. Возбуждение проводилось твердотельным лазером Spectra Physics с длиной волны 514 нм и мощностью 1,8 Вт. Метод Рамановской спектроскопии может использоваться для анализа компонентов

в твердой, жидкой и газовой фазах. Метод основан (Реддер, 1987) на принципе рамановского рассеяния света при взаимодействии света с молекулами или полиядерными ионами.

Главным преимуществом метода является возможность изучать отдельные мелкие (более 5 мкм) кристаллические фазы во включениях, не требуя их вскрытия (Реддер, 1987). Однако метод имеет некоторые ограничения. Первое связано с неблагоприятными тепловыми эффектами. При использовании чрезвычайно высокого уровня излучения может происходить перемещение, растворение и даже разрушение некоторых фаз во включениях. Обычно оказывается приемлемым уровень излучения в несколько киловатт на квадратный сантиметр, а для прозрачных минералов он может составлять 100 кВт/см^2 (Реддер, 1987). Второе ограничение, связанное с интерференцией минерала-хозяина, сводится по существу к трудностям получения удовлетворительного соотношения сигнал-шум. При изучении высококонцентрированных фаз во включениях, например, капелек чистой жидкости или пузырьков газа, находящихся под высоким давлением, а также дочерних минералов, в большинстве случаев влияние спектра минерала-хозяина оказывается несущественным. И наоборот, анализ слабоконцентрированных компонентов, например, присутствующих в малых концентрациях веществ в растворах, выполняется с большими трудностями, а иногда вообще невозможен (Реддер, 1987).

Рентгеноспектральный метод определения состава стекла и дочерних кристаллических фаз включений в настоящее время получил наиболее широкое применение. Сущность метода заключается в следующем. Исследуемый образец помещают в вакуумную объектную камеру. Процесс анализа наблюдается через оптический микроскоп. Специальная электронно-оптическая система, состоящая из электронной пушки и электромагнитных линз, создает сфокусированный на образце пучок электронов. Электроны

возбуждают атомы исследуемого вещества и вызывают рентгеновское излучение. Излучение разлагается в спектр на рентгеновских спектрометрах с изогнутыми монокристаллами. Интенсивность спектральных линий измеряется счетчиками с соответствующими блоками для регистрации импульсов. По значениям интенсивности линий рассчитывается содержание того или иного элемента в образце при сравнении с соответствующими линиями эталонов. Рентгеноспектральный микроанализатор позволяет количественно определить почти все элементы периодической системы Менделеева с локальностью до одного микрона из массы вещества порядка 10^{-13} г. Последнее представляет исключительную важность при исследовании микропорций затвердевших расплавов, законсервированных в самых различных минералах.

Для количественного определения химического состава дочерних фаз и стекла во включении в работе нами использовался электронный микроанализатор САМЕВАХ-micro. В качестве стандартов при анализе применялись природные минералы со строго установленными содержаниями отдельных элементов и близкими к составу анализируемых образцов. Как правило, анализировались 1-3 точки во включениях. Чтобы исключить вероятность захвата зондовым лучом матрицы, параллельно с составом содержимого включений анализировался и состав минерала-хозяина. Анализ состава включений в минералах производился при силе тока 30-40 нА, ускоряющем напряжении 20 кВ, диаметр электронного пучка составлял 2,5-3 мкм. Пределы обнаружений элементов рассчитаны (Лаврентьев и др., 1974) по 2σ -критерию (мас.%): SiO_2 – 0,009; TiO_2 – 0,036; Al_2O_3 – 0,012; FeO – 0,019; MgO – 0,013; MnO – 0,022; CaO – 0,010; Na_2O – 0,020; K_2O – 0,010; BaO – 0,105; SrO – 0,019; P_2O_5 – 0,008; Cl – 0,011; SO_3 – 0,011. Погрешность рентгеноспектральных определений на микроанализаторе обычно не превышает 2 мас.%, если исследуются однородные и достаточно крупные

объекты. При определении состава включений в минералах погрешность анализа снижается до 4 – 5 мас.%. Анализ состава расплавных включений может быть осложненным из-за ряда причин: 1) неомогенности образцов; 2) малых размеров анализируемых объектов; 3) ошибок, сопровождающих перемещение образцов в установке при анализе на различные элементы; 4) ухода щелочных металлов из облучаемого объема при анализе стекла включений и прочее. Контролем качества выполняемых анализов служат суммы окислов. Вместе с тем суммы окислов всегда меньше истинных из-за того, что не все элементы анализируются, в том числе летучие компоненты – H_2O , CO_2 , CH_4 и др. Считают, что те и другие в сумме могут давать до 6% при анализе включений стекла в минералах. Обычно, относительная ошибка анализа близка 4 – 6%, но ошибки при определении Na и K в стекле могут превышать 10% (Базарова и др., 1975).

Сканирующий электронный микроскоп (СЭМ) LEO1430VP с энергетическим спектрометром “OXFORD” был использован при исследовании химического состава рудных фаз и включений в минералах.

Исследование на СЭМ основывается на использовании эффективного взаимодействия с веществом электронов, ускоренных напряжением до 30 кВ (в модификации LEO1430VP) и сфокусированных электромагнитными линзами. В результате этого взаимодействия возникают вторичные электроны, отраженные электроны, тормозное и характеристическое рентгеновское излучение и другие типы ответных сигналов. Каждый вид излучения регистрируется своим детектором и используется для исследования тех или иных характеристик образца.

При съемке во вторичных электронах используется детектор электронов, которые выбиты ускоренными электронами с внешних оболочек атомов исследуемого вещества. Режим детектирования вторичных электронов при сканировании первичных ускоренных электронов отображает

рельеф поверхности исследуемого объекта. В этом режиме разрешающая способность СЭМ максимальна. Из-за очень узкого электронного луча СЭМ обладают очень большой глубиной резкости (0,6-0,8 мм), что на два порядка выше, чем у оптического микроскопа и позволяет получать четкие микрофотографии с характерным трехмерным эффектом для объектов со сложным рельефом. Это свойство СЭМ крайне полезно для понимания поверхностной структуры образца.

При съемке в режиме обратно-рассеянных (отраженных) электронов детектируются первично ускоренные электроны, рассеянные на ядрах атомов, составляющих исследуемое вещество. При этом детектируются электроны, рассеянные под углом близким 180 градусов к направлению первичного тока ускоренных электронов. Настоящий режим съемки чувствителен к Z (атомный номер) исследуемого вещества и позволяет наблюдать неоднородности химического (фазового) состава по площади сканирования. Предпочтительно использование этого режима съемки на полированных шлифах.

Также на СЭМ можно проводить рентгеноспектральный микрозондовый химический анализ исследуемого вещества. В настоящей модификации прибора используется Si (Li) энергетический детектор фирмы 'OXFORD'. В отличие от микрозондового анализатора CAMEBAX-micro, этот метод позволяет проводить количественный химический анализ кристаллических фаз во включениях размером менее 5-7 мкм и получать распределение разных элементов по площади сканирования. Для проведения количественного химического анализа по эталонам использовалась программа INCA Energy300.

Наиболее крупные из включений (30–50 мкм) и содержащие их минералы-хозяева были проанализированы С. В. Ковязиным на редкие и редкоземельные элементы с помощью *метода вторично-ионной масс-*

спектрометрии (SIMS) на ионном микрозонде “Cameca IMS-4f” в филиале Физико-Технологического института РАН (ЯФ ФТИАН) в Ярославле. Была использована методика, детально описанная в работе А.В. Соболева (1996). Диаметр первичного пучка – 20 мкм, ток – 5-7 нА. Погрешность определения концентраций примесных элементов составляет менее 10 % относительных для содержаний более 1 ppm, менее 20 % – для 0,1-1 ppm и менее 40 % – для концентраций менее 0,1 ppm (Соболев, 1996). Для определения содержания H₂O и F в стеклах включений также привлекался метод вторично-ионной масс-спектрометрии на ионном микрозонде “Cameca IMS-4f” в ЯФ ФТИАН. Детальная методика определения H₂O описана в работе А.В. Соболева (1996). Погрешность составляет менее 10 % относительных.

Методика подготовки образцов и проведение анализа на рентгеноспектральном микроанализаторе и на сканирующем электронном микроскопе одинакова. Для проведения анализа обычно подобранные образцы прогретых и непрогретых включений выводятся на поверхность и полируются. Затем, с помощью эпоксидной смолы они прикрепляются на шашку или стекло размером 5x2,5см, которые далее покрываются графитовой пленкой. Отличие подготовки образцов для метода вторично-ионной масс-спектрометрии (SIMS) состоит в том, что образцы с помощью эпоксидной смолы помещаются в шашку и покрываются пленкой самородного золота.

Глава 3.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНА КУПАЕЛЛО

3.1. Геологическое положение вулкана Купаелло

Вулкан Купаелло располагается у восточной границы разлома бассейна Рьетти Центральной Италии. По данным $^{39}\text{Ar} / ^{40}\text{Ar}$ датировки по кальсилиту и флогопиту, возраст лавового потока Купаелло составляет максимум 640 тыс. лет (Laurenzi et al., 1994). Вулкан расположен на высоте 725 м относительно уровня моря в долине, частично заполненной круто падающим конусом выноса вулканических пород. Кратер обрамляется несколькими метрами красноватой пепловой тефры с угловатыми обломками лапиллей и обильными плотными кремнистыми породами. Лавовый поток (рис. 5 а) имеет протяженность 750 м, ширину 60-200 м и мощность от 2 до 6 м (Gallo et al., 1984; Stoppa, Cundari, 1995; Cundari, Ferguson, 1991).

Лавовый поток (рис. 5 b) в верхней части сложен кальсилитовыми мелилититами (местное название – купаеллиты) темно-серого цвета, в которых прослеживаются явные черты ламинарного течения, и отмечается большое количество миндалин, заполненных цеолитами, хлоритом и апофиллитом. Порода состоит из вкрапленников клинопироксена и флогопита. Основная масса породы представлена клинопироксеном, мелилитом, кальсилитом, оливином, монтичеллитом, перовскитом, рудными минералами и стеклом.

Под слоем кальсилитовых мелилититов располагается толща пирокластической брекчии мощностью около 1 м, которая состоит из бомб мелилититов с большим количеством полостей, заполненных карбонатами и сцементированным пелитоморфным (плотным) матриксом (Stoppa, Cundari,

1995). Структуры обрушения между слоем брекчий и тефры с вышележащим лавовым потоком указывают, что нижний слой (тефра и брекчия) был пластичным во время извержения лавы. Контакты между тефрой и лавовым потоком покрасневшие и затвердевшие.

Следующий слой (рис. 5 b) представлен линзовидными телами карбонатитового пеплового туфа из лапиллей, чередующихся со слоем лапиллиевых волнообразных отложений мощностью до 80 см. Ниже эти породы переходят в массивные тефры вулканического пепла мощностью не менее 2,5 м.

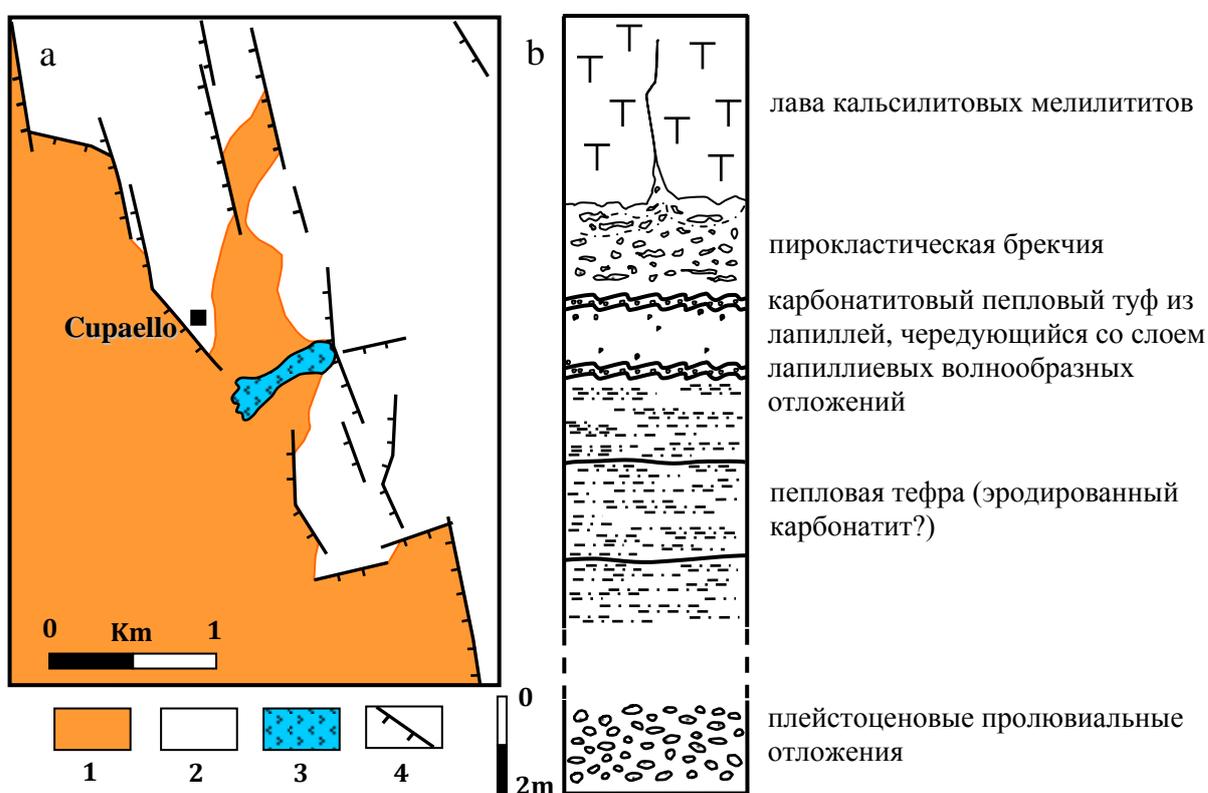


Рис. 5. Геологическая схематическая карта (a) со стратиграфическим разрезом (b) вулкана Купаелло: 1 – осадочные породы, заполняющие плио-плейстоценовые грабены; 2 – плио-плейстоценовые террейны; 3 – лавовый поток кальсилитового мелилитита (купаеллита); 4 – разломы (Stoppa, Cundari, 1995).

3.2. Вещественный состав кальсилитовых мелилититов и карбонатитовых туфов

Описание пород и идентификация минерального состава производились с помощью поляризационного микроскопа Olympus BX51 в проходящем, поляризованном и в отраженном освещении. Были изучены образцы кальсилитовых мелилититов и карбонатитовых туфов Купаелло.

Кальсилитовый мелилитит Купаелло (рис. 6) состоит из вкрапленников клинопироксена (10-15 об. %) и флогопита (5-7 об. %). Основная масса (78 об. %) породы представлена клинопироксеном, мелилитом, кальсилитом, оливином, монтичеллитом, перовскитом, рудными минералами и стеклом. В основной массе присутствуют миндалины и неправильной формы прожилки, состоящие из округлых пятен апофиллита и цеолитов. Структура породы порфировая, текстура – флюидальная, а структура основной массы – интерсертальная.

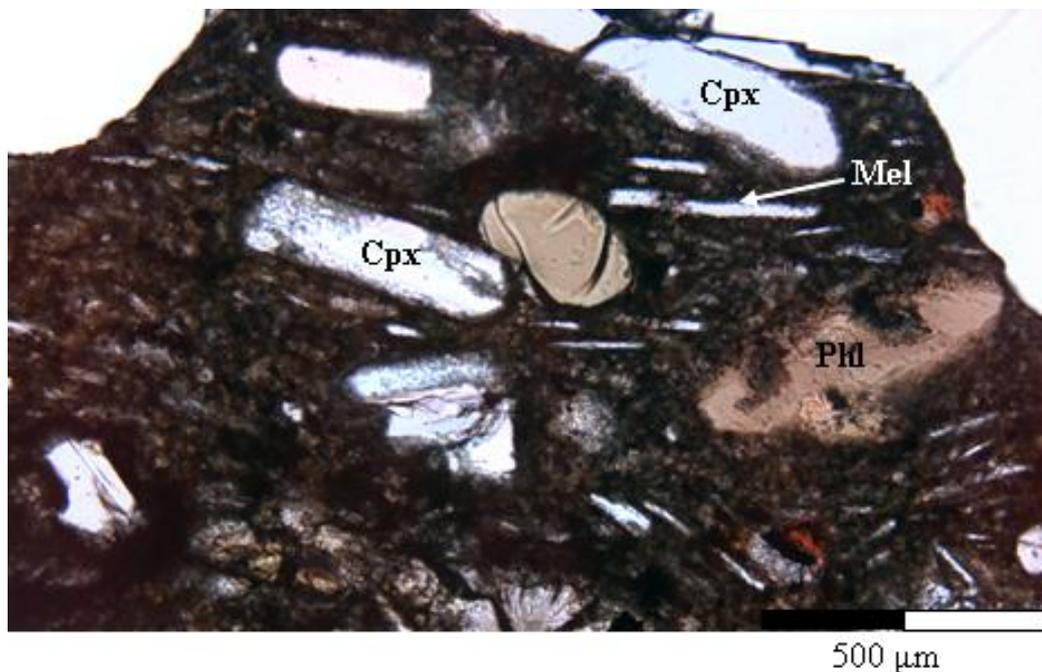


Рис. 6. Кальсилитовый мелилитит Купаелло (изображение при проходящем свете).

Клинопироксен представлен бесцветными идиоморфными короткостолбчатыми и призматическими вкрапленниками. Размер вкрапленников от 500 мкм до 2 мм. Клинопироксен в основной массе породы встречается в виде редких ксеноморфных кристаллов. *Флогопит* в породе буроватого цвета, встречается в виде удлиненных до 1 мм гипидиоморфных корродированных кристаллов. Некоторые исследователи (Stoppa, Cundari, 1995; Cundari, Ferguson, 1991) его считают ксенокристами. *Мелилит* в основной массе встречается в виде бесцветных тонких лейсточек размером до 300 мкм в длину. *Кальсилит* в основной массе представлен в виде идиоморфных и ксеноморфных кристаллов. *Оливин* и *монтичеллит* в основной массе редко встречаются и представлены бесцветными зернами неправильной формы, которые корродированы, разбиты трещинами. *Перовскит* и *рудные минералы* встречаются в основной массе в виде мелких вкраплений неправильной формы и располагаются хаотично. Следует отметить, что в шлифе минералы, слагающие основную массу породы, плохо диагностируемы из-за их небольшого размера. *Стекло* породы в основном девитрифицировано, коричневого цвета.

Химический состав *кальсилитового мелилитита Купаелло* (табл. 1, ан. 1-3) является сильно недосыщенным по SiO_2 (43,4-44 мас.%), характеризуется низким содержанием Al_2O_3 (7,1-7,3 мас.%) и высокими CaO (14,7-15,4 мас.%), щелочей (7,3-8,9 мас.% K_2O , 0,5-0,7 мас.% Na_2O), MgO (10,4-11 мас.%) и FeO (7,1-7,7 мас.%). Железистость породы $100\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ составляет 27-28 %. Кальсилитовые мелилититы Купаелло были отнесены (Gallo et al., 1984; Cundari, Ferguson, 1991; Stoppa, Cundari, 1995) к классическим представителям камафугитовых пород Центральной Италии.

Таблица 1

Химический состав (мас.%) кальситовых мелилититов и
карбонатитовых туфов вулкана Купаелло

№	Ks мелилитит			Карбонатитовый туф		
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	43,42	43,74	44,02	18,67	18,8	14,2
TiO ₂	1,18	1,22	1,20	0,40	0,40	0,22
Al ₂ O ₃	7,11	7,24	7,27	2,64	2,64	1,82
FeO _t	7,09	7,69	7,26	2,21	2,33	1,28
MnO	0,11	0,11	0,11	0,02	0,05	0,03
MgO	10,41	10,96	10,75	9,65	8,11	6,33
CaO	14,67	15,42	15,31	34,54	33,11	38,8
Na ₂ O	0,69	0,50	0,45	0,15	0,04	нпо
K ₂ O	8,90	7,75	7,33	1,14	1,11	0,55
P ₂ O ₅	1,17	1,20	1,16	0,82	0,61	1,78
SO ₃	0,57	0,36	0,37	0,16	0,05	нпо
CO ₂	-	-	-	-	25,3	26,9
LOI	3,05	2,88	3,24	28,91	7,56	7,98
Сумма	99,73	100,41	99,80	99,67	100,11	99,89

Примечание: нпо – ниже предела обнаружения; прочерк – не определялся; 1-4 – данные автора; 5-6 – данные F. Stoppa, A. Cundari (1995).

Карбонатитовый туф Купаелло (рис. 7) состоит из лапиллей измененного кальсилитового мелилитита, ксенокристов клинопироксена (10-15 об. %) и флогопита (5-7 об. %), а также лапиллей, состоящих из кальцита. Цементирующая основная масса породы представлена микроскопическим агрегатом из кальцита, апатита, клинопироксена, магнетита, шорломита и перовскита (Stoppa, Cundari, 1995). В породе также присутствуют кальцитовые прожилки.

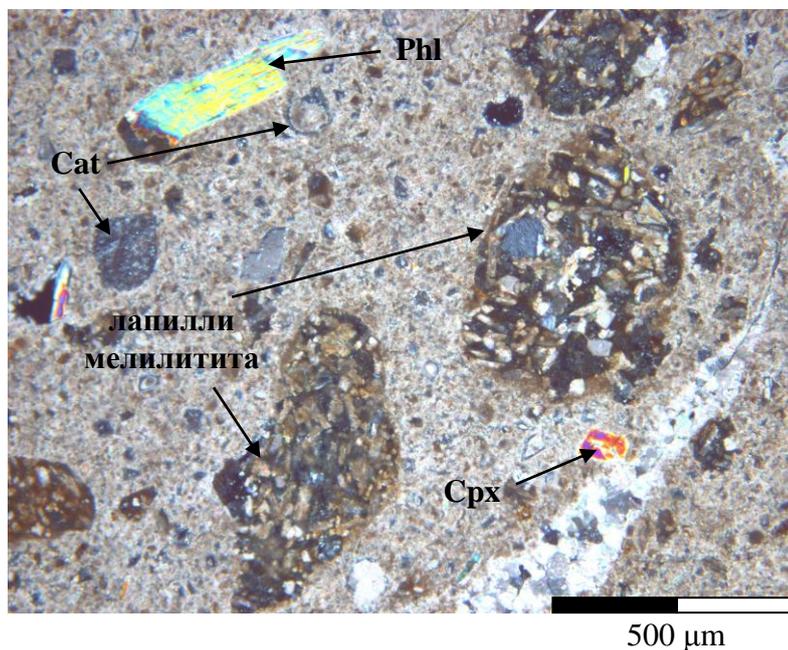


Рис. 7. Карбонатитовый туф Купаелло (изображение при скрещенных николях).

Химический состав *карбонатитового туфа Купаелло* (табл. 1, ан. 4-6) сильно варьирует и содержит (мас.%): 14,2-18,8 SiO₂, 0,2-0,4 TiO₂, 1,8-2,6 Al₂O₃, 1,3-2,3 FeO, 6,3-9,7 MgO, 33,1-38,8 CaO, 0-0,2 Na₂O, 0,6-1,1 K₂O, 0,6-1,8 P₂O₅ и 25,3-26,9 CO₂. Высокое содержание SiO₂ в карбонатитовом туфе, вероятно, объясняется наличием в нем лапиллей кальсилитового мелилитита. Кроме того, его состав похож на состав карбонатитовой лавы Форт Портал (Stoppa, Schiazza, 2013), несколько отличаясь от него пониженными значениями TiO₂ (0,2-0,4 против 1,6-2,4 мас.%), FeO (1,3-2,3 против 9,3-12 мас.%) и повышенным K₂O (0,6-1,1 против 0,2-0,7 мас.%).

3.3. Химический состав породообразующих минералов

кальсилитовых мелилититов

Мелилит из кальсилитового мелилитита Купаелло имеет преимущественно акерманитовый (86-90 мол.%) состав (табл. 2; Yoder, 1973). Количество геленита и Na-мелилита близки в минерале и составляют 4,5-7 мол.% и 5-7,3 мол.%, соответственно (рис. 8). Подобного состава мелилиты также были описаны на вулканах Пиан ди Челле (Stoppa et al., 1997; Панина и др., 2003) и Сан-Венанцо (Cundari, Ferguson, 1991) этой провинции.

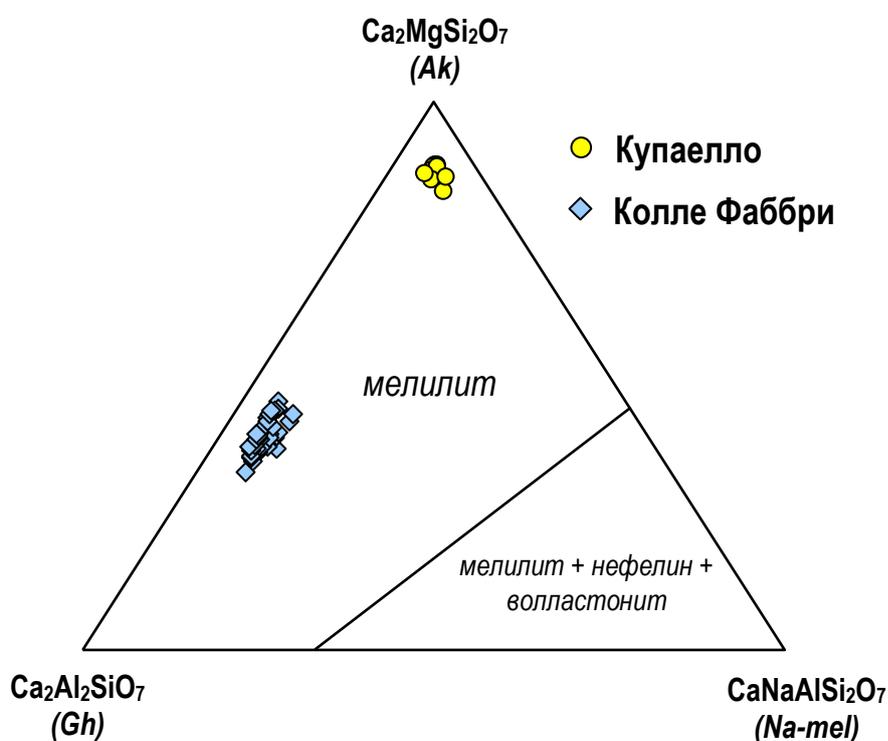


Рис. 8. Диаграмма соотношения Na – мелилита, геленита и акерманита в мелилитах (Yoder, 1973).

Таблица 2
Химический состав (мас.%) и кристаллохимическая формула

МЕЛИЛИТОВ ИЗ КАЛЬСИЛИТОВЫХ МЕЛИЛИТИТОВ

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	39,57	41,66	42,67	42,35	42,50	43,03	43,21	43,07	42,49	42,31
TiO ₂	0,07	0,11	0,04	нпо	0,05	нпо	0,04	0,10	0,03	0,03
Al ₂ O ₃	1,93	1,60	2,27	1,69	1,60	1,60	1,77	1,99	1,78	1,72
Fe ₂ O _{3 cal}	0,00	0,00	0,31	1,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO _{cal}	2,34	2,44	1,95	1,69	2,65	2,36	2,53	2,39	2,53	2,52
MgO	10,46	11,24	11,23	11,59	11,06	11,51	11,38	10,96	11,07	10,76
MnO	0,05	0,07	0,05	0,04	0,09	0,06	0,08	0,09	0,09	0,07
CaO	37,63	36,91	36,22	36,57	36,85	36,63	36,63	36,62	36,83	36,55
Na ₂ O	0,87	0,86	1,17	0,88	0,85	0,80	0,95	0,99	0,82	0,94
K ₂ O	0,53	0,49	0,60	0,56	0,48	0,45	0,58	0,56	0,55	0,54
BaO	0,26	нпо	0,12	0,12	0,21	нпо	0,12	0,17	0,17	0,18
SrO	1,79	1,83	1,64	1,81	1,75	1,71	1,79	1,73	1,70	1,71
P ₂ O ₅	2,73	1,35	0,12	0,09	0,42	0,08	0,12	0,11	0,08	0,51
Сумма	98,25	98,62	98,39	98,52	98,52	98,31	99,21	98,78	98,18	97,85
Si	1,87	1,96	1,99	1,98	2,00	2,02	2,01	2,01	2,00	2,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ^{IV}	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ^{VI}	0,09	0,10	0,12	0,08	0,10	0,11	0,11	0,13	0,10	0,12
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,10	0,10	0,09	0,11	0,11	0,10	0,11	0,10	0,11	0,11
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,74	0,79	0,78	0,81	0,77	0,80	0,79	0,76	0,78	0,76
Ca	1,91	1,86	1,81	1,84	1,86	1,84	1,83	1,83	1,86	1,85
Na	0,08	0,08	0,11	0,08	0,08	0,07	0,09	0,09	0,08	0,09
K	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sr	0,05	0,05	0,04	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
P	0,11	0,05	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Fe-gh	0,28	0,41	1,23	4,00	0,18	0,08	0,15	0,35	0,10	0,11
Fe-ak	10,22	10,00	7,85	6,78	10,90	9,41	10,13	9,79	10,47	10,45
Ak	79,75	79,74	78,45	81,05	78,50	79,59	78,61	76,98	78,95	77,47
Gh	4,21	4,36	5,21	2,34	5,02	5,77	4,92	6,59	4,98	5,97
Na-mel	5,54	5,50	7,25	5,83	5,40	5,14	6,19	6,29	5,49	6,02
Mg# (f.u)	88,85	89,14	89,97	88,44	88,15	89,68	88,91	89,10	88,63	88,38

Примечание: Формульные единицы рассчитаны на 5 катионов. Fe₂O_{3 cal} и FeO_{cal} – расчетные значения.

Клинопироксен в кальсилитовом мелилитите, согласно микронзондовому анализу (табл. 3), относится к диопсиду с магнезиальностью $Mg\# = 93-95$ по классификации Morimoto (1989) и Добрецова и др. (1971) и имеет следующую кристаллохимическую формулу (расчет формулы по катионам):



На диаграмме номенклатуры моноклинных пироксенов в системе $Ca_2Si_2O_6 - Mg_2Si_2O_6 - Fe_2Si_2O_6$ клинопироксен из Купаелло располагается на прямой диопсид – геденбергита (рис. 9) и является наиболее магнезиальным среди таковых в мелилититах из вулканов рассматриваемой провинции.

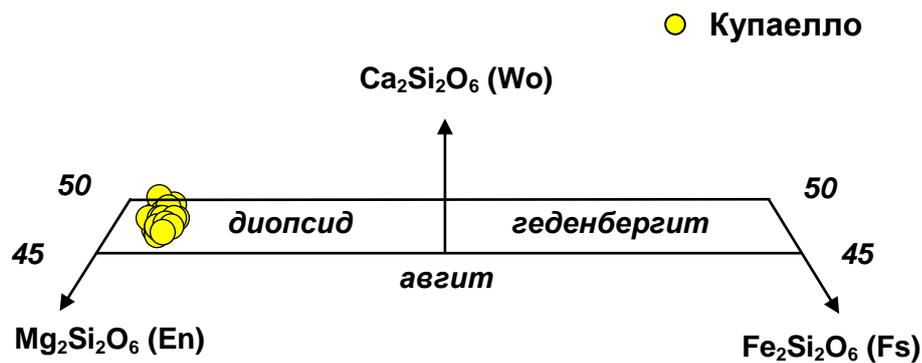


Рис. 9. Номенклатура моноклинных пироксенов в системе $Ca_2Si_2O_6 - Mg_2Si_2O_6 - Fe_2Si_2O_6$ (Morimoto, 1989).

Оливин в кальсилитовом мелилитите встречается редко в виде бесцветных ксеноморфных зерен в основной массе. По краям он обычно окружен зернами перовскита. Химический состав оливина во всех зернах близкий, незначительно варьирует от Fo_{89} до Fo_{91} (табл. 4, ан. 1-7). В составе оливина отмечаются 2,2-3,8 мас.% CaO и 0,3-0,5 MnO.

Монтичеллит, так же как и оливин, распространен в основной массе. Его состав (табл. 4, ан. 8-14) содержит (в мас.%) 32,7-33,2 CaO, 18,5-19,0 MgO и 36,5-37,5 SiO₂. Магнезиальность монтичеллита $Mg\# = 74-77$.

Таблица 3

Химический состав (мас.%) и кристаллохимическая формула
клинопироксенов из кальсилитовых мелилититов

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	53,67	54,66	54,34	52,98	54,94	55,25	54,63	55,55	54,86	55,29
TiO ₂	0,33	0,19	0,23	0,39	0,33	0,40	0,24	0,23	0,27	0,31
Al ₂ O ₃	0,36	0,28	0,27	0,34	0,29	0,25	0,30	0,28	0,26	0,31
FeO	2,15	2,19	2,22	2,13	2,21	2,15	2,17	1,96	2,01	2,04
MgO	17,64	18,18	17,95	17,79	17,20	17,13	17,59	17,57	17,41	17,58
MnO	0,06	0,07	0,04	0,15	0,06	0,05	0,07	0,01	0,05	0,05
CaO	24,14	24,36	24,33	24,85	24,84	24,82	24,90	24,70	24,50	24,65
Na ₂ O	0,11	0,11	0,11	0,14	0,11	0,10	0,09	0,12	0,10	0,09
K ₂ O	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,06	0,02	нпо	0,02
BaO	0,11	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	0,16	нпо	нпо
SrO	нпо	нпо	нпо	0,04	нпо	нпо	нпо	0,03	нпо	нпо
P ₂ O ₅	0,04	0,06	0,06	0,06	0,06	0,08	0,06	0,05	0,06	0,07
Сумма	98,63	100,2	99,60	98,89	100,1	100,3	100,2	100,7	99,54	100,5
Si	1,98	1,98	1,98	1,95	1,99	2,00	1,98	2,00	2,00	1,99
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Al	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06	0,07	0,06	0,06	0,06
Mg	0,97	0,99	0,98	0,98	0,94	0,93	0,96	0,95	0,95	0,95
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,95	0,95	0,95	0,98	0,97	0,96	0,97	0,95	0,96	0,95
Na	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg# (f.u.)	0,94	0,94	0,94	0,94	0,93	0,93	0,94	0,94	0,94	0,94
№	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	54,24	54,50	54,12	53,72	53,77	54,54	54,66	53,91	53,70	53,91
TiO ₂	0,26	0,27	0,25	0,40	0,40	0,35	0,25	0,27	0,28	0,28
Al ₂ O ₃	0,38	0,43	0,28	0,34	0,56	0,42	0,42	0,35	0,21	0,23
FeO	1,86	1,73	1,83	2,08	2,18	1,98	2,01	2,11	1,74	1,83
MgO	17,61	17,62	17,38	17,19	16,84	16,84	17,27	17,23	17,64	17,60
MnO	0,04	0,03	0,05	0,06	0,06	0,05	0,04	0,05	0,04	0,04
CaO	23,83	24,24	24,49	24,57	24,47	24,64	24,35	24,49	24,45	24,34
Na ₂ O	0,12	0,12	0,10	0,13	0,15	0,14	0,14	0,16	0,06	0,12
K ₂ O	0,01	0,01	0,02	0,04	0,03	0,02	0,02	0,06	0,02	0,03
BaO	нпо	0,11	нпо							
SrO	нпо	нпо	нпо	0,01	нпо	нпо	нпо	0,01	нпо	нпо
P ₂ O ₅	0,06	0,05	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,04	0,06
Сумма	98,41	99,10	98,59	98,61	98,57	99,03	99,26	98,70	98,21	98,43

Продолжение Таблицы 3

№	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Si	1,99	1,99	1,99	1,98	1,98	2,00	1,99	1,98	1,98	1,99
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Al	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01
Fe	0,06	0,05	0,06	0,06	0,07	0,06	0,06	0,06	0,05	0,06
Mg	0,97	0,97	0,96	0,95	0,93	0,92	0,95	0,95	0,98	0,97
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,94	0,95	0,96	0,97	0,97	0,97	0,95	0,97	0,97	0,96
Na	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
Mg# (f.u.)	0,94	0,95	0,94	0,94	0,93	0,94	0,94	0,94	0,95	0,95

Примечание: нпо – ниже пределов обнаружения. Формульные единицы рассчитаны на 6 атомов кислорода.

Таблица 4

Химический состав (мас.%) и кристаллохимическая формула оливина и монтichelлита из кальсилитовых мелилититов

№	1*	2**	3	4	5	6	7
SiO ₂	40,33	40,63	40,93	40,5	40,55	40,33	40,54
FeO	9,11	8,56	10,08	9,99	9,95	10,76	9,91
MgO	47,64	45,55	46,26	46,4	46,7	46,36	46,9
MnO	0,32	0,34	0,45	0,31	0,33	0,30	0,47
CaO	2,19	3,76	2,28	2,8	2,47	2,25	2,18
Сумма	99,96	99,92	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Si	0,99	1,00	1,01	1,00	1,00	1,00	1,00
Fe	0,19	0,17	0,21	0,21	0,2	0,22	0,20
Mg	1,75	1,68	1,71	1,72	1,73	1,72	1,73
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,06	0,10	0,06	0,07	0,06	0,06	0,06
Mg# (f.u.)	0,90	0,91	0,89	0,89	0,89	0,89	0,89
№	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	37,17	36,93	36,77	36,54	36,70	37,11	37,52
FeO	10,52	10,58	11,09	11,49	11,64	10,52	10,35
MgO	18,82	19,04	18,92	18,64	18,47	18,80	18,91
MnO	0,33	0,33	0,50	0,54	0,50	0,44	0,38
CaO	33,17	33,12	32,72	32,79	32,69	33,13	32,84
Сумма	100,01	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Si	1,01	1,01	1,00	1,00	1,00	1,01	1,02
Fe	0,24	0,24	0,25	0,26	0,27	0,24	0,23
Mg	0,77	0,78	0,77	0,77	0,76	0,77	0,77
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,97	0,96	0,96	0,96	0,96	0,97	0,94
Mg# (f.u.)	0,76	0,76	0,75	0,74	0,74	0,76	0,77

Примечание: 1, 2 – результаты микрозондового анализа: * в том числе 0,05 мас.% Na₂O, 0,04 мас.% K₂O и 0,28 мас.% P₂O₅; ** 0,06 мас.% Na₂O, 0,21 мас.% K₂O и 0,81 мас.% P₂O₅; 3-14 – результаты анализа СЭМ, приведенные к 100 %. 1-7 – оливин, 8-14 – монтichelлит. Формульные единицы рассчитаны на 4 атомов кислорода.

Кальсилит встречается в основной массе кальсилитового мелилитита. Содержание SiO_2 в нем варьирует от 36,11 до 41 мас.%, K_2O – от 23,4 до 27,4 мас.%, а Al_2O_3 от 21,1 до 27,6 мас.% (табл. 5). В составе кальсилита также присутствует FeO от 2,4 до 4,9 мас.%, Na_2O от 0,1 до 0,96 мас.% и CaO до 0,68 мас.%.

Слюда в кальсилитовом мелилитите (табл. 6) встречается в виде вкрапленников. Ее состав однородный и состоит (мас.%) из 40,4-41,9 SiO_2 , 11,8-12,4 Al_2O_3 , 25,1-26 MgO , 3,1-3,5 FeO , 1,3-1,6 TiO_2 и 9,8-10,5 K_2O . По номенклатуре М. Rieder et al. (1998) слюда представлена твердым раствором аннита и флогопита с магниальностью $\text{Mg}\# = 93-94$, а по классификации У.А. Дира и др. (1966) она относится к флогопиту (рис. 10). Согласно последней классификации атомное отношение Mg к Fe во флогопите больше, чем 2:1 (Дир и др., 1966).

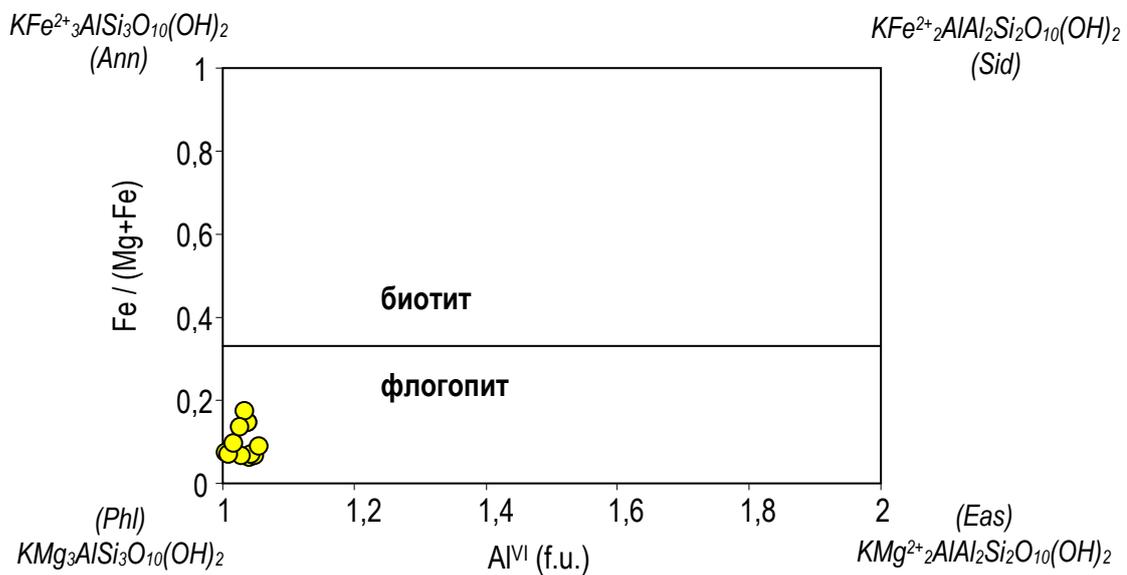


Рис. 10. Номенклатура вкрапленников флогопита из кальсилитового мелилитита Купаелло в системе $\text{Fe}/(\text{Mg} + \text{Fe}) - \text{Al}(\text{IV})$ в формульных единицах (Дир и др., 1966; Rieder et al., 1998).

Таблица 5

Химический состав (мас.%) и кристаллохимическая формула
кальсилитов из кальсилитовых мелилититов

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	39,28	38,68	38,81	38,66	38,32	39,32	37,61	38,81	38,66	38,10
Al ₂ O ₃	28,40	27,55	27,62	27,91	26,72	27,89	26,24	27,62	27,91	26,28
FeO	2,36	2,62	2,80	2,80	2,96	2,87	2,93	2,80	2,80	2,84
MgO	0,53	0,60	0,56	0,58	0,60	0,63	0,61	0,56	0,58	0,78
CaO	0,06	0,14	нпо							
Na ₂ O	0,12	0,11	нпо							
K ₂ O	27,42	26,77	28,03	27,97	27,30	28,04	27,24	28,03	27,97	27,32
BaO	нпо	0,16	нпо							
Сумма	98,21	96,61	97,83	97,92	95,89	98,75	94,64	97,83	97,92	95,33
Si	1,05	1,06	1,05	1,05	1,06	1,05	1,06	1,05	1,05	1,06
Al	0,90	0,88	0,88	0,89	0,87	0,88	0,87	0,88	0,89	0,86
Fe ²⁺	0,05	0,06	0,06	0,06	0,07	0,06	0,07	0,06	0,06	0,07
Fe ³⁺	0,05	0,06	0,06	0,06	0,07	0,06	0,07	0,06	0,06	0,07
Mg	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03
Na	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,94	0,93	0,97	0,97	0,96	0,96	0,98	0,97	0,97	0,97
№	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	38,17	39,15	37,87	38,91	39,28	38,21	39,30	41,01	38,59	41,23
Al ₂ O ₃	26,09	24,30	26,68	26,32	25,07	26,91	26,70	25,55	23,77	21,29
FeO	2,87	3,73	3,01	3,32	3,76	3,16	3,24	4,31	4,31	4,91
MgO	0,76	1,36	0,68	0,91	1,28	0,73	0,96	1,26	1,38	2,14
CaO	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	0,36	0,27	нпо	нпо
Na ₂ O	нпо	0,06	нпо	нпо						
K ₂ O	27,63	27,73	27,20	27,73	27,07	28,06	27,27	22,58	27,28	26,08
BaO	нпо	0,12	нпо	нпо						
Сумма	95,53	96,27	95,44	97,20	96,45	97,07	97,84	95,15	95,33	95,65
Si	1,06	1,09	1,05	1,07	1,08	1,05	1,06	1,11	1,09	1,15
Al	0,86	0,79	0,87	0,85	0,81	0,87	0,85	0,81	0,79	0,70
Fe ²⁺	0,07	0,09	0,07	0,08	0,09	0,07	0,07	0,10	0,10	0,11
Fe ³⁺	0,07	0,09	0,07	0,08	0,09	0,07	0,07	0,10	0,10	0,11
Mg	0,03	0,06	0,03	0,04	0,05	0,03	0,04	0,05	0,06	0,09
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,98	0,98	0,97	0,97	0,95	0,98	0,94	0,78	0,98	0,92

Примечание: нпо – ниже предела обнаружения. 1, 2, 18 – результаты микронзондового анализа, остальные – результаты анализа СЭМ. Формульные единицы рассчитаны на 4 атомов кислорода.

Таблица 6

Химический состав (мас.%) и кристаллохимическая формула
флогопита из кальситовых мелилититов

№	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	41,09	40,85	40,69	40,38	41,47	41,93	40,82
TiO ₂	1,53	1,34	1,55	1,27	1,48	1,27	1,28
Al ₂ O ₃	12,35	12,35	12,14	12,13	12,35	12,30	11,81
FeO	3,13	3,21	3,33	3,11	3,51	3,51	3,45
MgO	25,96	25,89	25,55	25,07	25,40	25,85	25,26
MnO	0,01	0,02	нпо	0,02	0,04	нпо	нпо
CaO	0,01	0,03	0,03	0,01	0,02	нпо	нпо
Na ₂ O	0,08	0,07	0,03	0,04	0,03	нпо	нпо
K ₂ O	10,03	10,07	10,16	10,16	9,83	10,52	10,13
BaO	нпо	0,12	нпо	0,21	0,13	нпо	нпо
Сумма	94,28	93,99	93,55	92,40	94,27	95,38	92,75
Si	2,96	2,95	2,96	2,97	3,00	2,99	2,99
Ti	0,08	0,07	0,08	0,07	0,08	0,07	0,07
Al	1,05	1,05	1,04	1,05	1,05	1,03	1,02
Fe	0,19	0,19	0,20	0,19	0,21	0,21	0,21
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	2,79	2,79	2,77	2,75	2,74	2,75	2,76
Na	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
K	0,92	0,93	0,94	0,95	0,91	0,96	0,95
Ba	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Mg# (f.u.)	93,66	93,49	93,18	93,49	92,80	92,92	92,88
Al ^{IV}	0,01	0,00	0,00	0,02	0,05	0,02	0,01
Al ^{VI}	1,04	1,05	1,04	1,03	1,00	1,01	1,01
<i>I</i>	0,94	0,94	0,95	0,97	0,92	0,96	0,95
<i>M</i> ₂₋₃	3,06	3,06	3,05	3,03	3,08	3,04	3,05
<i>T</i> ₄	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00

Примечание: нпо – ниже предела обнаружения. 1-4 – результаты микрозондового анализа, 5-6 – результаты анализа СЭМ. Формульные единицы определялись на основе 22 положительных зарядов.

Таблица 7

Химический состав (мас.%) и кристаллохимическая формула
перовскитов из основной массы кальсилитового мелилитита

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	1,01	1,10	1,20	нпо	нпо	0,90	нпо	0,38	0,71	0,66	нпо	0,34
TiO ₂	52,37	52,58	53,88	53,65	54,70	56,16	56,00	53,18	58,34	58,34	55,28	54,96
Al ₂ O ₃	0,26	0,45	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо
FeO	2,26	2,25	2,55	2,16	2,18	1,90	2,05	2,25	2,02	1,77	2,45	2,22
CaO	29,55	30,60	31,47	31,35	33,44	34,13	33,52	31,07	34,92	34,62	32,64	32,81
Na ₂ O	1,74	1,35	1,22	1,32	1,15	1,54	1,21	1,29	1,57	1,36	1,44	1,30
K ₂ O	1,17	0,85	0,38	нпо	0,36	0,29	0,27	0,36	0,24	0,44	0,47	нпо
SrO	1,48	1,22	1,34	1,19	1,32	2,26	1,30	1,42	2,29	2,79	1,12	1,21
Ce ₂ O	4,88	4,25	4,25	5,13	2,80	2,79	4,09	4,34	нпо	нпо	5,06	3,96
La ₂ O	1,91	2,07	1,92	2,22	1,39	нпо	нпо	1,99	нпо	нпо	нпо	нпо
Nd ₂ O	1,85	1,67	1,75	1,64	1,38	нпо	нпо	1,92	нпо	нпо	нпо	1,62
Th ₂ O	1,47	1,60	нпо	1,41	1,26	нпо	1,55	1,74	нпо	нпо	1,55	1,56
Сумма	99,95	99,99	99,94	100,05	99,97	99,96	100,00	99,95	100,09	99,99	100,00	99,97
Si	0,03	0,03	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	0,01
Ti	1,00	0,99	1,00	1,02	1,01	1,00	1,02	1,01	1,01	1,01	1,02	1,01
Al	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,03	0,05	0,05
Ca	0,81	0,82	0,83	0,85	0,88	0,86	0,87	0,84	0,86	0,86	0,86	0,86
Na	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
K	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00
Sr	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,04	0,02	0,02
Ce	0,03	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,03	0,02
La	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Nd	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Th	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
№	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	1,04	0,70	0,67	0,98	2,98	нпо	нпо	нпо	0,90	нпо	нпо	нпо
TiO ₂	52,33	55,23	53,66	52,66	50,21	53,32	53,34	53,57	53,71	54,03	54,53	54,26
Al ₂ O ₃	0,26	нпо	нпо	нпо	0,58	нпо						
FeO	2,03	2,09	2,05	2,20	2,18	2,17	2,17	2,14	2,13	2,09	1,97	1,87
CaO	30,47	33,68	30,96	31,15	30,55	30,22	30,45	31,35	31,96	31,74	32,53	31,58
Na ₂ O	1,37	1,40	1,30	1,27	1,30	1,54	1,52	1,34	1,20	1,42	1,25	1,33
K ₂ O	0,83	0,36	0,58	0,88	1,86	0,50	0,30	0,24	0,30	нпо	нпо	0,36
SrO	1,34	2,08	1,28	1,21	1,21	0,88	1,19	1,20	1,32	1,52	1,20	1,01
Ce ₂ O	4,45	1,96	4,62	4,05	3,96	5,42	5,12	4,66	3,79	4,38	3,71	4,06
La ₂ O	2,38	0,85	1,97	1,90	1,87	2,27	1,55	2,49	1,35	1,65	1,85	1,65
Nd ₂ O	1,76	0,97	1,52	1,93	1,79	1,47	2,13	1,54	1,86	1,65	1,82	1,63
Th ₂ O	1,74	0,72	1,43	1,70	1,49	2,22	2,23	1,48	1,49	1,52	1,12	2,25
Сумма	100,00	100,05	100,03	99,93	99,98	100,01	100,01	100,01	100,00	100,00	99,98	100,01

Продолжение Таблицы 7

№	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
Si	0,03	0,02	0,02	0,02	0,07	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
Ti	1,00	1,00	1,01	1,00	0,95	1,03	1,03	1,02	1,00	1,02	1,02	1,03
Al	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04
Ca	0,83	0,87	0,83	0,84	0,82	0,83	0,84	0,85	0,85	0,85	0,87	0,85
Na	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Sr	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01
Ce	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
La	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Nd	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Th	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01

Примечание: нпо – ниже предела обнаружения. Анализы получены с помощью СЭМ и приведены к 100 %. Формульные единицы рассчитаны на 3 атомов кислорода.

Перовскит (табл. 7), присутствующий в основной массе кальсилитового мелилитита, обогащен железом, щелочами и элементами редкоземельной группы. Его состав представлен главным образом 50,2-58,3 мас.% TiO_2 и 29,6-34,9 мас.% CaO . Также отмечается некоторое количество оксидов, замещающих CaO (мас.%): 1,8-2,5 FeO , 1,2-1,7 Na_2O , 0,9-2,8 SrO . Кроме того, перовскит обогащен оксидами редкоземельных элементов (мас.%): до 5,1 Ce_2O_3 , до 2,5 La_2O_3 , до 2,1 Nd_2O_3 и до 2,3 Th_2O_3 . Согласно Диру и др. (1966) разновидность перовскита, обогащенная редкими землями, главным образом церием, называется кнопитом.

Апатит в основной массе встречается редко в виде кристаллических включений в перовските. Его состав характеризуется (мас.%): 45,9-46,5 CaO , 33,8-37,1 P_2O_5 , 2,3-3,4 F и до 2,07 SrO . В нем также отмечаются 3,5-5,7 SiO_2 , до 0,6 Al_2O_3 , до 2,4 FeO , 0,6-1,4 MgO и 0,3-1,2 K_2O (табл. 8).

Таблица 8

Химический состав (мас.%) апатита из основной массы кальсилитового мелилитита

№	1	2	3
SiO_2	3,47	5,69	4,94
Al_2O_3	нпо	0,36	0,60
FeO	2,36	нпо	1,11
MgO	0,61	1,43	0,75
CaO	46,06	46,50	45,92
K_2O	0,63	0,25	1,16
SrO	нпо	нпо	2,07
P_2O_5	37,05	34,39	33,75
F	2,30	3,37	2,81
Сумма	92,48	91,99	93,11

Примечание: нпо – ниже предела обнаружения; анализы получены с помощью СЭМ.

3.4. Расплавные включения в клинопироксене кальсилитовых мелилититов

Во вкрапленниках клинопироксена кальсилитовых мелилититов были обнаружены первичные частично раскристаллизованные расплавные включения. Первичность изучаемых включений определялась согласно критериям Н.П. Ермакова (1972), Т.Ю. Базаровой и др. (1975) и Э. Реддера (1987). Одиночные первичные расплавные включения отмечаются в ядрах и по зонам роста вкрапленников и не обнаруживают никакой приуроченности к трещинам (рис. 11 а, б).

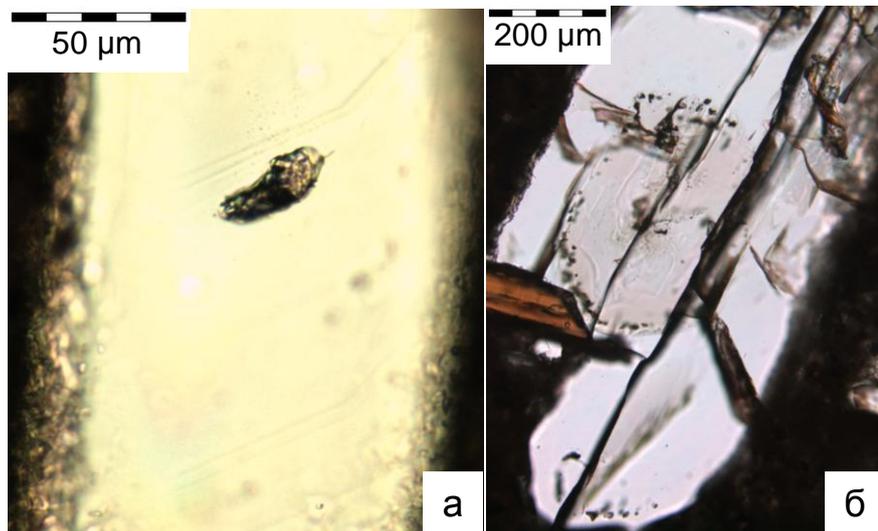


Рис. 11. Первичные расплавные включения в клинопироксене: а – одиночное; б – располагающиеся по зонам роста минерала-хозяина. Изображение в проходящем свете.

Включения размером от 10-15 мкм до 50 мкм, имеют неправильную или близкую к округлой и призматической форму. Фазовый состав включений: остаточное стекло, газовая фаза и тонкозернистые агрегаты бесцветных, светло-зеленоватых и буроватых фаз (рис. 11, 12).

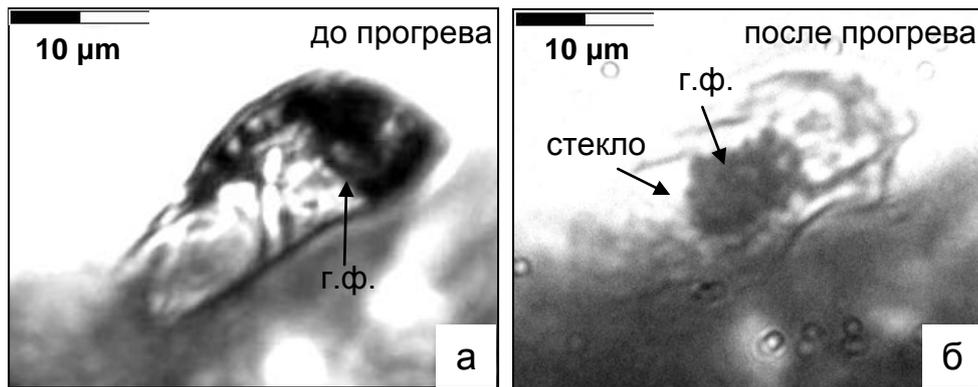


Рис. 12. Первичное расплавленное включение в клинопироксене: а – раскристаллизованное с газовой фазой до прогрева; б – то же включение после прогрева и закалки. Изображение в проходящем свете.

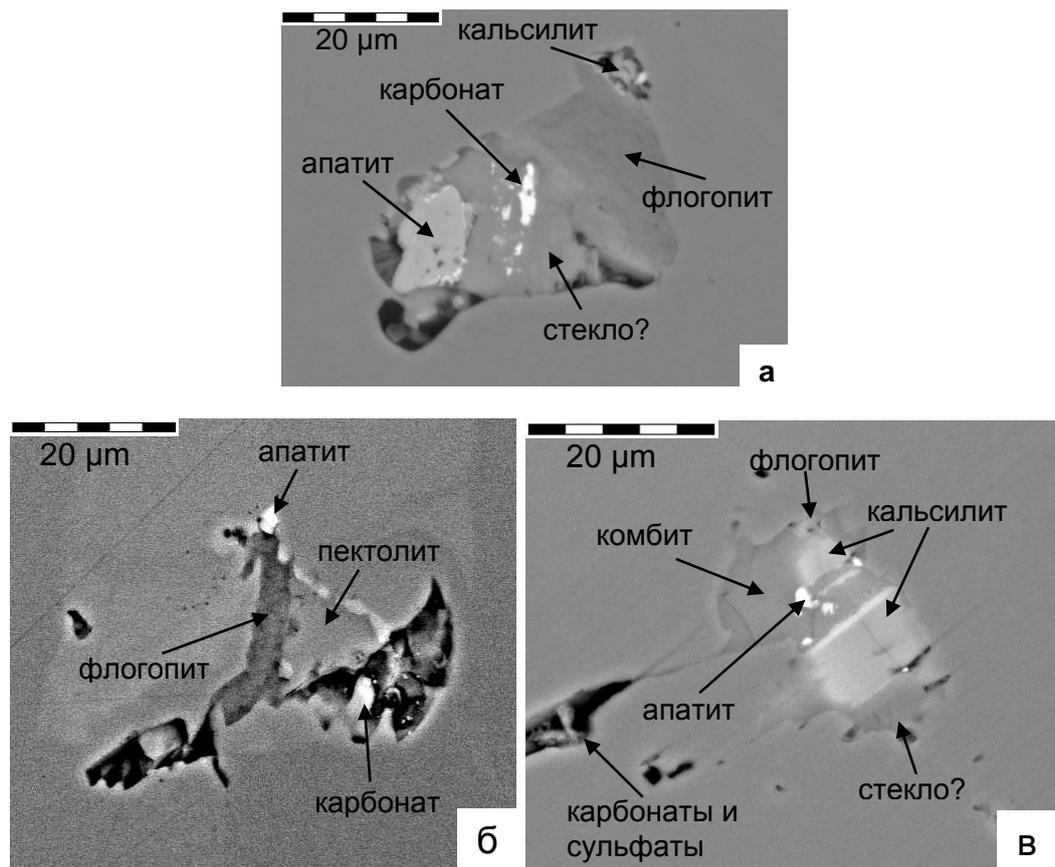


Рис. 13. Первичные расплавленные частично раскристаллизованные включения в клинопироксене и их фазовый состав (а, б, в). Изображение в отраженных электронах.

Среди дочерних фаз с помощью сканирующего микроскопа и КР-спектроскопии были определены (рис. 13): флогопит, кальсилит, пектолит, комбит, кальцит, Ва-Sr карбонат, барит и апатит. Формула комбита – $\text{Na}_{4,5}\text{Ca}_{3,5}\text{Si}_6\text{O}_{17,5}(\text{OH})_{0,5}$ согласно R.X. Fischer, E. Tillmanns (1987) и И.В. Пекову и др. (Pekov et al., 2009), а пектолита – $\text{Ca}_2\text{NaN}[\text{Si}_3\text{O}_9]$ согласно У.А. Дир и др. (1965). То есть, исходя из состава дочерних фаз, включения являются карбонатно-силикатными.

Химический состав дочерних фаз из расплавных включений:
Кальсилит (табл. 9) характеризуется 35,9-38,4 мас.% SiO_2 и 3,4-26,6 мас.% K_2O и по сравнению с пороодообразующим кальсилитом содержит повышенные концентрации FeO (8,2-15,3 мас.%) и пониженные Al_2O_3 (14,8-25,0 мас.%), а также в нем отмечаются (в мас.%): до 1,8 CaO , 0,1-2,3 MgO , 0,7 Na_2O и 0,5 BaO .

Таблица 9

Химический состав (мас.%) дочернего кальсилита из расплавных включений в клинопироксене

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	36,01	35,88	36,30	36,99	37,07	37,29	37,66	38,41	36,80
TiO_2	нпо	нпо	нпо	нпо	0,11	0,10	0,28	0,22	нпо
Al_2O_3	14,83	19,29	21,37	19,93	22,30	22,16	24,93	25,03	21,11
FeO	15,32	12,63	9,83	9,98	9,25	9,61	8,21	8,42	8,29
MgO	2,26	0,51	0,56	1,23	0,44	0,58	0,05	0,24	0,68
MnO	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	0,03	0,02	нпо
CaO	0,85	нпо	0,60	1,80	0,29	0,44	0,39	0,35	1,62
Na_2O	0,55	нпо	нпо	нпо	0,11	0,09	0,14	0,12	0,67
K_2O	24,43	26,63	26,51	24,91	25,91	25,59	23,73	23,38	25,73
Сумма	94,25	94,95	95,18	94,85	95,52	95,91	95,51	96,28	95,40*
Si	1,10	1,07	1,06	1,08	1,07	1,07	1,06	1,07	1,07
Al	0,53	0,68	0,73	0,68	0,75	0,75	0,82	0,82	0,72
Fe ²⁺	0,39	0,31	0,24	0,24	0,22	0,23	0,19	0,19	0,20
Fe ³⁺	0,37	0,30	0,23	0,24	0,22	0,22	0,19	0,19	0,20
Mg	0,10	0,02	0,02	0,05	0,02	0,03	0,00	0,01	0,03
Ca	0,03	0,00	0,02	0,06	0,01	0,01	0,01	0,01	0,05
Na	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04
K	0,95	1,01	0,99	0,93	0,95	0,94	0,85	0,83	0,95

Примечание: нпо – ниже предела обнаружения, * - в том числе BaO – 0,5 мас.%.

Формульные единицы рассчитаны на 4 атомов кислорода.

Химический состав дочерней *слюды* (табл. 10, ан. 1-4) представлен (в мас.%): 40,1-42,3 SiO₂; 10,3-11,7 Al₂O₃; 22,6-23,2 MgO; 6,4-8,4 FeO; 1,7-2,4 TiO₂ и 9,8-10,4 K₂O и характеризуется более низкой магнезиальностью (Mg# = 83-87) по сравнению с вкрапленниками флогопита этой породы. Согласно M. Rieder et al. (1998) и У.А. Диру и др. (1966) этот состав также отвечает флогопиту.

Таблица 10

Химический состав (мас.%) дочерних флогопита, комбита, пектолита и апатита из расплавных включений в клинопироксене

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	40,05	40,54	42,30	40,67	49,71	50,33	50,87	50,23	50,36	53,36	52,21	1,67
TiO ₂	2,35	1,67	1,92	1,85	1,21	0,09	0,29	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо
Al ₂ O ₃	11,72	10,90	10,26	10,56	0,17	нпо						
FeO	6,80	8,41	6,63	6,41	0,23	0,21	0,21	0,21	нпо	0,30	нпо	нпо
MgO	22,63	22,75	22,59	23,21	0,20	1,20	0,25	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо
MnO	0,10	нпо	нпо	нпо	0,05	0,04	0,03	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо
CaO	0,34	0,30	1,01	0,85	26,21	27,04	27,35	26,86	28,35	32,17	30,00	48,71
Na ₂ O	0,13	нпо	нпо	0,47	19,44	18,41	19,05	20,08	18,41	8,92	9,23	нпо
K ₂ O	9,75	10,40	10,38	10,15	0,84	0,61	0,67	0,78	0,58	нпо	нпо	0,53
BaO	0,15	0,47	0,45	0,41	0,11	0,16	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо
SrO	нпо	нпо	нпо	нпо	0,22	0,15	0,09	нпо	нпо	нпо	нпо	4,29
P ₂ O ₅	нпо	нпо	нпо	нпо	0,16	0,08	0,07	нпо	нпо	нпо	нпо	38,06
F	нпо	2,50										
Сумма	94,03	95,44	95,54	94,58	98,55	98,31	98,92	98,17	99,13	94,74	91,44	95,76

Примечание: нпо – ниже предела обнаружения; 1-4 – флогопит; 5-9 – комбит; 10-11 – пектолит; 12 – апатит.

Ca-Na-силикаты, найденные в виде дочерних фаз в первичных силикатно-карбонатных включениях в клинопироксене из *кальсилитового мелилитита*, не были обнаружены ранее среди породообразующих минералов в карбонатитах и камафугитах Внутригорной Ультращелочной провинции. Они представлены комбитом и пектолитом (табл. 10, ан. 5-11).

Комбит очень редкий минерал щелочных пород, но, тем не менее, является типичным магматическим минералом в комбит- и волластонит-содержащих нефелинитах вулкана Олдоиньо Ленгаи в Танзании (Klaudius,

Keller, 2006; Dawson et al., 1989). Кроме того, он был найден в мелилитсодержащих породах – кугдитах (Панина и др., 2001; Сазонов и др., 2001) в виде дочерних фаз в расплавных включениях, присутствующих в оливине и перовските Крестовской интрузии (Полярная Сибирь). Состав же обнаруженного нами дочернего комбита (табл. 10, ан. 5-9) характеризуется 49,7-50,9 мас.% SiO₂, 26,2-28,4 мас.% CaO и 18,4-20,1 мас.% Na₂O. Его кристаллохимическая формула – Na_{4,27-4,68}Ca_{3,37-3,66}Si_{5,96-6,07}O_{17,5}(OH)_{0,5}. Кроме того, он содержит около 0,2 мас.% FeO и 0,6-0,8 мас.% K₂O (Nikolaeva, 2012).

Пектолит также является редким минералом первичных магматических пород. Иногда он встречается в тингуаитах, микрофойяитах, фонолитах и различных нефелиновых сиенитах (Дир и др., 1965). Пектолит также обнаруживается как реакционный минерал мантийных ксенолитов в кимберлитах Канады (Hetman et al., 2004), в расплавных включениях Инаглинских Cr-диопсидов (Наумов и др., 2008), а также кристаллических дочерних фаз в расплавных включениях из пироксенитов и кугдитов Крестовской интрузии (Панина и др., 2001; Сазонов и др., 2001). Химический состав (табл. 10, ан. 10, 11) найденного нами дочернего пектолита характеризуется 52,2-53,4 мас.% SiO₂, 30-32,2 мас.% CaO и 8,9-9,2 мас.% Na₂O и похож на состав пектолита из мелилитсодержащих пород Крестовской интрузии. Его кристаллохимическая формула соответствует Ca_{3,98-4,13}Na_{2,07-2,21}[Si_{6,40-6,46}O₁₆](OH)₂ (Nikolaeva, 2012).

Химический состав дочернего **апатита** (табл. 10, ан. 12) характеризуется 48,7 мас.% CaO, 38,1 мас.% P₂O₅, 2,5 мас.% F и по сравнению с составом кристаллитов апатита в перовските основной массы содержит больше SrO (4,3 мас.%) и меньше SiO₂ (1,7 мас.%).

Карбонаты и сульфаты во включении представлены мелкокристаллическими агрегатами. С помощью СЭМ автором были

установлены кальцит (табл. 11, ан. 1, 2), баритокальцит (табл. 11, ан. 3, 4) и барит (табл. 11, ан. 5, 6).

Таблица 11

Химический состав (мас.%) дочерних Ca-Ba-Sr карбонатов и сульфатов из расплавных включений в клинопироксене

№	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	0,92
FeO	1,18	нпо	0,67	нпо	0,74	нпо
MgO	нпо	0,95	нпо	нпо	нпо	нпо
CaO	49,94	48,36	21,98	24,82	6,19	2,39
K ₂ O	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	0,45
BaO	нпо	4,13	33,03	29,24	55,31	55,55
SrO	нпо	нпо	нпо	2,01	нпо	4,77
P ₂ O ₅	нпо	нпо	нпо	нпо	1,72	0,87
SO ₃	нпо	нпо	нпо	нпо	34,34	33,41
Total	51,12	53,44	56,80	56,48	98,30	98,36

Примечание: нпо – ниже предела обнаружения; 1-2 – кальцит; 3-4 – баритокальцит; 5-6 – барит.

Термометрия расплавных включений. В процессе нагревания расплавных силикатно-карбонатных включений происходят следующие фазовые изменения: около 350-450°C начинается плавление карбонатно-солевых фаз. При нагревании до 740-790°C обособляются карбонатно-солевые глобулы в исходном силикатном включении, а при 970°C карбонатно-солевые глобулы постепенно двигаются в силикатном расплаве и обычно обособляются в одну большую карбонатно-солевую глобулу с газовым пузырем (рис. 14). При 1080-1150°C газовый пузырь исчезает в глобуле (частичная гомогенизация), а при 1170-1190°C карбонатно-солевая глобула растворяется в силикатном расплаве (полная гомогенизация).

При медленной и быстрой закалке включения ведут себя по-разному. При медленной закалке они грубо раскристаллизовываются с отделением солевой фазы от силикатной; в силикатной части отмечаются флогопит,

кальсилит, пектолит, апатит и остаточное стекло. При быстрой закалке они тонко раскристаллизовываются без отделения карбонатно-солевой глобулы.

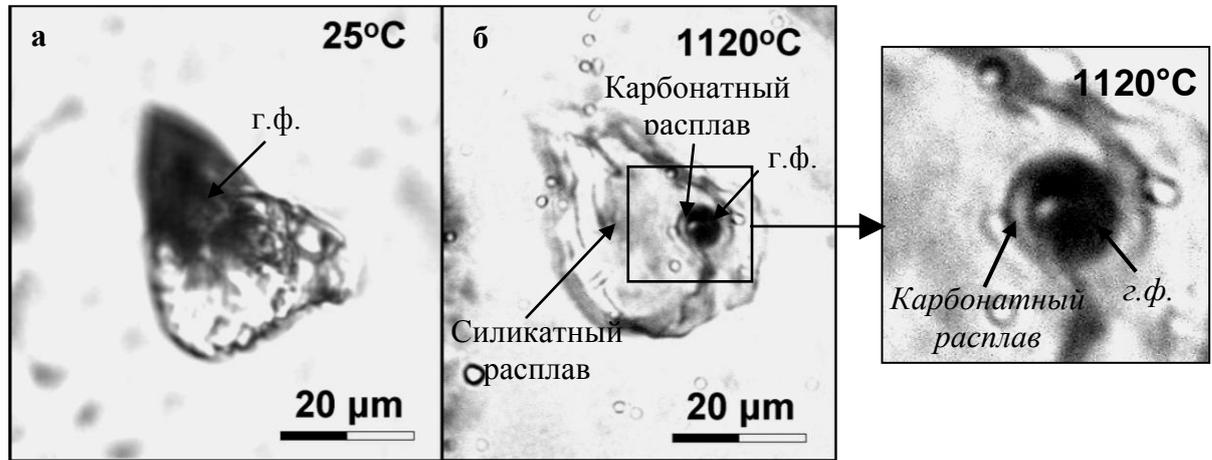


Рис. 14. Эксперименты по прогреву и гомогенизации силикатно-солевых включений в клинопироксене: г.ф. – газовая фаза.

Состав **остаточного силикатного стекла** в непрогретых первичных включениях в клинопироксене сильно варьирует (табл. 12, ан. 1-11) и содержит: 40,9-52,9 мас.% SiO_2 ; 6,1-17,1 мас.% Al_2O_3 ; 3,1-10,0 мас.% FeO ; 2,1-8,7 мас.% MgO ; 3,5-12,7 мас.% CaO ; до 1,6 мас.% Na_2O ; 8,0-19,8 мас.% K_2O .

Таблица 12

Химический состав (мас.%) остаточных стекол расплавных включений
в клинопироксене

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	43,47	43,19	43,04	40,90	43,04	42,27	48,91	52,91	47,02	48,65
TiO ₂	3,04	1,30	нпо	0,58	нпо	нпо	нпо	0,30	0,28	1,40
Al ₂ O ₃	9,35	6,08	9,54	10,56	9,81	10,54	17,12	10,09	10,03	11,70
FeO	4,38	8,34	9,97	8,68	8,39	6,57	3,07	5,04	5,67	7,19
MgO	8,74	7,08	4,94	5,52	5,01	7,36	5,29	4,76	6,19	2,12
MnO	нпо									
CaO	11,67	8,87	4,24	6,10	8,27	11,85	8,07	10,37	12,72	4,06
Na ₂ O	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	0,49	0,50	нпо	0,40	1,56
K ₂ O	11,05	14,54	19,82	15,21	17,24	11,55	8,02	9,30	9,84	17,96
BaO	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	3,13	нпо	нпо	нпо
SrO	нпо	0,56								
P ₂ O ₅	нпо	0,44								
Cl	нпо	0,11								
SO ₃	нпо	0,27								
Сумма	91,68	89,41	91,55	87,57	92,44	90,64	94,11	92,77	92,16	96,02
№	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	49,14	43,64	41,63	37,50	40,22	39,62	38,42	38,64	38,45	37,95
TiO ₂	1,87	0,21	1,38	1,33	0,82	1,17	1,27	1,03	1,27	1,42
Al ₂ O ₃	12,87	7,30	9,94	8,41	9,96	9,07	10,05	8,94	9,26	6,18
FeO	8,10	6,59	7,23	6,14	8,05	8,53	7,24	7,46	7,59	5,84
MgO	2,15	3,83	1,01	6,12	4,21	4,84	2,42	2,90	3,76	3,12
MnO	0,12	0,09	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	0,03	нпо
CaO	3,52	6,55	3,92	5,51	4,31	6,24	4,56	5,82	5,88	9,01
Na ₂ O	0,38	4,67	1,21	1,60	0,96	1,06	1,33	1,21	1,10	2,37
K ₂ O	8,78	10,03	18,11	16,02	21,88	18,65	19,43	17,00	16,96	14,91
BaO	0,38	1,02	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	0,33	0,78
SrO	0,19	0,76	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	0,11	0,71
P ₂ O ₅	0,22	0,17	0,67	0,76	1,33	0,87	1,05	1,79	1,58	0,89
Cl	0,13	0,04	нпо	нпо	0,28	нпо	нпо	нпо	0,09	0,22
SO ₃	0,22	0,15	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	0,39	0,77
Сумма	88,07	85,05	84,43	88,40	92,01	90,05	85,79	84,79	86,81	84,18

Примечание: нпо – ниже предела обнаружения; 1-11 – остаточные стекла в непрогретых включениях; 12-20 – остаточные стекла в прогретых включениях.

А химический состав остаточного стекла в прогретых и медленно закаленных включениях (табл. 12, ан. 12-20) по сравнению с таковым в непрогретых включениях является менее кремнистым и характеризуется более однородным составом (мас.%): 37,5-43,6 SiO₂; 6,2-10,1 Al₂O₃; 5,8-8,5 FeO; 1,0-6,12 MgO; 3,9-9,0 CaO; 1,1-4,7 Na₂O; 10,0-21,9 K₂O.

Химический состав раскристаллизованных стекол в гомогенизированных и быстро закаленных включениях в диопсиде (табл. 13) однородный и содержит (мас.%): 35,0-41,3 SiO₂; 0,8-1,3 TiO₂; 4,0-7,3 Al₂O₃; 4,9-7,1 FeO; 5,9-8,5 MgO; 10,6-13,1 CaO; 4,2-9,5 Na₂O; 11,1-14,1 K₂O; 0,3-0,8 BaO; 0,3-1,0 SrO; 0,8-1,7 P₂O₅; до 0,24 Cl и 0,2-1,0 SO₃. Он по сравнению с составом остаточных стекол (рис. 15) характеризуется повышенными значениями MgO, CaO и пониженными SiO₂ и Al₂O₃ и щелочей.

Содержание H₂O и F в стеклах гомогенизированных расплавных включений в клинопироксене по данным ионного микрозонда составляет 0,5-0,6 и 0,1-0,2 мас.%, соответственно.

Солевые глобулы включений содержат: 1,7-4,8 мас.% SiO₂; 0,1-0,2 мас.% TiO₂; 0,5-1,1 мас.% FeO; 0,6-1,3 мас.% MgO; 23,1-31,2 мас.% CaO; 1,4-4,5 мас.% Na₂O; 8,9-13,2 мас.% K₂O; 3-4,4 мас.% BaO; 2,4-3,1 мас.% SrO; 0,3-1,95 мас.% P₂O₅; 0,06-0,44 мас.% Cl и 0,2-0,4 мас.% SO₃ (табл. 14).

Таблица 13

Химический состав (мас.%) раскристаллизованного стекла в
гомогенизированных расплавных включениях в клинопироксене

№	1	2	3*	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	36,54	37,48	39,5	39,21	36,56	40,33	38,44	38,66	35,02	41,30
TiO ₂	0,90	0,87	1,01	0,93	0,83	0,95	0,77	1,05	0,78	1,32
Al ₂ O ₃	5,50	3,95	7,32	5,18	5,46	4,42	4,87	7,25	5,25	7,24
FeO	5,63	5,18	6,55	5,22	5,53	5,38	5,89	5,95	4,85	7,05
MgO	7,94	8,37	8,17	7,05	5,92	8,51	7,50	6,12	5,95	6,28
CaO	10,79	12,48	11,5	10,84	10,55	13,05	11,87	11,21	10,75	11,66
Na ₂ O	7,47	8,07	4,57	7,05	8,06	6,25	6,48	5,33	9,49	4,17
K ₂ O	14,07	11,61	11,69	14,01	14,12	12,99	14,13	12,47	13,82	11,11
BaO	нпо	нпо	0,29	0,48	0,47	0,47	0,60	0,73	0,65	0,80
SrO	нпо	нпо	0,26	0,64	1,02	0,56	0,76	0,77	0,82	0,72
P ₂ O ₅	1,01	1,33	0,82	1,26	1,51	0,92	1,10	1,50	1,26	1,74
Cl	нпо	нпо	0,06	0,16	0,24	0,08	0,10	0,11	0,21	нпо
SO ₃	нпо	нпо	0,18	0,55	0,95	0,35	0,20	0,60	0,87	0,32
Сумма	89,85	89,35	92,01	92,59	91,22	94,25	92,71	91,71	89,72	93,70

Примечание: нпо – ниже предела обнаружения; * в том числе MnO – 0,09 мас.%.

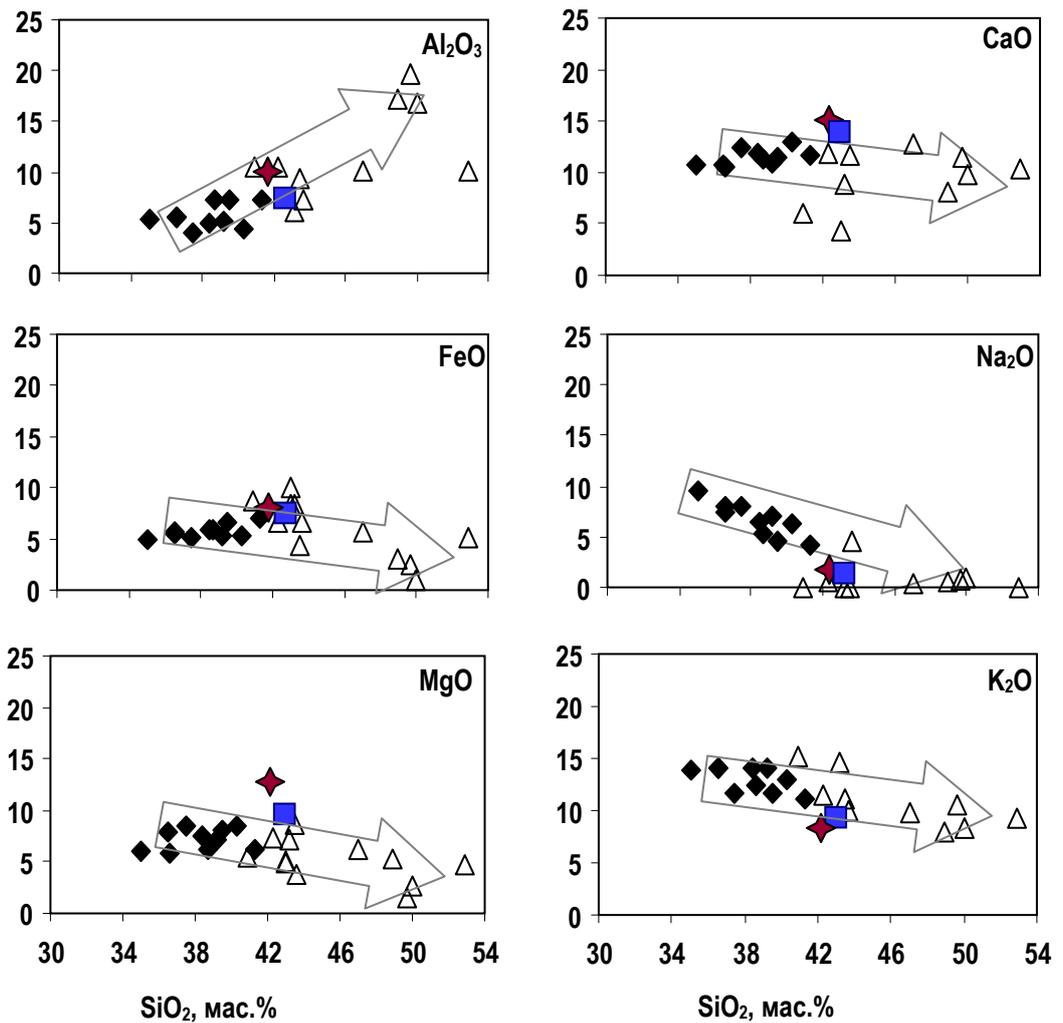


Рис. 15. Бинарные диаграммы соотношения петрогенных оксидов в зависимости от количества SiO₂ в первичных расплавных включениях в клинопироксенах из кальсилитового мелилитита Купаелло.

Таблица 14

Химический состав (мас.%) солевых глобул из прогретых расплавных включений в клинопироксене

№	1*		2		3	
	Ks + Phl + CC + SiC _{ост}		Phl + Ap + CC SiC _{ост}		Pect + Phl + Ap + CC + SiC _{ост}	
№	CC	SiC _{ост}	CC	SiC _{ост}	CC	SiC _{ост}
SiO ₂	1,71	49,14	4,15	41,63	4,81	43,64
TiO ₂	0,22	1,87	нпо	1,38	0,08	0,21
Al ₂ O ₃	0,02	12,87	нпо	9,94	нпо	7,30
FeO	0,86	8,10	0,51	7,23	1,05	6,59
MgO	0,69	2,15	1,28	1,01	0,64	3,83
MnO	0,15	0,12	нпо	нпо	нпо	0,09
CaO	24,84	3,52	23,07	3,92	31,22	6,55
Na ₂ O	1,41	0,38	3,9	1,21	4,49	4,67
K ₂ O	8,85	5,78	13,21	18,11	12,47	10,03
BaO	4,36	0,38	2,99	нпо	3,83	1,02
SrO	2,43	0,19	2,46	нпо	3,04	0,76
P ₂ O ₅	0,47	0,22	1,95	0,67	0,25	0,17
Cl	0,08	0,13	0,44	нпо	0,06	0,04
SO ₃	0,27	0,22	0,17	нпо	0,37	0,15
Сумма	46,22	85,07	54,14	85,10	62,31	85,05

Примечание: нпо – ниже предела обнаружения; * - несомогенизированное включение, прогретое до 920°C; CC – карбонатное тонко-раскристаллизованное стекло; SiC_{ост} – силикатное остаточное стекло.

Таким образом, на основании проведенных исследований можно сделать следующие выводы:

I. Законсервированные в клинопироксене из кальсилитовых мелилититов Купаелло гомогенизированные силикатно-карбонатные включения характеризуются низкими значениями SiO₂ (35,0-41,3 мас.%) высокими CaO (10,6-13,1 мас.%) и щелочей (4,2-9,5 мас.% и 11,1-14,1 мас.%). Содержание H₂O и F в них составляет 0,5-0,6 и 0,1-0,2 мас.%, соответственно. Их состав похож на состав исходных кальсилитовых мелилититов Купаелло (рис. 15) и оливиновых мелилититов вулкана Пиан ди Челле из этой же

провинции, а также расплавных включений, содержащихся в оливинах этой породы (Sharygin, 2001; Панина и др., 2003).

II. Остаточные стекла включений, законсервированных в клинопироксенах из мелилититов Купаелло, имеют варьирующий состав. Этот состав изменяется с понижением значений MgO и CaO и повышением SiO₂ и Al₂O₃ при кристаллизации дочерних минералов, таких как кальсилит, флогопит, пектолит, комбит, апатит и т.д.

III. Расплав карбонатно-солевого состава встречается в обособившихся глобулах в расплавных включениях, законсервированных в клинопироксене. Температура силикатно-карбонатно-солевой несмешиваемости во включениях составляет 1080-1150°C. Его состав является щелочно-карбонатным с высокими содержаниями BaO и SrO и похож на составы щелочных высококальциевых сульфатно-карбонатных включений в мелилите Маломурунского массива на Алданском щите (Панина, Усольцева, 1999), отличаясь от них пониженным SO₃ и повышенными BaO и SrO.

Глава 4.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНА КОЛЛЕ ФАББРИ

4.1. Геологическое положение вулкана Колле Фаббри

Вулкан Колле Фаббри отличается от других вулканических построек ВУП тем, что для него характерны субвулканические изверженные тела, которые связаны с экструзивными брекчиями, имеющими черты, характерные для подземных взрывов (Stoppa, Rosatelli, 2009).

Колле Фаббри расположен в юго-восточном секторе грабена долины Умбрия (рис. 16 а) на плейстоценовой разрывной системе (Coltori, Pieruccini, 1997). Образование грабена контролировалось плио-плейстоценовой системой разломов, простирающихся на юго-восток (Stoppa, Rosatelli, 2009). Обнажение Колле Фаббри находится в 7 км к востоку от г. Сполетто (регион Умбрия) и покрывает площадь 10000 м² (Stoppa, 1988). Согласно Ar-Ar радиометрическим данным возраст вулкана около 700 тыс. лет (Laurenzi et al., 1994).

Вулкан Колле Фаббри представлен ассоциацией слоистых экструзивных брекчий, состоящих из термально метаморфизованной глины и минерализованного травертина; микромелилитолитовым штоком (некком), небольшими силлами и дайками, а также с их контактовыми фациями. Вмещающими породами являются пелиты и конгломераты (Stoppa, Sharygin, 2009; Stoppa, Rosatelli, 2009).

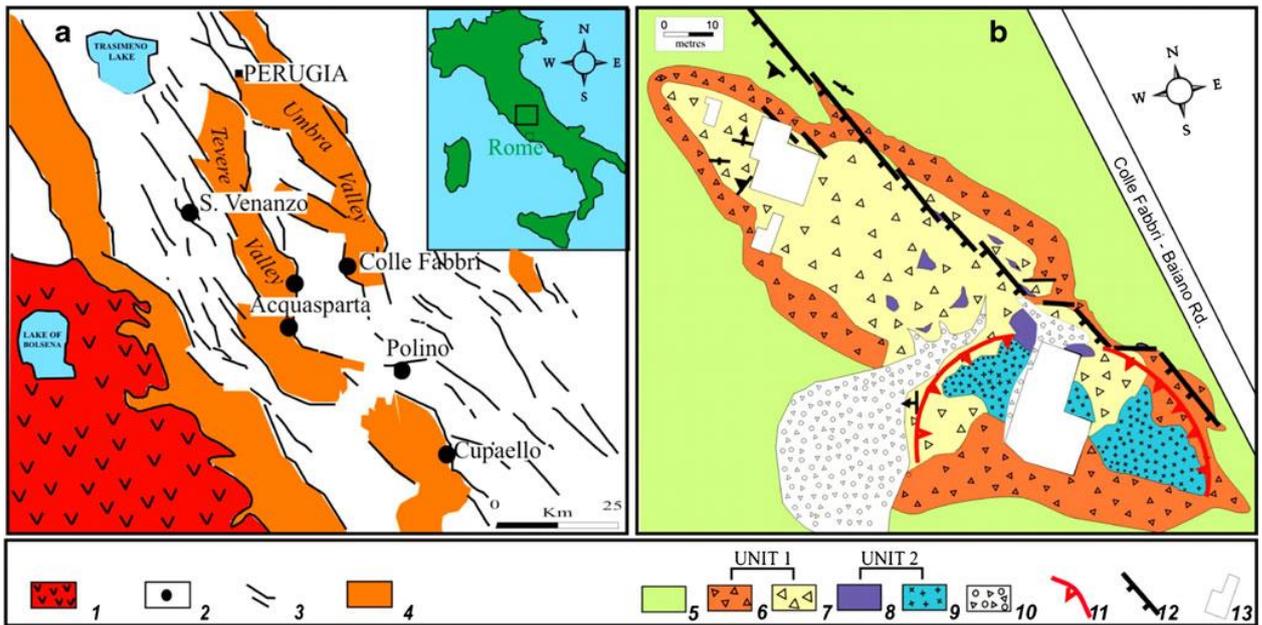


Рис. 16. (а) Схематическая геологическая карта Внутригорной Ультращелочной Провинции, показывающая главные геологические и географические характеристики, и (b) геологическое строение вулкана Колле Фаббри (Stoppa, Rosatelli, 2009). Условные обозначения: 1 - вулканические породы кальдеры Вулсини Римской комагматической провинции; 2 - карбонатит-камафугитовые магматические центры Внутригорной Ультращелочной Провинции; 3 - плейстоценовые разломы растяжения; 4 - осадочные породы, заполняющие плио-плейстоценовые грабены; 5 - глины; 6 - А-брекчия; 7 - В-брекчия; 8 - силлы и дайки; 9 - микромелилитолитовый шток (некк); 10 - детриты; 11 - гипотетические края канала-кратера; 12 - разломы; 13 - дома.

Экструзивные брекчии покоятся на конгломератах, которые лежат несогласно на пелитах и интродуцированы микромелилитолитовыми породами. Экструзивные брекчии состоят из 2 слоев, которые описаны F. Stoppa, G. Rosatelli (2009) как нижняя А-брекчия и верхняя В-брекчия. Слои различаются по литологии, размеру зерен, текстуре и цвету, а между слоями наблюдается нечеткий контакт.

Нижняя А-брекчия распространена на большей площади по сравнению с В-брекчией, но занимает меньший объем 4500 м^3 при максимальной мощности в 2 м (рис. 16 b). Эти закаленные, плотные, красноватые породы

состоят из обломков аргиллита, глины и иловых глыб. Матрица брекчии, представленная кальцитом, стралангитом, является плотной, мелкозернистой, местами пузырчатой, и имеет цвет от белого до коричневого. В матрице присутствуют кальцитовые прожилки.

Объем верхней В-брекчии превышает 10000 м³, а максимальная мощность достигает до 6 м (рис. 16 б). В-брекчия сильно эродирована. Она состоит в основном из обломков травертина (известкового туфа) разного размера, а также маленьких обломков красной глины, окруженных афировым стекловатым и пузырчатым черным материалом вместе с редкими обломками афировой лавы. Матрица представлена мелкозернистым конкреционным цементом из кальцита, цеолитов и стралангита (Stoppa et al., 2010).

На юге вулкана Колле Фаббри отмечается шток *микромелилитолитов* (рис. 16 б), который имеет с брекчиями резкие вертикальные контакты (Stoppa, Rosatelli, 2009). Микромелилитолиты светло-серые, мелко-, среднезернистые и состоят главным образом из мелилита и волластонита. Лейцит и кальсилит выполняют межзерновое пространство вместе с акцессорным Ti-гранатом, Ti-клинопироксеном, магнетитом, перовскитом, ранкинитом, апатитом, Fe-Ni-сульфидами, карбонатами и цеолитами (Stoppa, Sharygin, 2009). По направлению к боковым породам микромелилитолит становится более темным, тонкозернистым и оцеллярным (Stoppa, Rosatelli, 2009). Его контакт с боковыми породами маркируется закаленной *порфировой породой*, содержащей обильные удлиненные темно-зеленые клинопироксены и тонкие кристаллы анортита. Основная масса этой породы состоит из тонкокристаллических лейст плагиоклаза, игольчатых агрегатов клинопироксена, рудных минералов (магнетит, сульфиды) и стекла (Stoppa, Rosatelli, 2009). Порода также включает цеолиты и кальцит, которые заполняют миндалины.

Вмещающая пелитовая порода на контакте с микромелилитолитами брекчирована и в разной степени метаморфизована вплоть до тридимит-кордиеритовой фации (Stoppa et al., 2010). Термометаморфический ореол простирается до 50 метров от контакта с микромелилитолитовым штоком и постепенно доходит до неизменных слоистых пелитов (глина и ил). Неизменный пелит имеет высокое содержание SiO_2 (66,2 мас.%) и Al_2O_3 (около 20 мас.%) и низкое CaO (около 1,2 мас.%).

4.2. Вещественный состав микромелилитолитов и контактовых пород

Описание пород и идентификация минерального состава производились с помощью поляризационного микроскопа Olympus BX51 в проходящем, поляризованном и отраженном освещении.

Лейцит-волластонитовый микромелилитолит Колле Фаббри (рис. 17) имеет мелко-, среднезернистую структуру и состоит из мелилита (35-40 об.%), волластонита (35-38 об.%), лейцита (3-5 об.%), плагиоклаза (10-12 об.%), Ti-граната, апатита, магнетита и небольшого количества Fe-Ni-сульфидов (5 об.%). Текстура породы массивная.

В породе мелилит и волластонит образуют гипидиоморфные кристаллы, между которыми располагаются ксеноморфные зерна лейцита, плагиоклаза и акцессорные минералы: коричневатато-красный Ti-гранат, Fe-Al-шпинель, апатит и сульфиды. Миндалины в породе заполнены кальцитом и цеолитами.

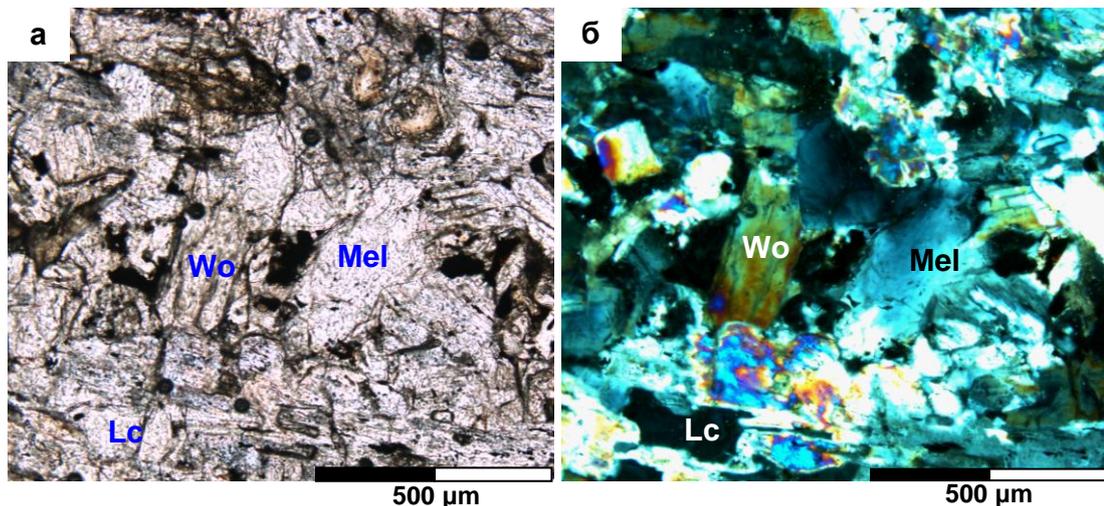


Рис. 17. Лейцит-волластонитовый микромелилитолит Колле Фаббри (а – изображение при проходящем свете; б – изображение при скрещенных николях).

Мелилит встречается в виде бесцветных в проходящем свете вытянутых призматических зерен гипидиоморфной формы, размером около 1-2 мм. В скрещенных николях он имеет низкую аномальную интерференционную окраску. *Волластонит* образует также гипидиоморфные призматические зерна такого же размера. В скрещенных николях волластонит имеет высокую интерференционную окраску, а в проходящем свете он бесцветный. *Лейцит* встречается в виде ксеноморфных зерен, которые заполняют интерстиции между кристаллами мелилита и волластонита. В скрещенных николях зерна лейцита изотропные, в отраженном свете они темнее остальных минералов, а в проходящем свете – бесцветные, но иногда на контакте с рудными минералами и гранатом приобретают более темный и коричневый цвет. *Плагиоклаз* в породе редок и представлен зернами неправильной формы, которые заполняют вместе с лейцитом и рудными минералами интерстиции между кристаллами мелилита и волластонита. В породе минерал был определен с помощью сканирующего электронного микроскопа. *Ti-Гранат* в породе встречается в виде ксеноморфных зерен бурого, коричневатого-красного цвета. В скрещенных николях зерна граната изотропные, а в отраженном свете они являются наиболее светлыми минералами породы. Их размер достигает 1 мм. *Магнетит и сульфиды* встречаются в породе в виде неправильных маленьких зерен. В шлифе они определяются по отражательной способности: магнетит по белой окраске, а сульфиды – по желтой. Волластонитовый мелилитолит близкого минерального состава был обнаружен в туфовой серии формации Masseria Vossaglie на вулкане Вултури (Италия). В его составе отмечаются мелилит, волластонит, гранат, кальцит, а также шпинель.

Химический состав *лейцит-волластонитовых микромелилитолитов* (табл. 15, ан. 1-4), является значительно недосыщенным по SiO_2 (ниже 42,7 мас.%), характеризуется относительно низким содержанием Al_2O_3 (10,7-11,2

мас.%) и экстремально высоким содержанием CaO (37,3-38,5 мас.%). Несмотря на то что в породе присутствует лейцит и порода имеет калиевый тип щелочности, общая сумма Na₂O+K₂O низкая и составляет около 1,4-1,9 мас.%. Содержание MgO и FeO невысокие, железистость 100Fe/(Fe+Mg) породы варьирует от 44 до 54 %. Лейцит-волластонитовые микромелилитолиты были отнесены Ф. Стоппа к камафугитам (Stoppa et al., 2002; Stoppa, Sharygin, 2009).

Таблица 15

Химический состав исследуемых пород вулкана Колле Фаббри, мас.%

№	Lc – Wo микромелилитолит				Контактная Wo – An – Px порода		
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	41,97	42,23	42,70	41,90	49,50	52,90	53,10
TiO ₂	0,46	0,48	0,49	0,44	0,56	0,63	0,65
Al ₂ O ₃	11,23	11,21	10,70	10,90	13,30	13,80	13,80
FeO _t	3,46	3,68	3,49	3,30	4,93	5,19	4,75
MnO	0,15	0,15	0,11	0,06	0,06	0,11	0,07
MgO	2,43	2,18	1,64	1,81	2,07	3,46	1,74
CaO	37,64	37,31	37,90	38,50	22,90	18,20	20,90
Na ₂ O	0,04	0,05	0,51	0,53	0,44	0,72	0,51
K ₂ O	1,39	1,32	1,34	1,20	1,89	1,83	1,96
P ₂ O ₅	0,39	0,38	0,07	0,15	0,20	0,12	0,24
CO ₂	-	-	0,27	0,28	нпо	0,50	0,11
LOI-CO ₂	0,45	0,61	0,67	0,68	3,86	2,19	2,08
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Примечание: прочерк - не определялся; нпо – ниже пределов обнаружения. 1-2 – данные автора; 3 – 7 – данные F. Stoppa, V.V. Sharygin (2009).

Контактная порфировая анортит-волластонит-пироксеновая порода Колле Фаббри (рис. 18) состоит из вкрапленников клинопироксена (25-30 об. %), волластонита (25-30 об. %) и основной массы, представленной лейстами и зернами плагиоклаза (15 об. %), игловидным агрегатом клинопироксена (15 об. %), рудными выделениями (магнетит, сульфиды) (5 об. %) и стеклом (около 10 об. %). Также в породе присутствуют цеолиты и

кальцит, заполняющие миндалины. Структура породы порфирировая, структура основной массы интерсертальная.

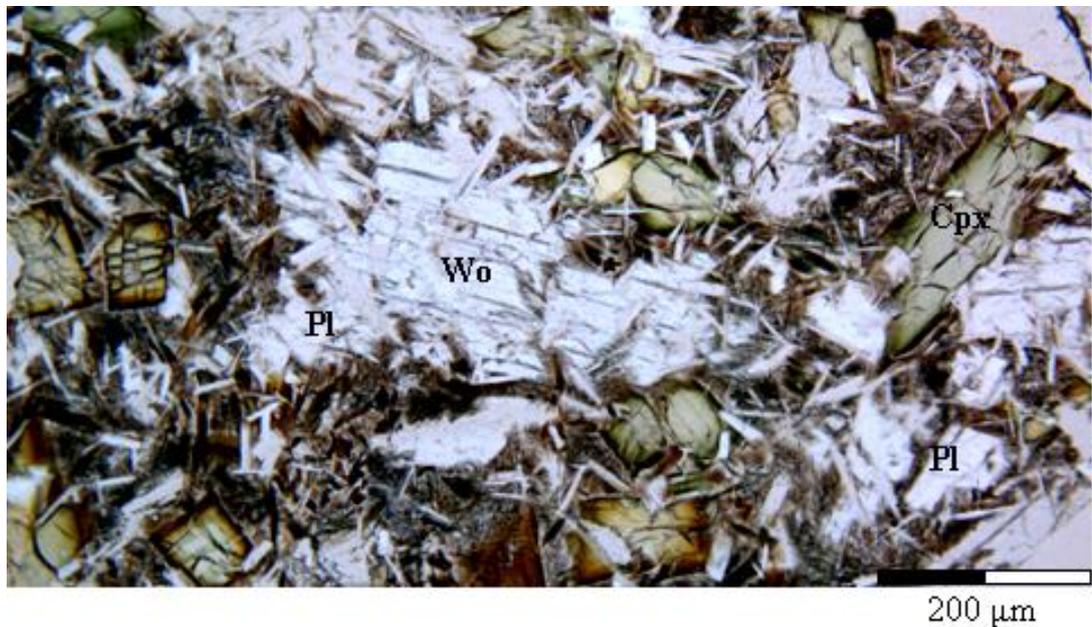


Рис. 18. Контактная порфирировая волластонит-анортит-пироксеновая порода Колле Фаббри (проходящий свет).

Волластонит представлен бесцветными вкрапленниками вытянутой формы, края которых часто корродированы. Размер вкрапленников от 0,3 мм до 2 мм. *Клинопироксен* наблюдается также в виде вкрапленников аналогичного размера. Форма их идиоморфная и ксеноморфная. Среди идиоморфных зерен встречаются короткостолбчатые и призматические кристаллы. Вкрапленники имеют зональную окраску, которая меняется от густо-зеленой по краям до желтовато-зеленой в центре. Клинопироксен встречается также в основной массе породы в виде игловидных лейсточек и имеет более темную окраску, чем вкрапленники. В проходящем свете минерал плеохроирует от бурого до темно-зеленого и даже практически до черного. *Плагиоклаз* в основной массе бесцветный, отмечается в виде небольших гипидиоморфных зерен размером до 0,3 мм и тонких лейсточек длиной около 0,1 мм, которые часто полисинтетически сдвойникованы.

Магнетит и сульфиды встречаются в основной массе в виде мелких неправильных зерен. Они располагаются хаотично, но иногда как бы обтекают контуры крупных вкрапленников клинопироксена. *Стекло* породы в основном девитрифицировано, коричневого цвета. Согласно рекомендациям Международной подкомиссии по систематике изверженных пород (1997) исследуемая порода может классифицироваться как волластонитовый базальт, но мы предпочитаем называть ее анортит-волластонит-пироксеновой контактовой породой или фацией, т.к. она является согласно нашим исследованиям, а также исследованиям F. Stoppa, V.V. Sharygin (2009) контаминированным вариантом мелилититовой магмы с высокопеременным составом.

Химический состав *контактной волластонит-анортит-пироксеновой порфировой породы* (табл. 15, ан. 5-7), по сравнению с лейцит-волластонитовым микромелилитолитом, характеризуется повышенным содержанием SiO_2 (от 49,5-53,1 мас.%), более низким CaO (18,2-22,9 мас.%) и высоким Al_2O_3 (13,3-13,8 мас.%). Порода относится к калиевому типу, общая щелочность породы несколько выше, чем в лейцит-волластонитовом микромелилитолите: $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ составляет около 2,3-2,6 мас.%. Содержания MgO и FeO относительно высокие, железистость $100\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ породы варьирует от 46 до 61 %.

4.3. Химический состав породообразующих минералов микромелилитолитов и контактовых пород

Мелилит из лейцит-волластонитового микромелилитолита (табл. 16, ан. 1-20) состоит из твердых растворов геленита, варьирующего от 44 до 53 мол.%, акерманита, значения которого меняются от 34 до 45 мол.%, и Na-мелилита – от 8 до 15 мол.%. Увеличение Na_2O в мелилите сопровождается увеличением FeO и SiO_2 , а также уменьшением CaO и MgO . Этот состав похож на состав мелилитов Вултури (табл. 16, ан. 21-24), незначительно отличаясь от них более высоким содержанием Al_2O_3 и более низким содержанием SiO_2 , MgO и Na_2O . На диаграмме Ak – Gh – Na-Mel (Yoder, 1973) мелилиты Колле Фаббри и Вултури образуют компактную группу, расположенную в поле геленитового компонента (рис. 19).

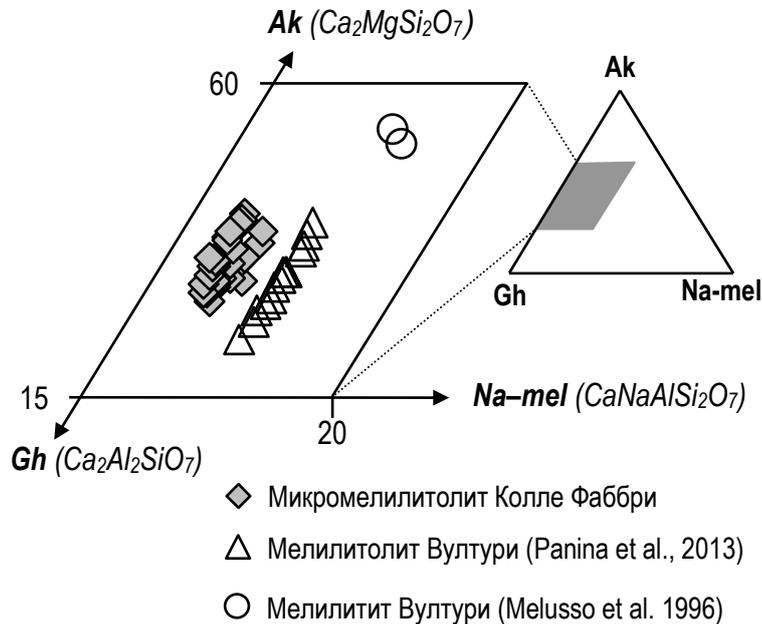


Рис. 19. Диаграмма соотношения Na-мелилита (Na-mel), геленита (Gh) и акерманита (Ak) в мелилите (Yoder, 1973).

Таблица 16

Химический состав (мас.%) и кристаллохимическая формула
породообразующего мелилита из лейцит-волластонитового
микромелилитолита Колле Фаббри и мелилитолита Вултури

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	33,07	32,84	32,99	33,59	34,38	32,33	32,50	31,82	31,98	31,32	32,54	30,95
TiO ₂	0,08	0,06	0,06	0,05	0,07	0,09	0,06	0,08	0,03	0,05	0,03	0,04
Al ₂ O ₃	18,20	18,38	18,47	17,77	17,06	18,56	20,49	19,43	19,52	21,13	19,20	20,84
Fe ₂ O _{3cal}	2,22	1,28	1,48	0,94	0,00	1,80	0,00	1,25	0,99	1,24	0,83	2,27
FeO _{cal}	5,03	5,27	5,33	7,53	7,73	5,83	5,57	5,35	5,73	5,01	2,90	2,91
MnO	0,11	0,10	0,11	0,14	0,14	0,13	0,10	0,10	0,13	0,09	0,06	0,06
MgO	2,45	2,57	2,78	1,80	1,79	2,01	2,37	2,04	2,04	2,22	4,15	2,92
CaO	36,22	36,70	36,46	36,14	36,41	36,90	36,35	37,30	36,95	36,77	37,49	37,75
Na ₂ O	1,74	1,48	1,51	1,58	1,51	1,39	1,21	1,23	1,25	1,24	1,15	1,10
K ₂ O	0,39	0,31	0,32	0,40	0,37	0,29	0,60	0,29	0,33	0,39	0,32	0,33
Сумма	99,51	98,98	99,52	99,94	99,46	99,33	99,24	98,90	98,94	99,47	98,66	99,17
Si	1,55	1,54	1,54	1,57	1,62	1,52	1,52	1,50	1,51	1,46	1,52	1,44
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ^{VI}	0,55	0,56	0,56	0,56	0,57	0,55	0,65	0,58	0,59	0,63	0,57	0,59
Al ^{IV}	0,45	0,46	0,46	0,43	0,38	0,48	0,48	0,50	0,49	0,54	0,48	0,56
Fe ³⁺	0,08	0,05	0,05	0,03	0,00	0,06	0,00	0,04	0,04	0,04	0,03	0,08
Fe ²⁺	0,20	0,21	0,21	0,30	0,30	0,23	0,22	0,21	0,23	0,20	0,11	0,11
Mn	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Mg	0,17	0,18	0,19	0,13	0,13	0,14	0,16	0,14	0,14	0,15	0,29	0,20
Ca	1,82	1,85	1,83	1,82	1,84	1,86	1,82	1,88	1,86	1,84	1,87	1,89
Na	0,16	0,13	0,14	0,14	0,14	0,13	0,11	0,11	0,11	0,11	0,10	0,10
K	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Gh	53,85	53,21	52,26	49,64	48,57	55,04	55,33	57,17	55,93	58,63	53,73	61,89
Ak	37,09	39,13	39,86	41,92	43,41	37,77	37,29	36,38	37,37	34,51	40,12	32,16
Na-mel	9,06	7,66	7,88	8,44	8,02	7,19	7,39	6,45	6,70	6,86	6,15	5,95
Mg# (f.u.)	38,31	41,63	42,66	27,71	29,21	32,47	43,12	35,94	35,45	39,22	67,01	51,25
№	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	32,66	31,95	32,51	31,95	31,73	34,10	33,74	31,96	35,46	34,51	35,34	36,30
TiO ₂	0,04	0,04	0,03	0,03	нпо	нпо	нпо	нпо	0,03	нпо	нпо	0,03
Al ₂ O ₃	18,22	19,75	20,52	19,82	20,58	19,11	18,19	19,89	18,05	18,70	17,42	16,71
Fe ₂ O ₃	1,28	1,37	0,00	1,54	1,42	0,00	0,00	1,54	1,32	2,49	2,71	1,31
FeO	4,38	3,31	4,45	2,70	2,22	2,92	2,79	2,12	1,62	0,49	0,39	1,69
MnO	0,13	0,08	0,09	0,08	0,07	0,05	0,05	0,06	0,08	0,03	0,11	0,11
MgO	2,98	3,08	2,84	3,46	4,09	4,20	4,79	4,24	4,07	3,77	4,26	4,45
CaO	37,41	38,00	37,65	38,15	38,02	37,10	38,07	37,99	35,90	36,34	36,10	35,95
Na ₂ O	1,11	1,09	0,95	1,02	0,98	0,90	0,84	0,88	2,85	2,81	2,90	2,84
K ₂ O	0,53	0,40	0,64	0,44	0,32	0,41	0,35	0,49	0,18	0,19	0,18	0,21
Сумма	98,73	99,08	99,68	99,20	99,45	98,81	98,85	99,15	99,56	99,35	99,42	99,60

Продолжение Таблицы 16

№	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
Si	1,54	1,49	1,51	1,49	1,47	1,59	1,57	1,48	1,62	1,58	1,62	1,66
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ^{VI}	0,55	0,58	0,63	0,57	0,59	0,64	0,57	0,57	0,59	0,59	0,55	0,56
Al ^{IV}	0,46	0,51	0,49	0,51	0,53	0,41	0,43	0,52	0,38	0,42	0,38	0,34
Fe ³⁺	0,05	0,05	0,00	0,05	0,05	0,00	0,00	0,05	0,05	0,09	0,09	0,04
Fe ²⁺	0,17	0,13	0,17	0,11	0,09	0,11	0,11	0,08	0,06	0,02	0,01	0,06
Mn	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,21	0,21	0,20	0,24	0,28	0,29	0,33	0,29	0,28	0,26	0,29	0,30
Ca	1,89	1,90	1,87	1,90	1,88	1,85	1,89	1,89	1,76	1,78	1,77	1,76
Na	0,10	0,10	0,09	0,09	0,09	0,08	0,08	0,08	0,25	0,25	0,26	0,25
K	0,03	0,02	0,04	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01
Gh	54,02	58,40	56,75	58,53	57,93	55,67	51,33	56,92	52,14	58,19	54,61	48,87
Аk	39,40	35,55	37,06	35,61	36,71	38,96	43,80	37,67	34,84	29,06	32,25	38,09
Na-mel	6,58	6,05	6,19	5,86	5,36	5,37	4,87	5,41	13,02	12,75	13,14	13,04
Mg# (f.u.)	48,99	54,67	53,21	60,12	67,56	71,93	75,37	68,34	72,08	71,11	72,84	73,43

Примечание: нпо – ниже предела обнаружения. 1-20 – мелилиты Колле Фаббри; 21-24 – мелилиты Вултури (Panina et al., 2013). Формульные единицы рассчитаны на 5 катионов. Fe₂O_{3 cal} и FeO_{cal} – расчетные значения.

Волластонит из лейцит-волластонитового микромелилитолита содержит (табл. 17, ан. 1-18) незначительно варьирующие количества CaO (от 46 до 48,2 мас.%) и SiO₂ (от 48,9 до 51,5 мас.%). Волластониты с высоким содержанием SiO₂ имеют более высокие значения CaO. Также в волластоните содержится до 1,9 мас.% FeO, 0,9 мас.% Al₂O₃, от 0,03 до 0,6 мас.% TiO₂. Их состав похож на состав волластонитов Вултури (табл. 17, ан. 19-22), незначительно отличаясь от него более низким содержанием CaO (Panina et al., 2013). Волластониты из контактовой анортит-волластонит-пироксеновой порфировой породы (табл. 18, ан. 1-16) по сравнению с таковыми из лейцит-волластонитового микромелилитолита имеют (табл. 17, ан. 1-18; рис. 20) более низкие количества CaO (43,8-45,9 мас.% против 46,0-47,5 мас.%) и более высокие SiO₂ (50,6-52,1 мас.% против 49,9-51,0 мас.%), FeO и MgO (0,9-2,4 мас.% против 0,02-1,7 мас.% и 1,0-1,6 против 0,02-0,4 мас.%, соответственно). Следует отметить, что волластониты в обеих породах являются высокотемпературными модификациями β -Ca₃[Si₃O₉] волластонита. Это подтверждается температурами гомогенизации расплавных включений в волластоните 1190-1230°C (Stoppa, Sharygin, 2009; Panina et al., 2013), которая выше (1120±10°C) температуры перехода $\alpha \rightarrow \beta$ модификаций (Дир и др., 1965).

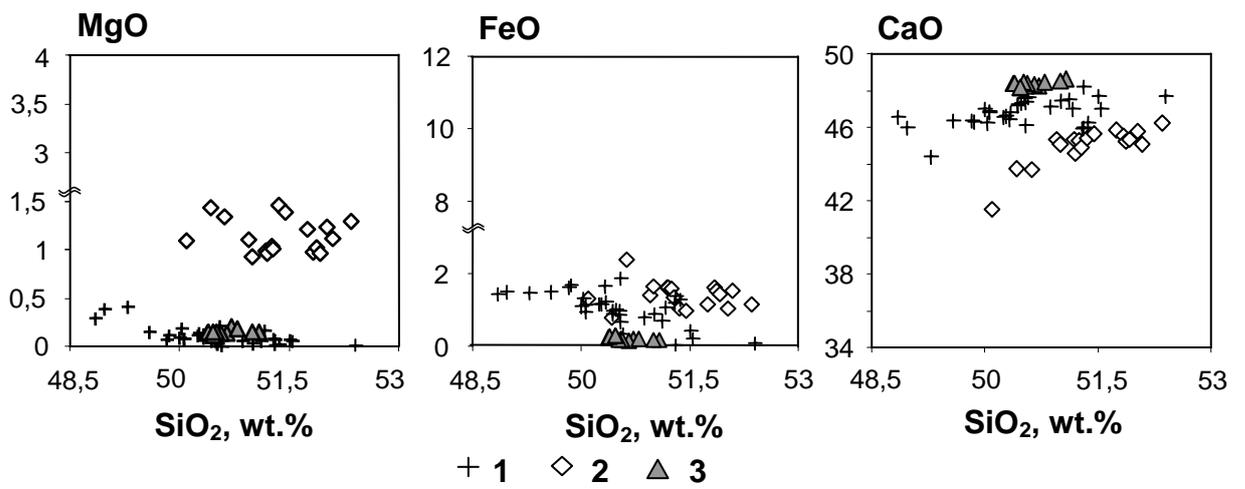


Рис. 20. Бинарная диаграмма зависимости содержаний основных оксидов от количества SiO₂ в волластоните из лейцит-волластонитового микромелилитолита (1), контактовой анортит-волластонит-пироксеновой порфировой породы (2) и мелилитолита Вултури (3).

Таблица 17

Химический состав (мас.%) и кристаллохимическая формула
породообразующих волластонитов из микромелилитолита Колле Фаббри

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	48,97	49,58	49,86	50,00	50,05	50,25	50,27	50,32	50,48	50,52	50,54
TiO ₂	0,52	0,60	0,30	0,30	0,48	0,31	0,62	0,36	0,19	0,20	0,46
Al ₂ O ₃	0,90	0,09	0,20	0,23	0,25	0,02	0,24	0,09	0,14	0,20	0,26
FeO	1,49	1,49	1,68	1,09	0,93	1,15	1,17	1,66	1,01	0,98	1,86
MnO	0,17	0,23	0,22	0,04	0,07	0,10	0,11	0,22	0,04	0,03	0,20
MgO	0,39	0,15	0,12	0,10	0,08	0,11	0,15	0,13	0,06	0,04	0,21
CaO	46,00	46,36	46,31	47,00	46,91	46,60	46,61	46,47	47,33	47,61	46,14
Na ₂ O	0,08	0,02	0,01	0,05	0,02	0,03	0,02	0,09	0,03	0,01	нпо
K ₂ O	0,02	0,02	нпо	0,03	0,02	0,03	0,01	0,03	0,02	нпо	0,05
P ₂ O ₅	нпо	нпо	нпо	0,09	0,08	нпо	0,09	нпо	нпо	нпо	нпо
Сумма	98,53	98,55	98,70	98,91	98,89	98,62	99,28	99,37	99,31	99,60	99,73
Si	2,91	2,94	2,95	2,95	2,95	2,97	2,95	2,96	2,97	2,96	2,96
Ti	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01	0,02
Al	0,06	0,01	0,01	0,02	0,02	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02
Fe	0,07	0,07	0,08	0,05	0,05	0,06	0,06	0,08	0,05	0,05	0,09
Mn	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01
Mg	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02
Ca	2,93	2,95	2,94	2,97	2,96	2,95	2,93	2,93	2,98	2,99	2,89
Na	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
№	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	50,57	51,00	51,29	51,30	51,36	51,54	52,40	50,53	50,97	50,54	50,35
TiO ₂	нпо	0,14	0,60	нпо	0,12	0,06	0,03	0,10	0,09	0,06	0,08
Al ₂ O ₃	0,10	0,13	0,15	0,13	0,20	0,15	нпо	0,13	0,11	0,14	0,13
FeO	0,33	0,88	1,20	0,02	1,27	0,21	0,11	0,23	0,22	0,20	0,29
MnO	0,04	0,03	0,07	0,01	нпо	нпо	нпо	0,15	0,10	0,16	0,12
MgO	нпо	0,04	0,09	0,01	0,02	0,06	0,01	0,16	0,16	0,15	0,15
CaO	47,63	47,47	45,92	48,23	46,26	46,99	47,73	48,35	48,61	48,45	48,47
Na ₂ O	0,03	0,02	0,04	0,04	0,01	0,01	0,02	0,04	0,09	0,04	0,04
K ₂ O	0,05	0,04	нпо	0,06	0,01	0,01	0,03	нпо	0,03	нпо	0,01
P ₂ O ₅	нпо	0,08	0,07	нпо	0,10	0,08	0,07	нпо	0,07	0,04	0,03
Сумма	98,75	99,83	99,43	99,80	99,35	99,11	100,39	99,68	100,45	99,77	99,66
Si	2,98	2,97	2,99	2,99	3,00	3,00	3,00	2,96	2,96	2,95	2,95
Ti	0,00	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe	0,02	0,04	0,06	0,00	0,06	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
Mg	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	3,00	2,97	2,87	3,00	2,89	2,94	2,95	3,03	3,02	3,03	3,04
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00

Примечание: 1-18 – из лейцит-волластонитовых микромелилитолитов Колле Фаббри; 19-22 – из мелилитолита Вултури. Формульные единицы рассчитаны на 9 атомов кислорода.

Таблица 18

Химический состав (мас.%) и кристаллохимическая формула
породообразующих волластонитов из контактовой анортит-волластонит-
пироксеновой порфировой породы

№	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	50,60	50,93	50,97	51,16	51,25	51,34	51,73	51,81
TiO ₂	0,07	0,06	0,07	0,10	0,07	0,08	0,05	0,12
Al ₂ O ₃	0,79	нпо						
FeO	2,40	1,42	1,68	1,64	1,37	1,07	1,18	1,65
MnO	0,16	0,14	0,13	0,12	0,11	0,06	0,15	0,13
MgO	1,36	1,12	0,95	1,00	1,03	1,47	1,22	0,99
CaO	43,75	45,46	45,15	45,42	45,01	45,52	45,92	45,63
Na ₂ O	0,12	0,08	0,05	0,05	0,06	0,05	0,04	0,05
K ₂ O	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,06
P ₂ O ₅	0,09	0,18	0,08	0,13	0,12	0,12	0,11	0,11
Сумма	99,36	99,40	99,10	99,63	99,03	99,73	100,41	100,54
Si	2,95	2,97	2,99	2,98	3,00	2,98	2,99	2,99
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Al	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,12	0,07	0,08	0,08	0,07	0,05	0,06	0,08
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
Mg	0,12	0,10	0,08	0,09	0,09	0,13	0,11	0,09
Ca	2,74	2,84	2,83	2,84	2,82	2,83	2,84	2,82
Na	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
№	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	51,85	51,90	52,00	52,07	51,94	52,21	51,95	52,08
TiO ₂	0,07	0,11	0,05	0,09	нпо	0,05	0,06	0,09
Al ₂ O ₃	нпо	нпо	нпо	нпо	0,01	0,07	0,00	0,13
FeO	1,55	1,47	1,07	1,57	1,34	0,90	0,92	0,95
MnO	0,13	0,12	0,11	0,11	0,13	0,08	0,09	0,07
MgO	1,04	0,98	1,25	1,13	1,11	1,46	1,39	1,56
CaO	45,31	45,43	45,88	45,20	45,72	45,53	45,49	45,19
Na ₂ O	0,07	0,05	0,04	0,02	0,02	0,02	0,01	0,04
K ₂ O	0,02	0,04	нпо	0,03	0,02	0,05	0,02	0,07
P ₂ O ₅	0,12	0,14	0,11	0,13	0,11	0,15	0,14	0,13
Сумма	100,17	100,25	100,52	100,34	100,44	100,51	100,10	100,32
Si	3,00	3,00	2,99	3,00	2,99	3,00	3,00	2,99
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe	0,07	0,07	0,05	0,08	0,06	0,04	0,04	0,05
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Mg	0,09	0,08	0,11	0,10	0,10	0,13	0,12	0,13
Ca	2,81	2,81	2,83	2,79	2,82	2,80	2,81	2,78
Na	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Примечание: нпо – ниже предела обнаружения. Формульные единицы рассчитаны на 9 атомов кислорода.

Клинопироксен в контактовой анортит-волластонит-пироксеновой порфириковой породе был проанализирован как во вкрапленниках (табл. 19), так и из основной массы (табл. 20). В целом, клинопироксен в породе (Добрецов и др., 1971; Morimoto, 1989) представлен твердым раствором диопсида и геденбергита. От центра к краям вкрапленники клинопироксена содержат меньше SiO_2 (48,5-50,7 против 43-47,7 мас.%), MgO (12-13,4 против 6,0-10,4 мас.%) и CaO (24-24,7 против 22,8-24,2 мас.%) и больше TiO_2 (0,4-0,5 против 0,8-1,2 мас.%), Al_2O_3 (3,2-4,9 против 4-5,3 мас.%), FeO (6,7-9,5 против 12,2-19,5 мас.%), MnO (0,06-0,15 против 0,12-0,2 мас.%) и Na_2O (0,08-0,16 против 0,10-0,22 мас.%). Центральные части вкрапленников (табл. 19) имеют более магниальный состав ($\text{Mg}\# = 63-78$), тогда как краевые части темно-зеленого цвета (табл. 19) более железистый ($\text{Mg}\# = 28-71$). По классификации N. Morimoto (1989), центральные части представлены диопсидом, а краевые – геденбергитом. Клинопироксен из основной массы порфириковой контактовой породы (табл. 20) по сравнению с вкрапленниками имеет высокие концентрации TiO_2 (1,1-1,9 мас.%), FeO (16,4-24,6 мас.%), Na_2O (0,17-0,24 мас.%), Al_2O_3 (4,9-5,6 мас.%) и низкие SiO_2 (40,9-45,25 мас.%), MgO (3,2-7,8) и CaO (22,2-23,4). Значение $\text{Mg}\#$ варьирует от 19 до 57. Клинопироксены из основной массы похожи по составу на краевые части вкрапленников, но имеют более железистый состав.

Таблица 19

Химический состав (мас.%) и кристаллохимическая формула
зональных вкрапленников клинопироксена из контактовой анортит-
волластонит-пироксеновой порфировой породы

№	1		2		3		4		5	
	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край
SiO ₂	49,94	45,59	51,17	47,65	49,30	43,01	49,47	49,56	48,93	45,94
TiO ₂	0,40	0,90	0,42	0,79	0,44	1,21	0,49	0,46	0,42	0,94
Al ₂ O ₃	3,51	4,74	4,54	4,77	3,66	5,25	4,78	3,86	4,48	4,64
Cr ₂ O ₃	0,10	нпо	0,23	нпо	0,03	нпо	0,32	0,13	0,26	нпо
FeO	7,55	15,54	6,89	14,67	8,52	19,51	6,87	8,88	7,01	14,99
MnO	0,11	0,17	0,07	0,12	0,15	0,20	0,04	0,09	0,08	0,16
MgO	13,07	8,21	13,33	9,29	12,58	5,99	13,05	12,08	12,79	8,24
CaO	24,46	23,13	25,30	24,15	24,24	22,83	24,67	24,04	24,54	23,23
Na ₂ O	0,10	0,16	0,12	0,14	0,15	0,16	0,15	0,14	0,13	0,14
K ₂ O	нпо	0,01	нпо	0,02	0,01	0,01	0,01	0,03	нпо	0,03
ZrO ₂	0,05	0,07	0,11	0,14	0,13	0,15	0,16	0,02	0,07	0,17
P ₂ O ₅	0,07	0,05	0,08	0,06	0,07	0,06	0,08	0,06	0,08	0,06
Сумма	99,35	98,57	102,23	101,81	99,27	98,38	100,08	99,34	98,78	98,53
Si	1,88	1,81	1,87	1,82	1,87	1,75	1,85	1,88	1,85	1,82
Ti	0,01	0,03	0,01	0,02	0,01	0,04	0,01	0,01	0,01	0,03
Al	0,16	0,22	0,19	0,21	0,16	0,25	0,21	0,17	0,20	0,22
Cr	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Fe	0,24	0,51	0,21	0,47	0,27	0,66	0,21	0,28	0,22	0,49
Mn	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Mg	0,74	0,49	0,73	0,53	0,72	0,37	0,73	0,69	0,73	0,49
Ca	0,99	0,98	0,99	0,99	0,98	1,00	0,99	0,98	1,00	0,98
Na	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg# (f.u.)	0,76	0,49	0,78	0,53	0,73	0,36	0,77	0,71	0,77	0,50
№	6		7		8		9		10	11
	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	с-центр
SiO ₂	50,30	44,80	48,45	41,80	49,47	41,62	50,00	46,92	49,58	50,26
TiO ₂	0,66	1,09	0,49	1,47	0,39	1,43	0,44	0,94	0,43	0,41
Al ₂ O ₃	4,32	4,84	4,86	4,85	3,16	5,56	4,71	4,75	4,52	4,39
Cr ₂ O ₃	0,06	0,01	0,45	нпо	0,02	нпо	0,29	нпо	0,36	0,22
FeO	11,09	16,68	6,73	20,92	9,54	21,21	6,96	15,65	6,94	6,99
MnO	0,11	0,16	0,10	0,26	0,13	0,19	0,06	0,17	0,10	0,08
MgO	10,57	7,24	12,94	5,26	11,97	4,61	12,99	8,08	12,91	12,64
CaO	23,86	23,10	24,45	22,57	24,39	22,45	24,45	23,48	24,55	24,63
Na ₂ O	0,14	0,17	0,08	0,20	0,16	0,22	0,13	0,22	0,13	0,13
K ₂ O	0,02	0,01	нпо	0,01	нпо	0,02	0,01	0,02	нпо	0,01
ZrO ₂	0,12	0,15	0,14	0,17	0,22	0,10	нпо	0,11	0,01	0,07
P ₂ O ₅	0,06	0,06	0,07	0,08	0,05	0,08	0,08	0,05	0,07	0,07
Сумма	99,13	98,29	98,77	97,59	99,52	97,48	100,13	100,38	99,61	99,89

Продолжение Таблицы 19

№	6		7		8		9		10	11
Si	1,88	1,79	1,83	1,73	1,88	1,73	1,86	1,82	1,86	1,88
Ti	0,02	0,03	0,01	0,05	0,01	0,04	0,01	0,03	0,01	0,01
Al	0,19	0,23	0,22	0,24	0,14	0,27	0,21	0,22	0,20	0,19
Cr	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
Fe	0,35	0,56	0,21	0,72	0,30	0,73	0,22	0,51	0,22	0,22
Mn	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Mg	0,59	0,43	0,74	0,33	0,68	0,29	0,73	0,47	0,73	0,71
Ca	0,96	0,99	0,99	1,00	0,99	1,00	0,98	0,98	0,99	0,99
Na	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01
Mg# (f.u)	0,63	0,44	0,78	0,31	0,69	0,28	0,77	0,48	0,77	0,77

Примечание: нпо – ниже пределов обнаружения. Формульные единицы рассчитаны на 6 атомов кислорода.

Таблица 20

Химический состав (мас.%) и кристаллохимическая формула
клинопироксенов из основной массы контактовой анортит-волластонит-
пироксеновой порфировой породы

№	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	43,92	45,25	41,43	42,51	42,00	44,77	44,41	47,43	40,94
TiO ₂	1,22	1,32	1,89	1,40	1,59	1,12	1,12	0,67	1,66
Al ₂ O ₃	5,13	5,25	5,56	5,27	5,35	4,92	4,87	3,20	5,32
Cr ₂ O ₃	нпо	нпо	0,01	нпо	0,02	нпо	нпо	нпо	нпо
FeO	18,25	18,60	24,19	20,56	21,47	16,36	16,76	13,73	24,59
MnO	0,19	0,17	0,22	0,19	0,22	0,19	0,23	0,19	0,28
MgO	6,78	6,91	3,26	5,53	4,60	7,64	7,79	10,22	3,19
CaO	22,81	23,40	22,21	22,34	22,49	23,23	22,88	23,64	22,15
Na ₂ O	0,18	0,24	0,21	0,17	0,12	0,17	0,18	0,11	0,22
K ₂ O	0,03	0,02	0,15	0,07	0,06	0,02	0,04	0,03	0,08
ZrO ₂	0,04	0,14	0,15	0,21	0,10	0,16	0,13	0,05	нпо
P ₂ O ₅	0,08	0,06	0,07	0,08	0,07	0,08	0,07	0,07	0,09
Сумма	98,63	101,36	99,34	98,31	98,08	98,64	98,48	99,33	98,53
Si	1,77	1,77	1,71	1,74	1,73	1,78	1,78	1,85	1,71
Ti	0,04	0,04	0,06	0,04	0,05	0,03	0,03	0,02	0,05
Al	0,24	0,24	0,27	0,25	0,26	0,23	0,23	0,15	0,26
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,61	0,61	0,83	0,70	0,74	0,54	0,56	0,45	0,86
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,41	0,41	0,20	0,34	0,28	0,46	0,47	0,60	0,20
Ca	0,98	0,98	0,98	0,98	0,99	0,99	0,98	0,99	0,99
Na	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Mg# (f.u.)	0,40	0,40	0,20	0,33	0,28	0,46	0,46	0,57	0,19

Примечание: нпо – ниже пределов обнаружения. Формульные единицы рассчитаны на 6 атомов кислорода.

На диаграмме $\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6 - \text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6 - \text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (рис. 21) состав клинопироксенов попадает в поле диопсида-геденбергита ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 - \text{CaFeSi}_2\text{O}_6$): центральные части вкрапленников – в поле диопсида, а краевые части вкрапленников и зерен ОМ – преимущественно в поле геденбергита, захватывая только незначительную часть диопсидового поля. В поле диопсида попадают также клинопироксены из мелилитсодержащих пород Вултури, Пиан ди Челле (Stoppa et al., 1997), Крестовской интрузии Сибири (Панина и др., 2001), Форт Портал в Уганде (Bailey et al., 2005) и Маломурунского массива на Алданском щите (Панина, Усольцева, 1999).

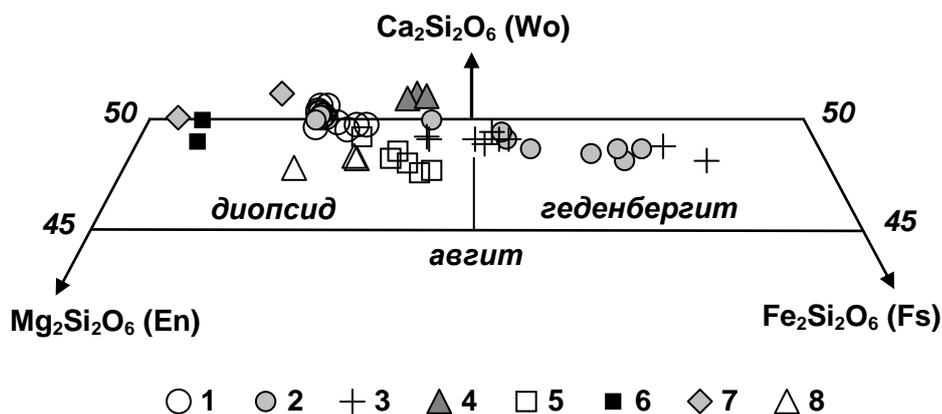


Рис. 21. Номенклатура клинопироксенов в системе $\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6 - \text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6 - \text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (Morimoto, 1989): 1-3 – клинопироксен из контактовой порфировой породы Колле Фаббри: 1 - центральная часть вкрапленников, 2 - краевые зоны вкрапленников, 3 - из основной массы; 4-8 – клинопироксены из мелилитовых пород: 4 – Вултури, 5 - Пиан ди Челле (Stoppa et al., 1997), 6 - Крестовской интрузии (Панина и др, 2001), 7 - Маломурунского массива (Панина, Усольцева, 1999), 8 - Форт Портала (Bailey et al., 2005).

Лейцит встречается в лейцит-волластонитовом микромелилитолизе в интерстиционном пространстве породы. Содержание SiO_2 в нем варьирует от 52,3 до 54,8 мас.%, K_2O – от 18,4 до 20,9 мас.%, а Al_2O_3 – от 23,1 до 24,5 мас.%. В составе лейцита также присутствует 0,2-0,4 мас.% FeO и 0,1-0,5

мас.% СаО. Кроме того, в лейците отмечается высокое (до 1,7 мас.%) количество ВаО (табл. 21).

Плагиоклаз из лейцит-волластонитового микромелилитолита имеет широко варьирующий состав (табл. 22). Он характеризуется высоким содержанием СаО (14,3-20,4 мас.%), низким Na₂O (0,7-3,9 мас.%) и содержит до 0,8 мас.% К₂O. Количество Al₂O₃ варьирует от 28,6 до 35,1 мас.%, а SiO₂ – от 43,8 до 50,5 мас.%. Плагиоклаз классифицируется как анортит – лабрадор (Дир и др., 1966). В его составе присутствует 67-100 мол.% анортитового, до 33 мол.% альбитового и до 4 мол.% ортоклазового компонентов.

Плагиоклаз в *контактной анортит-волластонит-пироксеновой порфировой породе* встречается в виде мелких вкрапленников и лейсточек в основной массе. Причем по составу и те и другие не отличаются. Состав плагиоклаза характеризуется высоким СаО (16,1-18,4 мас.%), низким Na₂O (0,7-1,4 мас.%) и содержит 0,3-0,8 мас.% К₂O (табл. 23). Количество Al₂O₃ варьирует от 29,9 до 33,3 мас.%, а SiO₂ – от 44,9 до 48,7 мас.%. В плагиоклазах наблюдается относительно высокое количество FeO (1,1-2,4 мас.%) и MgO (0,1-0,4 мас.%). Кроме того, наиболее кремнистые плагиоклазы характеризуются повышенным содержанием К₂O, Na₂O, FeO и относительно низкими количествами Al₂O₃, СаО и MgO (рис. 22 а). Таким образом, плагиоклаз классифицируется как анортит – битовнит (Дир и др., 1966). В его составе присутствует 81-91 мол.% анортитового, 7-14 мол.% альбитового и 2-4 мол.% ортоклазового компонентов (рис. 22 б).

Таблица 21

Химический состав (мас.%) и кристаллохимическая формула лейцитов
из лейцит-волластонитового микромелилитолита

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	52,30	52,46	53,11	53,14	53,19	53,26	53,32	53,33	53,34	53,36	53,61	53,66	53,73
TiO ₂	0,17	0,27	0,21	0,27	0,21	0,24	0,26	0,23	0,23	0,21	0,20	0,22	0,21
Al ₂ O ₃	23,66	24,47	24,19	23,61	23,52	23,11	23,14	23,22	23,27	23,69	23,82	23,07	23,11
FeO	0,19	0,28	0,24	0,36	0,30	0,31	0,24	0,31	0,24	0,27	0,22	0,27	0,31
MnO	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	нпо	нпо	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02
MgO	0,02	нпо	нпо	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	нпо	нпо	0,02
CaO	0,52	0,16	0,21	0,11	0,11	0,27	0,33	0,32	0,31	0,10	0,08	0,20	0,16
Na ₂ O	0,06	0,06	0,03	0,02	0,06	0,06	0,02	0,05	0,05	0,06	0,05	0,03	0,04
K ₂ O	20,30	19,15	19,85	20,67	20,65	20,59	20,19	20,44	20,53	20,63	20,05	21,02	20,89
BaO	1,49	1,74	1,13	1,09	1,03	1,33	1,33	0,99	1,07	1,01	0,85	0,52	0,84
Сумма	98,75	98,61	98,98	99,30	99,10	99,22	98,84	98,91	99,10	99,36	98,89	98,99	99,31
Si	1,95	1,94	1,96	1,96	1,97	1,97	1,98	1,97	1,97	1,97	1,97	1,98	1,98
Ti	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Al	1,04	1,07	1,05	1,03	1,02	1,01	1,01	1,01	1,01	1,03	1,03	1,00	1,00
Fe	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
K	0,97	0,91	0,93	0,97	0,97	0,97	0,96	0,97	0,97	0,97	0,94	0,99	0,98
Ba	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
№	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO ₂	53,74	53,82	53,88	54,01	54,08	54,19	54,32	54,45	54,62	54,63	54,65	54,70	54,75
TiO ₂	0,26	0,22	0,24	0,25	0,19	0,22	0,25	0,17	0,21	0,23	0,18	0,20	0,19
Al ₂ O ₃	23,04	24,00	24,48	23,23	23,49	23,97	24,06	24,23	23,99	23,57	24,47	23,68	23,25
FeO	0,28	0,22	0,24	0,27	0,26	0,27	0,26	0,29	0,22	0,23	0,23	0,25	0,35
MnO	нпо	0,01	0,02	нпо	0,01	0,01	нпо	0,01	0,01	0,01	нпо	0,01	0,01
MgO	0,02	нпо	нпо	0,02	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	0,01
CaO	0,15	0,27	0,09	0,28	0,16	0,09	0,26	0,19	0,17	0,25	0,23	0,37	0,27
Na ₂ O	0,04	0,03	0,05	0,06	0,02	0,04	0,04	0,00	0,04	0,01	0,03	0,02	0,03
K ₂ O	20,25	19,84	19,41	20,56	19,86	19,92	20,10	19,66	19,59	19,26	18,38	18,75	20,37
BaO	1,39	1,02	1,05	1,09	0,99	1,18	0,94	0,40	0,75	0,76	0,60	0,71	0,70
Сумма	99,16	99,44	99,45	99,77	99,05	99,89	100,22	99,39	99,61	98,95	98,76	98,67	99,92
Si	1,98	1,97	1,97	1,98	1,99	1,98	1,97	1,98	1,98	2,00	1,99	2,00	1,99
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
Al	1,00	1,03	1,05	1,00	1,01	1,03	1,03	1,04	1,03	1,01	1,05	1,02	1,00
Fe	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
K	0,95	0,93	0,90	0,96	0,93	0,93	0,93	0,91	0,91	0,90	0,85	0,87	0,95
Ba	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01

Примечание: нпо – ниже пределов обнаружения. Формульные единицы рассчитаны на 6 атомов кислорода.

Таблица 22

Химический состав (мас.%) и кристаллохимические формулы
плагноклазов из лейцит-волластонитового микромелилитолита

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	46,41	48,46	48,14	47,70	50,50	47,44	48,55	43,82	45,24	47,14	45,19
Al ₂ O ₃	33,98	33,36	29,43	29,77	28,64	32,56	32,05	34,51	34,38	35,08	34,11
FeO	нпо	нпо	нпо	0,77	нпо	нпо	нпо	1,17	нпо	нпо	0,73
CaO	16,01	14,27	19,06	19,36	18,40	17,60	16,92	20,47	20,36	17,76	19,94
Na ₂ O	3,59	3,90	2,60	2,37	2,09	2,36	2,47	нпо	нпо	нпо	нпо
K ₂ O	нпо	нпо	нпо	нпо	0,36	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Si	2,14	2,22	2,24	2,22	2,33	2,19	2,23	2,04	2,09	2,15	2,10
Al	1,84	1,80	1,61	1,63	1,55	1,77	1,73	1,89	1,87	1,88	1,86
Fe	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,03
Ca	0,79	0,70	0,95	0,97	0,91	0,87	0,83	1,02	1,01	0,87	0,99
Na	0,32	0,34	0,23	0,21	0,19	0,21	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,05	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
An	71,19	66,98	77,28	81,88	81,40	80,51	79,15	100	100	100	100
Ab	28,81	33,02	19,06	18,12	16,70	19,49	20,85	0,00	0,00	0,00	0,00
Kfs	0,00	0,00	3,66	0,00	1,90	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Примечание: нпо – ниже пределов обнаружения. Формульные единицы рассчитаны на 8 атомов кислорода.

Таблица 23

Химический состав (мас.%) и кристаллохимические формулы
плагноклазов из контактовой анортит-волластонит-пироксеновой
порфировой породы

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	46,30	47,30	45,56	46,80	46,62	45,69	48,67	46,03	45,39	45,85
Al ₂ O ₃	32,46	31,60	32,96	32,24	31,02	32,95	29,90	32,30	32,94	32,23
FeO	1,94	1,53	1,16	1,58	1,92	1,25	2,40	1,67	1,05	1,51
MgO	0,12	0,28	0,30	0,28	0,22	0,32	0,21	0,23	0,30	0,19
CaO	17,49	17,04	18,23	17,69	16,72	18,06	16,09	17,71	18,16	17,80
Na ₂ O	1,04	1,05	0,86	1,06	1,20	0,88	1,51	1,08	0,77	1,13
K ₂ O	0,40	0,71	0,35	0,48	0,64	0,37	0,83	0,48	0,33	0,36
ZrO ₂	нпо	0,04	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	0,03	0,05	0,08
P ₂ O ₅	0,08	0,02	0,06	0,04	0,04	0,04	0,04	0,06	0,03	0,05
Сумма	99,86	99,60	99,52	100,19	98,47	99,55	99,69	99,62	99,02	99,21
Si	2,16	2,20	2,13	2,17	2,20	2,13	2,27	2,15	2,13	2,15
Al	1,78	1,73	1,81	1,76	1,72	1,81	1,64	1,77	1,82	1,78
Fe	0,08	0,06	0,05	0,06	0,08	0,05	0,09	0,07	0,04	0,06
Mg	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01
Ca	0,87	0,85	0,91	0,88	0,85	0,90	0,80	0,89	0,91	0,89
Na	0,09	0,09	0,08	0,10	0,11	0,08	0,14	0,10	0,07	0,10
K	0,02	0,04	0,02	0,03	0,04	0,02	0,05	0,03	0,02	0,02
An	88,16	86,16	90,20	87,69	85,07	89,90	81,27	87,55	91,05	87,84
Ab	9,47	9,59	7,71	9,49	11,03	7,91	13,78	9,64	6,96	10,07
Kfs	2,37	4,25	2,08	2,82	3,90	2,19	4,96	2,81	1,99	2,08
Окислы	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	46,19	46,33	47,15	47,03	47,62	47,50	45,31	46,37	44,90	44,75
Al ₂ O ₃	33,08	33,33	33,23	32,23	31,31	32,79	32,91	31,78	32,69	32,67
FeO	1,34	1,09	1,16	1,47	1,98	1,48	1,15	1,58	1,37	1,09
MgO	0,35	0,29	0,36	0,35	0,22	0,28	0,31	0,30	0,28	0,33
CaO	18,24	18,17	17,97	17,67	16,70	17,83	18,35	17,31	18,02	17,96
Na ₂ O	0,86	0,87	0,87	1,16	1,42	1,14	0,72	1,16	0,97	0,78
K ₂ O	0,39	0,36	0,39	0,49	0,66	0,42	0,34	0,52	0,30	0,36
ZrO ₂	0,08	нпо	0,01	0,01	0,13	0,11	0,08	нпо	0,13	нпо
P ₂ O ₅	0,06	0,07	0,05	0,06	0,05	0,05	0,04	0,02	0,03	нпо
Сумма	100,63	100,51	101,20	100,50	100,12	101,64	99,22	99,05	98,70	98,10
Si	2,13	2,14	2,16	2,17	2,21	2,17	2,12	2,17	2,12	2,12
Al	1,80	1,81	1,79	1,75	1,71	1,76	1,81	1,75	1,81	1,82
Fe	0,05	0,04	0,04	0,06	0,08	0,06	0,04	0,06	0,05	0,04
Mg	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Ca	0,90	0,90	0,88	0,87	0,83	0,87	0,92	0,87	0,91	0,91
Na	0,08	0,08	0,08	0,10	0,13	0,10	0,06	0,11	0,09	0,07
K	0,02	0,02	0,02	0,03	0,04	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02
An	90,06	90,10	89,80	86,86	83,30	87,44	91,55	86,44	89,58	90,63
Ab	7,65	7,78	7,88	10,30	12,79	10,10	6,46	10,46	8,67	7,19
Kfs	2,29	2,11	2,32	2,84	3,91	2,46	1,99	3,09	1,75	2,17

Примечание: нпо – ниже пределов обнаружения. Формульные единицы рассчитаны на 8 атомов кислорода.

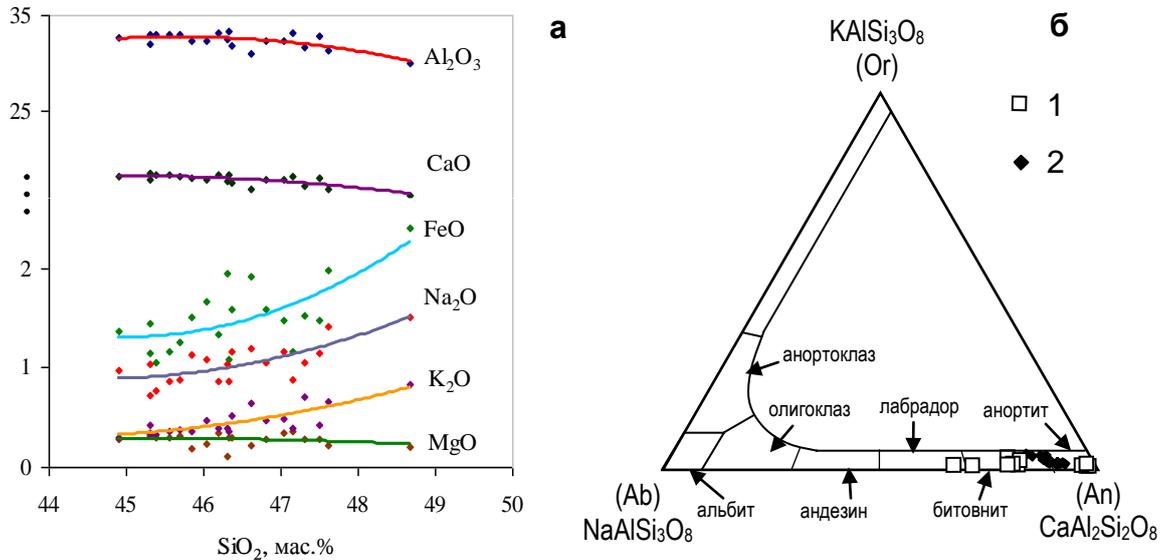


Рис. 22. Вариационная диаграмма (а) на основе кремнезема для плагиоклазов из контактовой волластонит-анортит-пироксеновой породы и диаграмма соотношений (б) альбитового, анортитового и ортоклазового компонентов в плагиоклазах (Дир и др., 1966): 1 – из лейцит-волластонитового микромелилитолита; 2 – из контактовой анортит-волластонит-пироксеновой порфировой породы.

Ti-Гранат в лейцит-волластонитовом микромелилитолите встречается в межзерновом пространстве, а также в виде кристаллитов в мелилите и волластоните. Гранаты, заполняющие межзерновое пространство, содержат (мас.%): SiO_2 – 26,1-28,9; TiO_2 – 12,4-17,3; Fe_2O_3 – 15,3-18,5; MgO – 0,3-0,7; Al_2O_3 – 5,5-8,7 и CaO – 30,9-33,2 (табл. 24, ан. 1-15). В их минеральном составе содержится 76-96 мол.% шорломит-андрадита ($\text{Ca}_3(\text{Fe}^{3+}, \text{Ti})_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$) и 4-24 мол.% гроссуляра ($\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$). Следует отметить, что низкие суммы анализов гранатов, возможно, связаны с тем, что не определялся ZrO_2 , который согласно данным F.Stoppa, V.V. Sharygin (2009) может достигать в шорломитах исследуемых пород до 1,5 мас.%.

На треугольной диаграмме Al-Fe³⁺-Ti (рис. 23) гранаты из межзернового пространства лейцит-волластонитового микромелилитолита

образуют обособленное поле от гранатов, присутствующих в виде кристаллитов в мелилите и волластоните той же породы.

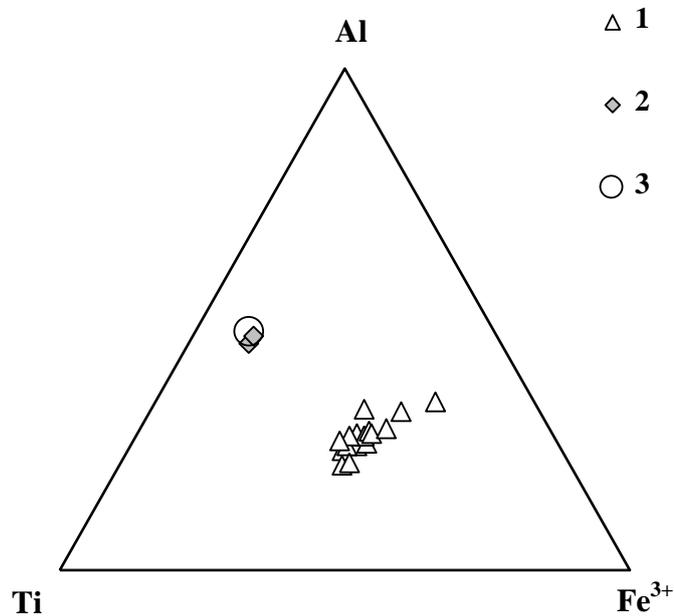


Рис. 23. Состав гранатов из лейцит-волластонитового микромелилитолита в системе Al-Fe³⁺-Ti (в мол.%): 1 – гранаты из межзернового пространства; 2 – кристаллиты в мелилите; 3 – кристаллиты в волластоните.

Содержащиеся в мелилите и волластоните гранаты имеют близкий состав и характеризуются более высокими количествами TiO₂ (21,9-22,7 мас.%) и Al₂O₃ (14,7-15,5 мас.%) и более низкими FeO (4,5-5,2 мас.%) по сравнению с гранатами из межзернового пространства (табл. 24, ан. 16-18). Также в них содержится 25,3-26,7 мас.% SiO₂ и 29,4-30,6 мас.% CaO. Поэтому их можно отнести к шорломиту-андрадиту (70-75 мол.%) с заметным содержанием гроссулярового компонента (25-30 мол.%).

Таблица 24

Химический состав (мас.%) и кристаллохимическая формула Ti-гранатов из лейцит-волластонитового микромелилитолита

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	26,12	26,51	26,57	26,69	27,06	27,32	27,60	27,65	27,70
TiO ₂	15,37	14,26	16,33	14,24	16,36	14,35	14,13	13,38	15,49
Al ₂ O ₃	7,00	7,04	6,50	7,40	6,97	7,36	7,42	7,52	7,52
Fe ₂ O ₃	16,78	17,46	15,81	16,88	16,38	15,80	16,83	16,69	16,08
MnO	0,27	0,49	0,33	0,29	0,39	0,31	0,47	0,32	0,15
MgO	0,40	0,28	0,70	0,40	0,47	0,62	0,30	0,44	0,38
CaO	31,69	31,99	31,25	31,82	30,91	31,72	31,84	31,97	31,14
Na ₂ O	0,06	0,04	0,06	0,04	0,31	0,10	0,05	0,06	0,08
Сумма	97,74	98,08	97,71	97,83	99,06	97,66	98,70	98,08	98,74
Si	2,38	2,41	2,40	2,42	2,41	2,46	2,47	2,49	2,45
Ti	1,05	0,97	1,11	0,97	1,09	0,97	0,95	0,90	1,03
Al	0,75	0,75	0,69	0,79	0,73	0,78	0,78	0,80	0,78
Fe ³⁺	0,57	0,60	0,54	0,58	0,55	0,53	0,57	0,56	0,54
Mn	0,02	0,04	0,03	0,02	0,03	0,02	0,04	0,02	0,01
Mg	0,05	0,04	0,09	0,05	0,06	0,08	0,04	0,06	0,05
Ca	3,09	3,12	3,02	3,09	2,94	3,06	3,05	3,08	2,96
Na	0,01	0,01	0,01	0,01	0,05	0,02	0,01	0,01	0,01
Shorl-Andr	93	90	95	88	92	86	86	84	87
Gross	7	10	5	12	8	14	14	16	13
№	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	27,82	28,30	28,53	28,92	27,51	26,90	25,76	26,73	25,25
TiO ₂	16,11	13,47	12,44	12,84	16,98	16,86	22,67	22,03	21,91
Al ₂ O ₃	5,48	7,40	7,85	8,67	6,07	7,52	14,74	15,47	15,48
Fe ₂ O ₃	15,37	17,05	18,45	15,55	17,45	15,95	5,03	5,19	4,50
MnO	0,33	0,29	0,43	0,30	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо
MgO	0,33	0,48	0,26	0,52	нпо	нпо	нпо	нпо	0,07
CaO	32,67	31,88	31,35	32,16	31,99	32,60	30,56	29,35	29,54
Na ₂ O	0,07	0,04	0,07	0,01	нпо	нпо	нпо	нпо	0,02
Сумма	98,38	98,93	99,38	99,00	100	100	100	100	96,77
Si	2,43	2,46	2,48	2,49	2,38	2,32	2,09	2,15	2,07
Ti	1,06	0,88	0,81	0,83	1,10	1,09	1,38	1,33	1,35
Al	0,56	0,76	0,80	0,88	0,62	0,76	1,41	1,47	1,50
Fe ³⁺	1,01	1,11	1,20	1,00	1,13	1,03	0,31	0,31	0,28
Mn	0,02	0,02	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,04	0,06	0,03	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Ca	3,06	2,97	2,92	2,96	2,97	3,01	2,65	2,53	2,60
Na	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Shorl-Andr	96	83	80	76	96	92	75	70	72
Gross	4	17	20	24	4	8	25	30	28

Примечание: нпо – ниже пределов обнаружения. 1-15 гранаты межзернового пространства; 16-17 – кристаллиты в мелилите; 18 – кристаллит в волластоните. Формульные единицы рассчитаны на 12 атомов кислорода. Анализы 14-17 – результаты СЭМ, приведенные к 100 %, остальные – микрозондового анализа.

4.4. Расплавные включения в минералах микромелилитолитов и контактовых пород

В минералах лейцит-волластонитового микромелилитолита и контактовой анортит-волластонит-пироксеновой порфировой породы были обнаружены одиночные первичные расплавные включения. Они отмечаются преимущественно в центральных частях зерен породообразующих минералов и не обнаруживают никакой приуроченности к трещинам. Важным критерием первичности одиночных включений является выявление их морфологической связи с отдельными секторами роста минерала-хозяина (Базарова и др., 1975; Реддер, 1987). В мелилите эта связь проявляется в том, что грани удлинённых включений параллельны призматическому габитусу минерала хозяина.

В лейцит-волластонитовом микромелилитолите расплавные включения присутствуют в мелилите и волластоните.

В *мелилите* включения располагаются в центральных частях минерала. Они являются бесцветными, имеют неправильную форму, их размер иногда достигает 50 мкм. Включения частично раскристаллизованы. Их фазовый состав представлен стеклом (остаточным), газовой фазой и дочерними гранатом и рудным минералом. Дочерний гранат во включениях имеет желтоватую окраску и неправильную форму. Рудные представлены глобулами черного цвета, размером до 5 мкм (рис. 24).

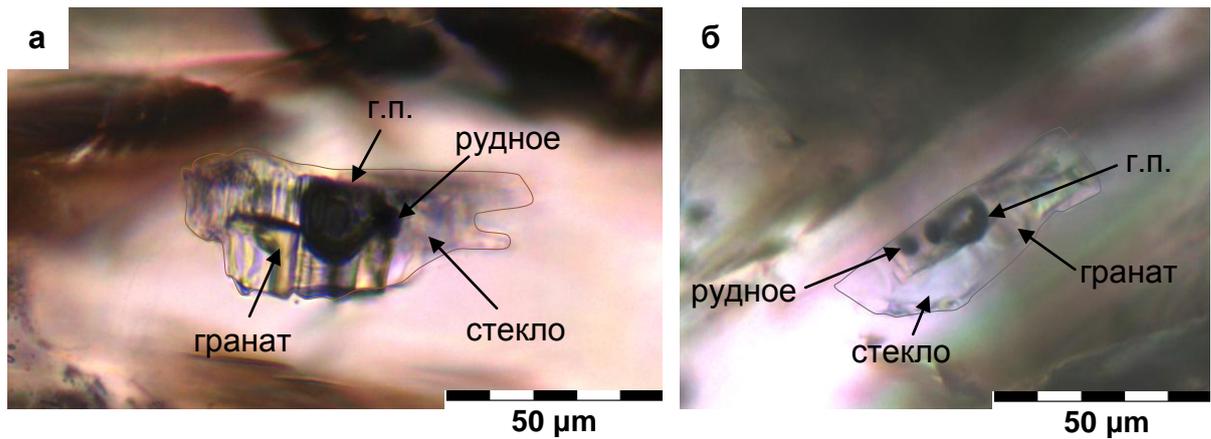


Рис. 24. а, б – первичные частично раскристаллизованные расплавные включения в мелилите из лейцит-волластонитового микромелилитолита. Проходящий свет.

С помощью сканирующей электронной микроскопии было установлено, что рудная фаза представлена сульфидом железа.

В химическом составе дочернего граната (табл. 25) отмечаются 52-70 мол.% шорломит-андрадита и 30-48 мол.% гроссуляра. Его химический состав характеризуется более высокими концентрациями (мас.%) SiO_2 – 28,1-33,8; TiO_2 – 11,3-22,2; Al_2O_3 – 13,2-18,2 и более низкими FeO – 1,4-8,2; CaO – 29,5-35,1 по сравнению с гранатами из межзернового пространства.

Прогрев включений. При нагревании расплавные включения при температуре около 690-800°C становятся более темными, а их границы – более четкими. При 850-900°C отмечается размягчение (плавление) стекла. При 1180°C газовый пузырь во включениях уменьшается в размерах, а при 1250°C происходит интенсивное плавление дочернего граната. При 1270-1280°C газовый пузырь смещается в сторону рудной фазы, а гранат полностью расплавляется. При 1300°C плавится также рудная фаза и содержимое включений становится однородным с маленьким газовым пузырем. После расплавления рудной фазы газовый пузырь стремительно уменьшается в размерах и исчезает при 1320±15 °C. При охлаждении включений газовый пузырь появлялся при 1300°C.

Таблица 25

Химический состав (мас.%) и кристаллохимическая формула дочерних Ti-гранатов из расплавных включений в мелилите

№	1	2	3	4
SiO ₂	29,58	27,95	31,60	33,66
TiO ₂	21,25	22,10	11,18	14,70
Al ₂ O ₃	18,18	15,06	13,39	13,20
Fe ₂ O ₃	1,51	4,67	9,02	3,42
MgO	нпо	нпо	нпо	0,66
CaO	29,49	30,22	34,81	34,37
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0
Si	2,28	2,23	2,60	2,65
Ti	1,23	1,32	0,69	0,87
Al	1,65	1,41	1,29	1,22
Fe ³⁺	0,04	0,14	0,28	0,10
Mg	0,00	0,00	0,00	0,08
Ca	2,44	2,58	3,07	2,90
Shorl-Andr	58	70	52	53
Gross	42	30	48	47

Примечание: нпо – ниже пределов обнаружения. Формульные единицы рассчитаны на 12 атомов кислорода. Анализы СЭМ, приведенные к 100 %.

Химический состав стекол гомогенизированных расплавных включений в мелилите (табл. 26, ан. 1-5) варьирует незначительно (рис. 25). Он соответствует мелилититовым расплавам и характеризуется сравнительно низкими значениями SiO_2 (38,5-39,6 мас.%), Al_2O_3 (14,5-19,1 мас.%), K_2O (0,7-7,4 мас.%), высокими содержаниями CaO (27,1-30,6 мас.%) и умеренными FeO (3,1-6,6 мас.%), MgO (1,0-2,8 мас.%), Na_2O (0,4-1,1 мас.%) и SO_3 (0,1-1,3 мас.%). Некоторая вариация в составе включений, очевидно, связана с тем, что расплавные включения были захвачены при различных стадиях роста мелилита и эволюции расплава. Начавшаяся кристаллизация волластонита привела к увеличению Al_2O_3 и уменьшению CaO в расплаве (табл. 26, ан. 2), а образование лейцита, наоборот, способствовало уменьшению Al_2O_3 и K_2O (табл. 26, ан. 3). Следует особо подчеркнуть, что в некоторых включениях вокруг газового пузыря образуется бурая низкокремнистая карбонатная оторочка, близкая по составу к силико-карбонатитам (табл. 26, ан 6).

Содержание H_2O в стеклах гомогенизированных расплавных включений в мелилите по данным ионного зонда составляет 0,9 мас.%.

Таблица 26

Химический состав (мас.%) стекол из расплавных включений в мелилите из лейцит-волластонитового микромелилитолита

№	1(2)*	2	3(3)*	4	5(2)*	6	7
SiO ₂	38,68	38,54	38,67	39,57	39,06	27,27	45,41
TiO ₂	0,81	0,31	0,81	2,29	1,65	0,74	нпо
Al ₂ O ₃	16,99	19,06	16,98	15,97	14,56	13,29	20,31
FeO	6,62	3,10	4,35	3,95	6,00	3,55	2,17
MnO	0,09	0,08	0,11	0,09	0,14	0,14	нпо
MgO	2,79	1,01	1,58	1,35	1,50	2,94	1,34
CaO	30,47	27,07	28,74	28,49	29,18	29,13	19,97
Na ₂ O	0,42	1,05	0,88	0,75	0,57	0,5	нпо
K ₂ O	0,65	7,37	5,89	4,57	5,06	4,36	10,79
BaO	нпо	0,26	0,22	0,25	0,28	0,11	нпо
SrO	0,03	0,02	0,04	0,01	0,05	0	нпо
P ₂ O ₅	0,31	0,27	0,36	0,92	0,52	0,43	нпо
Cl	нпо	0,01	0,02	0,01	0,02	0,06	нпо
SO ₃	1,14	0,12	0,53	0,28	0,94	6,05	нпо
Сумма	99,09	98,27	99,18	98,53	99,48	88,57	100,00
№	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	48,21	49,41	50,45	52,70	52,86	57,99	58,69
TiO ₂	нпо	0,39	1,16	0,68	0,28	0,34	0,45
Al ₂ O ₃	21,17	22,75	22,06	24,96	22,61	25,21	24,94
FeO	0,96	0,81	0,31	0,37	1,68	0,29	0,28
MnO	нпо	0,02	нпо	нпо	0,06	нпо	нпо
MgO	1,29	0,58	нпо	0,19	0,52	0,05	0,07
CaO	13,36	11,42	6,39	5,46	10,18	2,17	2,37
Na ₂ O	нпо	0,30	нпо	0,23	0,59	0,25	0,17
K ₂ O	15,00	9,85	17,13	9,47	8,28	11,10	8,68
BaO	нпо	0,36	нпо	0,45	0,50	0,78	0,76
SrO	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо
P ₂ O ₅	нпо	1,95	2,50	2,12	0,44	0,35	0,31
Cl	нпо	нпо	нпо	нпо	0,03	0,04	0,05
SO ₃	нпо	нпо	нпо	нпо	0,03	0,03	0,03
Сумма	100,00	97,83	100,00	96,61	98,06	98,61	96,78

Примечание: нпо – ниже пределов обнаружения; * – в скобках дано количество анализов, по которым рассчитаны средние значения составов стекол, приведенные в таблице; 1-5 – стекло в прогретых включениях; 6 – бурая оторочка вокруг газового пузыря в прогретом включении; 7-14 – стекло в непрогретых включениях.

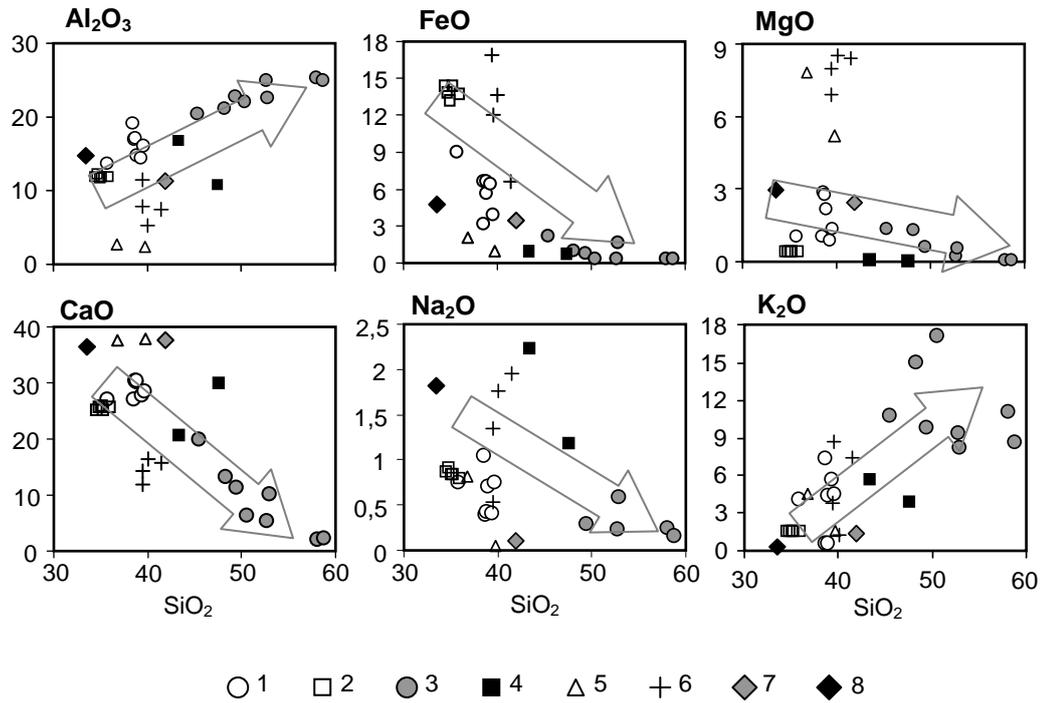


Рис. 25. Бинарная диаграмма соотношений окислов в стеклах первичных расплавных включений в меллите и волластоните лейцит-волластонитового микромелилитолита в зависимости от SiO_2 : 1 - прогретые включения в меллите, 2 - прогретые включения в волластоните, 3 - непрогретые включения в меллите, 4 - непрогретые включения в волластоните, 5 - силикатные включения в меллите из Крестовской интрузии (Панина и др., 2001), 6 - силикатные включения в оливине из меллититов вулкана Пиан ди Челле (Панина и др., 2003), 7 - микромелилитолиты Колле Фаббри, 8 - меллитолиты Вултури (Stoppa, Sharygin, 2009).

Химический состав остаточных стекол непрогретых включений в мелилите (табл. 26, ан. 7-14) более высококремнистый и неоднородный даже в пределах одного включения (рис. 26; табл. 27, ан. 1-3). Состав остаточного стекла из центральных зон включений (табл. 27, ан. 2) по сравнению с составом их краев (табл. 27, ан. 1 и 3) больше обогащен SiO_2 (50,4-58,7 против 45,4-49,4 мас.%), Al_2O_3 (22,1-25,2 против 20,3-22,7 мас.%), TiO_2 (0,3-1,1 против 0-0,4 мас.%), P_2O_5 (0,3-2,5 против 0-1,95 мас.%) и BaO (0,4-0,8 против 0-0,4 мас.%), но содержит меньше CaO (2,4-10,2 против 13,4-20,0 мас.%), FeO (0,3-1 против 1-2,17 мас.%) и MgO (0-0,2 против 0,6-1,3 мас.%). Количество щелочей у них примерно одинаковое: Na_2O – меньше 1 мас.% и K_2O – примерно 10-15 мас.% (табл. 26, ан.7-14).

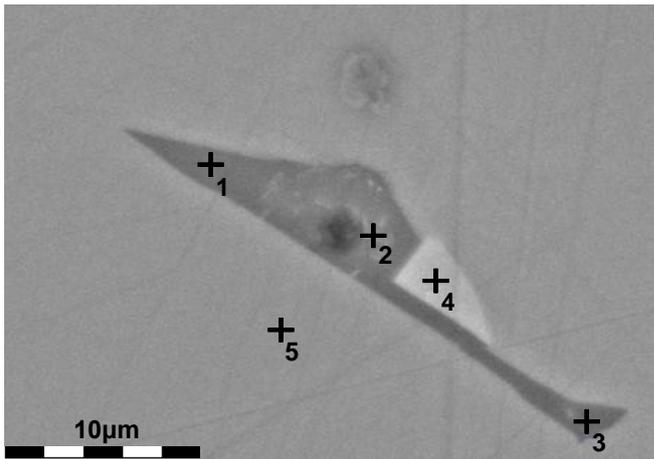


Рис. 26. Первичное непрогретое частично раскристаллизованное включение в мелилите лейцит-волластонитового микромелилитолита (изображение в отраженных электронах): 1-3 – стекло; 4 – гранат; 5 – мелилит-матрица.

Таблица 27

Химический состав фаз в пределах одного непрогретого включения
(по результатам СЭМ)

Оксиды	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	CaO	K_2O	P_2O_5	Объект
1	45,41	нпо	20,31	2,17	1,34	19,97	10,79	нпо	стекло
2	50,45	1,27	22,06	нпо	нпо	6,49	17,23	2,50	стекло
3	48,21	нпо	21,17	0,96	1,29	13,36	15,00	нпо	стекло
4	29,62	21,28	18,21	1,36	нпо	28,70	0,83	нпо	гранат
5	35,76	нпо	17,36	2,47	6,10	38,30	нпо	нпо	Мелилит – матрица

Примечание: нпо – ниже предела обнаружения.

В *волластоните* были найдены 2 типа включений. *I тип* представлен (рис. 27 а) одиночными раскристаллизованными расплавленными включениями размером 20х30 мкм, располагающимися в центральных частях волластонитов. Их фазовый состав представлен гранатом, рудными фазами, остаточным стеклом и газовым пузырем.

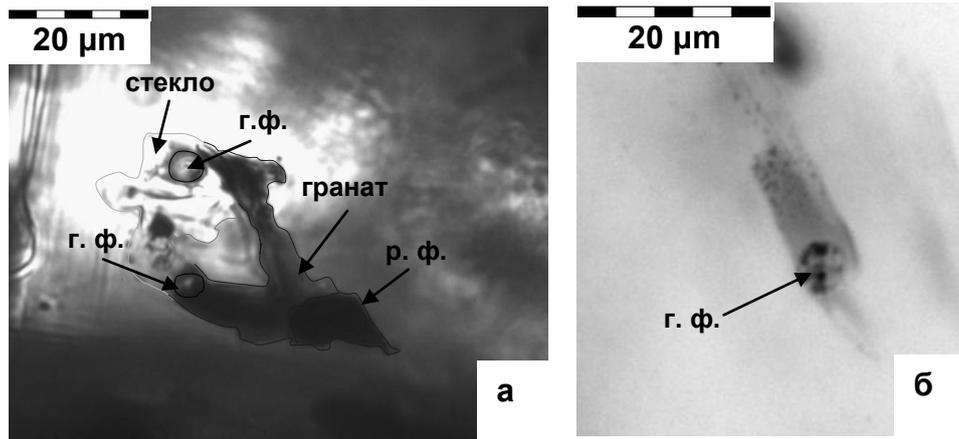


Рис. 27. Первичные расплавленные включения в волластоните из лейцит-волластонитового микромелилитолита: **а** – частично раскристаллизованное силикатное; **б** – тонкораскристаллизованное обогащенное SiO₂ карбонатное: г.ф. – газовая фаза; р.ф. – рудная фаза. Изображение в проходящем свете.

Прогрев включений. В процессе нагрева при температуре около 890 – 900°C края дочернего граната начинают подплавляться. При 1130-1150°C газовый пузырь во включениях уменьшается в размерах, а при 1170-1190°C гранат полностью расплавляется. Рудная фаза при 1210-1220°C также полностью расплавляется. При 1230°C газовый пузырь уменьшается до точечных размеров и хаотично двигается по вакуоли. При незначительном повышении температуры включения взрываются. Поэтому при 1230°C нагрев включений прекращается из-за опасения разгерметизации. Таким образом, температура гомогенизации содержимого включений составляет не менее 1230°C.

Химический состав стекол из прогретых включений в волластоните (табл. 28, ан. 1-5) также отвечает мелилитовым расплавам, но по сравнению со стеклами из прогретых включений в мелилите (табл. 26, ан. 1-5) он содержит больше Fe и меньше Mg, Si, Al и Ca. Это свидетельствует об эволюции исходного расплава в связи с кристаллизацией из него при более высоких температурах мелилита. С процессом эволюции расплава связано также увеличение содержаний Ba, Sr и P в прогретых включениях из волластонита.

Химический состав остаточного стекла непрогретых включений (табл. 28, ан. 6-7) отражает еще более дифференцированный состав расплава и характеризуется повышенными значениями SiO₂, Na₂O и K₂O, умеренными Al₂O₃ и пониженными FeO, MgO, TiO₂, MnO, P₂O₅ и SO₃.

Таблица 28

Химический состав (мас.%) стекол из расплавных включений в волластоните из лейцит-волластонитового микромелилитолита

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	34,76	34,49	35,06	35,94	35,22	47,49	43,37	25,56	25,98	25,53
TiO ₂	4,24	4,75	4,36	4,03	4,39	0,17	0,10	0,58	0,62	0,64
Al ₂ O ₃	12,14	11,81	11,62	11,78	11,76	10,78	16,71	6,35	6,42	6,39
FeO	13,83	14,38	13,23	13,77	14,39	0,78	0,97	16,49	16,55	16,39
MnO	0,30	0,29	0,30	0,29	0,27	0,09	0,08	0,54	0,62	0,59
MgO	0,43	0,45	0,45	0,43	0,42	0,06	0,09	1,07	1,06	1,08
CaO	25,76	25,18	25,87	25,74	25,31	29,92	20,79	26,86	26,81	26,86
Na ₂ O	0,91	0,87	0,85	0,80	0,85	1,18	2,24	0,76	0,75	0,72
K ₂ O	1,60	1,55	1,60	1,63	1,63	3,94	5,75	2,39	2,44	2,46
BaO	0,42	0,48	0,39	0,37	0,17	0,28	0,81	1,19	1,16	1,09
SrO	0,21	0,22	0,21	0,16	0,19	нпо	0,25	0,33	0,33	0,29
P ₂ O ₅	1,16	1,00	1,16	1,17	1,00	0,10	0,08	1,5	1,46	1,51
Cl	0,06	0,05	0,06	0,05	0,05	0,06	0,14	1,24	1,26	1,25
SO ₃	0,48	0,60	0,53	0,57	0,78	0,09	0,06	1,00	1,04	1,07
Сумма	96,29	96,13	95,67	96,72	96,41	94,92	91,42	85,84	86,5	85,86

Примечание: нпо – ниже предела обнаружения; 1-5 – стекла в прогретых силикатных включениях; 6-7 – остаточные стекла в непрогретых силикатных включениях; 8-10 – прогретые силикатно-карбонатные включения.

II тип включений в волластоните представлен бурыми одиночными расплавленными включениями овальной формы (рис. 27 б), их размер не превышает 20 мкм. Фазовый состав представлен тонкораскристаллизованным однородным веществом и газовым пузырем.

Прогрев включений. При нагревании до температуры около 650°C расплавленное включение становится более светлым, и отмечается плавление тонкокристаллического однородного вещества. При 1050°C во включении газовый пузырь начинает уменьшаться и двигаться. При 1140°C газовый пузырь исчезает. При уменьшении температуры нагрева газовый пузырь снова появляется. При увеличении температуры наблюдается повторная гомогенизация при той же температуре – 1140°C, что свидетельствует об установлении равновесия между законсервированным расплавом и минералом-хозяином.

Химический состав стекла прогретых включений (табл. 28, ан. 8-10) содержит: 25,5-26 мас.% SiO₂; 6,3-6,4 мас.% Al₂O₃; 0,6-0,64 мас.% TiO₂; 16,4-16,6 мас.% FeO; 0,5-0,6 мас.% MnO; 1,06-1,07 мас.% MgO; 26,8-26,9 мас.% CaO; 0,7-0,8 мас.% Na₂O; 2,4-2,5 мас.% K₂O; 1,1-1,2 мас.% BaO; 0,29-0,33 мас.% SrO; 1,46-1,51 мас.% P₂O₅; 1,2-1,3 мас.% Cl и 1-1,1 мас.% SO₃. Примечательно то, что этот состав по сравнению с составом стекла из прогретых включений в волластоните (табл. 28, ан. 1-5) имеет экстремально низкие количества кремния и алюминия, более высокие значения железа, бария и хлора и близкие содержания магния, кальция, калия и серы. Этот состав очень близок к составу бурой низкокремнистой карбонатной оторочки вокруг газового пузыря в прогретых включениях из мелилита (табл. 26, ан. б), а также к составу обогащенных SiO₂ карбонатных включений в минералах мелилитовых пород и карбонатитов из других регионов (Seifert, Thomas, 1995; Панина и др., 2001; Панина и др., 2003).

В контактовой анортит-волластонит-пироксеновой порфировой породе расплавные включения были найдены в волластоните, анортите и клинопироксене.

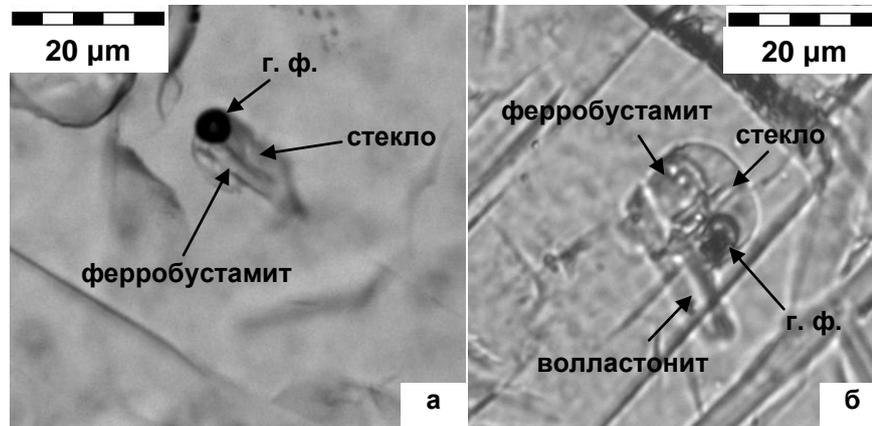


Рис. 28. Частично раскристаллизованные первичные расплавные включения в волластоните контактовой анортит-волластонит-пироксеновой порфировой породы: **а** – фазовый состав: дочерний ферробустамит + стекло + газовый пузырь; **б** – фазовый состав: ксеногенный волластонит (спутник) + дочерний ферробустамит + стекло + газовый пузырь. Изображение в проходящем свете.

Во вкрапленниках *волластонита* бесцветные расплавные включения размером от 10 до 20 мкм имеют округлую и призматическую форму (рис. 28 а, б). Включения являются частично раскристаллизованными. Большинство включений содержит газовый пузырь. Дочерняя кристаллическая фаза во включениях представлена ферробустамитом (табл. 29). Его химический состав характеризуется высокими значениями FeO (7,31-9,20 мас.%), MgO (1,03-3,89 мас.%) и низкими концентрациями CaO (34,76-39,71 мас.%). Содержание SiO₂ у него колеблется от 50,34 до 51,32 мас.% (табл. 29). Следует отметить, что он содержит повышенные концентрации FeO по сравнению с Ca-бустамитом, который был отмечен в исследуемой контактовой породе в работе F. Stoppa, V.V. Sharygin (2009). Иногда во включениях присутствуют ксеногенные кристаллиты волластонита (рис. 28 б), состав которых похож на состав вкрапленников.

Таблица 29

Химический состав (мас.%) дочернего ферробустамита из включений в волластоните из контактовой анортит-волластонит-пироксеновой порфировой породы

Окислы	1	2	3
SiO ₂	50,34	50,69	51,32
TiO ₂	0,21	0,13	0,17
Al ₂ O ₃	0,14	0,01	0,21
FeO	7,31	8,68	9,20
MnO	0,36	0,32	0,24
MgO	1,03	3,89	2,85
CaO	39,71	34,76	35,40
Na ₂ O	0,07	0,05	0,06
K ₂ O	0,17	0,05	0,17
P ₂ O ₅	0,11	0,06	0,12
Сумма	99,46	98,64	99,74

Химический состав остаточных стекол непрогретых расплавных включений существенно варьирует (мас.%): от 57,9 до 72,8 SiO₂; от 9,5 до 20,6 Al₂O₃; от 0,3 до 2,7 TiO₂; от 1,9 до 12,8 CaO; от 0,7 до 2,5 FeO и 0,03-0,5 MgO; 0,4-1,5 Na₂O и 4,3-7,3 K₂O (табл. 30, ан 1-8).

Прогрев включений. В процессе нагревания включений в волластоните были установлены следующие фазовые изменения: при температурах около 550-600°C включения становятся бурыми, при 1100-1130°C контуры волластонита во включениях становятся более четкими, и включения светлеют. При 1160-1180°C во включениях газовый пузырь начинает уменьшаться, и включения становятся бесцветными. При 1210°C газовый пузырь почти исчезает, но обычно при этих температурах включения взрываются. Таким образом, температура гомогенизации включений во вкрапленниках волластонита из контактовой анортит-волластонит-пироксеновой породы составляет приблизительно 1210°C или выше, что согласуется с данными, полученными F. Stoppa, V.V. Sharygin (2009).

Таблица 30

Химический состав (мас.%) стекол из включений в волластоните
контактной анортит-волластонит-пироксеновой порфировой породы

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	57,86	65,39	65,83	69,4	71,47	71,92	71,97	72,8	49,86	57,11	58,83
TiO ₂	0,30	1,15	1,02	2,64	1,29	1,13	1,29	1,17	0,45	нпо	0,40
Al ₂ O ₃	20,61	12,47	9,45	11,78	11,94	13,08	13,18	12,03	13,57	13,51	21,44
FeO	2,29	0,85	1,17	2,43	0,96	0,68	0,98	0,91	2,90	3,52	1,87
MnO	0,01	нпо	0,03	нпо	0,04	нпо	нпо	нпо	0,05	нпо	0,02
MgO	0,48	0,05	0,18	0,09	0,07	0,03	0,04	0,04	1,25	1,71	0,20
CaO	12,8	6,23	13,58	4,3	2,13	2,05	1,89	2,34	22,44	21,97	9,55
Na ₂ O	1,52	0,87	0,40	0,69	1,09	0,91	0,56	0,66	0,62	нпо	1,22
K ₂ O	4,35	6,83	5,57	6,81	7,23	7,27	7,34	6,70	2,72	2,16	6,12
ZrO ₂	0,07	0,05	0,14	0,09	нпо	0,09	0,19	0,21	нпо	нпо	нпо
BaO	нпо	0,13	нпо	0,34							
P ₂ O ₅	0,29	1,18	0,05	0,40	0,13	0,05	0,01	0,07	3,29	нпо	0,12
Сумма	100,6	95,1	97,42	98,63	96,34	97,24	97,45	96,92	97,31	100,0	100,1
№	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	60,08	62,73	63,82	63,95	64,46	64,84	68,51	68,51	68,78	69,43	71,82
TiO ₂	1,34	1,04	нпо	нпо	0,93	0,86	нпо	1,14	нпо	1,16	0,72
Al ₂ O ₃	9,36	9,91	5,36	8,69	17,77	10,51	9,99	11,81	11,45	11,64	10,71
FeO	4,45	5,01	6,16	4,14	0,69	4,28	4,3	3,96	4,66	2,23	1,00
MnO	0,05	0,08	нпо	нпо	нпо	0,07	нпо	0,06	нпо	0,02	нпо
MgO	1,47	0,50	1,24	1,82	нпо	0,80	0,70	0,35	0,63	0,20	нпо
CaO	15,07	10,78	19,35	16,94	2,32	10,68	10,87	6,38	8,26	6,41	6,81
Na ₂ O	0,71	0,53	нпо	нпо	1,01	0,46	нпо	0,56	нпо	0,41	нпо
K ₂ O	4,35	4,42	4,05	4,43	12,78	4,94	5,61	5,33	6,22	5,30	8,91
ZrO ₂	нпо										
BaO	0,20	0,19	нпо	нпо	нпо	0,15	нпо	0,20	нпо	0,20	нпо
P ₂ O ₅	0,19	2,49	нпо	нпо	нпо	0,07	нпо	0,19	нпо	0,12	нпо
Сумма	97,28	97,68	100,0	100,0	100,0	97,64	100,0	98,49	100,0	97,11	100,0

Примечание: нпо – ниже предела обнаружения. 1-8 – остаточные стекла непрогретых включений в волластоните; 9-22 – стекла прогретых включений в волластоните.

Химический состав стекол гомогенизированных расплавных включений в волластоните также варьирует: от 49,9 до 71,8 мас.% SiO₂; 5,4-13,6 мас.% Al₂O₃; до 1,3 мас.% TiO₂; 2,3-22,4 мас.% CaO; 0,7-6,2 мас.% FeO; 0,6-1,8 мас.% MgO; 0,4-1,2 мас.% Na₂O и 2,2-12,8 мас.% K₂O (табл. 30, ан. 9-22). В целом, прогретые включения вкрапленников по сравнению с непрогретыми включениями содержат больше Fe, Mg, Ca, но менее обогащены кремнеземом, глиноземом, титаном и щелочами.

В *анортите* рассматриваемой породы расплавные включения располагаются в центральной части вкрапленников, имеют неправильную форму. Включения являются стекловатыми, бледно-желтоватой окраски. Их размер достигает 20-30 мкм. В бледно-желтоватом стекле включений содержатся бесцветные стекловатые глобулы с газовым пузырьком размером около 1,5 мкм (рис. 29). Полная гомогенизация этих включений по данным F. Stoppa, V.V. Sharygin (2009) осуществляется при 1200-1230°C.



Рис. 29. Бурое расплавное, стекловатое включение (а) с глобулами и газовым пузырьком в анортите из контактовой анортит-волластонит-пироксеновой порфировой породы; (б) – то же включение, увеличенный вариант. Проходящий свет.

Химический состав стекол непрогретых включений в анортите анализировался на сканирующем электронном микроскопе. Химический состав бурого стекла (табл. 31, ан 1-3) во включении содержит: 55,7-58,2 мас.% SiO₂; 6,4-9,2 мас.% Al₂O₃; 18,4-21,7 мас.% CaO; 6,5-8 мас.% FeO; 2,6-3,6 мас.% MgO; 1,9-3,6 мас.% K₂O и 0,8-1,1 мас.% TiO₂. Химический же состав бесцветных глобул (табл. 31, ан. 4-7) содержит: 64,5-74,1 мас.% SiO₂; 10,1-12,5 мас.% Al₂O₃; 6,4-13,9 мас.% CaO; 1,6-4 мас.% FeO; 0,6-1,3 мас.% MgO; до 0,6 мас.% Na₂O и 3,8-5,8 мас.% K₂O, т.е. он более кислый, содержит больше Al, K и меньше Ca, Fe, Mg и Ti.

Таблица 31

Химический состав (мас.%) стекол из непрогретых включений в плагиоклазе контактовой анортит-волластонит-пироксеновой породы

№	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	55,66	57,36	58,17	64,46	66,15	68,33	74,07
TiO ₂	0,77	1,13	0,97	0,59	нпо	нпо	нпо
Al ₂ O ₃	9,15	6,37	7,31	12,49	10,65	10,62	10,09
FeO	7,08	7,99	6,51	1,70	4,03	3,22	1,58
MnO	0,18	нпо	0,17	0,01	нпо	нпо	нпо
MgO	2,81	3,6	2,58	0,61	1,34	0,78	0,85
CaO	18,35	21,66	19,40	6,38	13,88	13,00	6,95
Na ₂ O	0,44	нпо	0,50	0,40	нпо	нпо	0,63
K ₂ O	3,56	1,88	2,10	3,76	3,94	4,04	5,81
BaO	0,24	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо
P ₂ O ₅	0,20	нпо	0,26	0,11	нпо	нпо	нпо
Сумма	98,44	99,99	98,03	90,56	99,98	100,0	99,98

Примечания: нпо – ниже пределов обнаружения; 1-3 – бурое стекло включений; 4-7 – бесцветное стекло из глобул.

Во вкрапленниках *клинопироксена* отмечены бесцветные одиночные стекловатые включения. Их размер составляет около 10 мкм (рис. 30). Стекло непрогретых включений из клинопироксена также анализировалось на сканирующем микроскопе. Оно имеет следующий химический состав: 63,5 мас.% SiO₂, 11,5 мас.% Al₂O₃, 10,3 мас.% CaO, 6,6 мас.% FeO, 5,8 мас.%

K_2O , 1,4 мас.% TiO_2 и 0,8 мас.% Na_2O . Температура гомогенизации включений по данным F. Stoppa, V.V. Sharygin (2009) равна 1225°C.

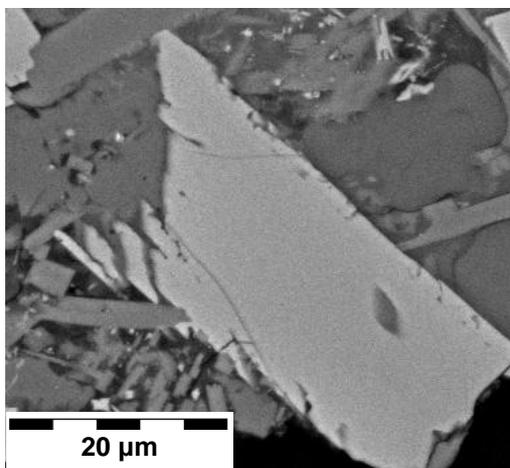


Рис. 30. Стекловатое включение в клинопироксене из контактовой анортит-волластонит-пироксеновой породы. Изображение в отраженных электронах.

Химический состав стекла непрогретых включений в волластоните, клинопироксене и глобулах из включений анортита очень близок к химическому составу стекла из основной массы породы (табл. 32). Последний также характеризуется высоким содержанием SiO_2 (от 69-73,2 мас.%), Al_2O_3 (12,4-13,4 мас.%), K_2O (6-8,7 мас.%) и более низким содержанием CaO (1,2-3,5 мас.%) и FeO (0,8-1,5 мас.%). Кроме того, в незначительных количествах отмечаются TiO_2 – от 0,7 до 1,3 мас.%, Na_2O – 0,5-0,9 мас.%, ZrO_2 – до 0,2 мас.% и P_2O_5 – до 0,1 мас.% (табл. 32).

Таким образом, на основании проведенных исследований можно сделать следующие выводы:

I. Гомогенизированные расплавные включения в мелилите и волластоните микромелилитолитов содержат низкие количества SiO_2 (35-38 мас.%), повышенные CaO (25 – 30 мас.%) и Al_2O_3 (12-14 мас.%) и заметные значения щелочей (2,5-7 мас.%) при преобладании K над Na. Эти составы сопоставимы с составом волластонитового мелилитолита вулкана Вултури, незначительно отличаясь от него более высокими концентрациями Fe и более низкими Mg и Ca. Кристаллизация такого расплава осуществлялась при $1320 \pm 15^\circ C$.

Таблица 32

Химический состав (мас.%) стекла основной массы контактовой
анортит-волластонит-пироксеновой порфировой породы

№	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	69,04	71,03	71,71	72,33	72,6	73,05	73,18
TiO ₂	0,94	1,32	0,72	1,14	1,19	1,18	1,26
Al ₂ O ₃	12,86	12,43	13,38	12,41	12,54	12,51	12,78
FeO	1,45	1,24	0,83	1,01	1,1	1,47	1,34
MnO	0,02	нпо	0,02	0,02	0,01	0,12	0,02
MgO	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,05	0,01
CaO	3,51	1,21	1,62	1,29	1,17	1,52	1,35
Na ₂ O	0,49	0,85	0,70	0,68	0,53	0,63	0,68
K ₂ O	8,69	7,55	7,36	7,27	5,96	6,76	7,37
ZrO ₂	0,08	0,16	0,11	0,02	нпо	0,11	0,22
P ₂ O ₅	0,11	0,08	0,08	0,12	0,07	0,06	0,09
Сумма	97,2	95,9	96,58	96,31	95,18	97,45	98,3

Примечание: нпо – ниже пределов обнаружения.

II. Остаточные стекла непрогретых включений в мелилите микромелилитолитов характеризуется непостоянным составом, который закономерно изменяется с увеличением Si, Al и щелочей и уменьшением Mg, Ca, Fe, т.е. эволюционирует от мелилититового состава к лейцит-тефритовому и фонолитовому.

III. Специфический состав расплавов обнаружен во включениях в волластоните микромелилитолита, а также в мелилите в виде каемки вокруг газового пузыря во включениях. Этот состав является наиболее низкокремнистым (25-27 мас.% SiO₂), высококальциевым (26,8-29,1 мас.% CaO), обогащен Al₂O₃ (от 6,4-13,3 мас.%) и содержит заметные количества щелочей (0,5-0,7 мас.% Na₂O и 2,4-4,4 мас.% K₂O). Состав довольно близок по составу к силикатно-карбонатно-солевым включениям в минералах мелилититовых пород из других регионов (Seifert, Thomas, 1995; Панина и др., 2003). Температура гомогенизации низкокремнистых карбонатных включений в волластоните микромелилитолитов Колле Фаббри соответствовала 1140±15°C.

IV. Кислые расплавы отмечаются во включениях в волластоните, анортите и клинопироксене контактовой порфировой породы. Количество кремнезема варьирует от 49,9 до 74,1 мас.% и сопровождается незакономерным изменением всех остальных элементов.

Глава 5.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД КУПАЕЛЛО И КОЛЛЕ ФАББРИ, МИНЕРАЛОВ И РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Автором был проанализирован редкоэлементный состав кальсилитового мелилитита Купаелло, лейцит-волластонитового микромелилитолита Колле Фаббри, содержащихся в рассматриваемых породах минералов (клинопироксена, мелилита и волластонита), расплавных включений в клинопироксене и мелилите, а также редкоэлементный состав волластонита из контактовой породы.

Содержание редких и редкоземельных элементов в породах Купаелло и Колле Фаббри.

Как было упомянуто в Главах 3 и 4, химические составы изучаемых мелилитсодержащих пород недосыщены SiO_2 : около 43,8 мас.% содержится в кальсилитовом мелилитите Купаелло (табл. 1, ан. 1-3) и 41,9-42,7 мас.% – в лейцит-волластонитовом микромелилитолите Колле Фаббри (табл. 15, ан. 1-4). Магнезиальность ($\text{Mg}\#$) мелилитита Купаелло составляет 72-73 %, а микромелилитолита Колле Фаббри – 46-56 %. Контактная порода Колле Фаббри (табл. 15, ан. 5-7) по сравнению с мелилитсодержащими породами содержит больше SiO_2 (49,5-53,1 мас.%) и является менее магнезиальной (39-54 % $\text{Mg}\#$). Содержание TiO_2 в мелилитите Купаелло составляет около 1,2 мас.%, в микромелилитолите Колле Фаббри около 0,5 мас.%, а в контактовой породе около 0,6 мас.%. Все породы содержат повышенные концентрации CaO .

Кальсилитовые мелилититы и карбонатитовые туфы Купаелло существенно обогащены редкими элементами по сравнению с примитивной мантией (табл. 33, ан. 1-4): содержания крупноионных литофильных

элементов LILE (Rb, Ba) в них почти на 2,5-3,5 порядка, а высокозарядных элементов HFSE (Zr, Hf, Ta, Nb) примерно на 1-2 порядка больше по сравнению со значениями примитивной мантии (McDonough, Sun, 1995). Содержание РЗЭ в породах также выше, чем в примитивной мантии, но по сравнению с ней они более чем на 2-2,5 порядка обогащены LREE, на 1,5-2 порядка MREE и менее чем на порядок – HREE.

Нормированные к примитивной мантии мультиэлементные спектры кальсилитового мелилитита и карбонатитового туфа Купаелло (рис. 31; табл. 33, ан. 1-4) имеют отрицательный наклон. Отношение La/Yb_n для кальсилитовых мелилититов составляет 64-71, а для карбонатитового туфа 56,5. На обоих спектрах присутствуют резко выраженные отрицательные аномалии Ta, Nb, Ti и K, а также небольшой минимум Eu ($Eu/Eu^*_n = 0,62-0,65$). Однако спектр кальсилитовых мелилититов (табл. 33, ан. 1-3) по сравнению с таковым карбонатитового туфа (табл. 33, ан. 4) располагается несколько выше (рис. 31), т.е. содержание некогерентных элементов в нем больше, чем в карбонатитовом туфе.

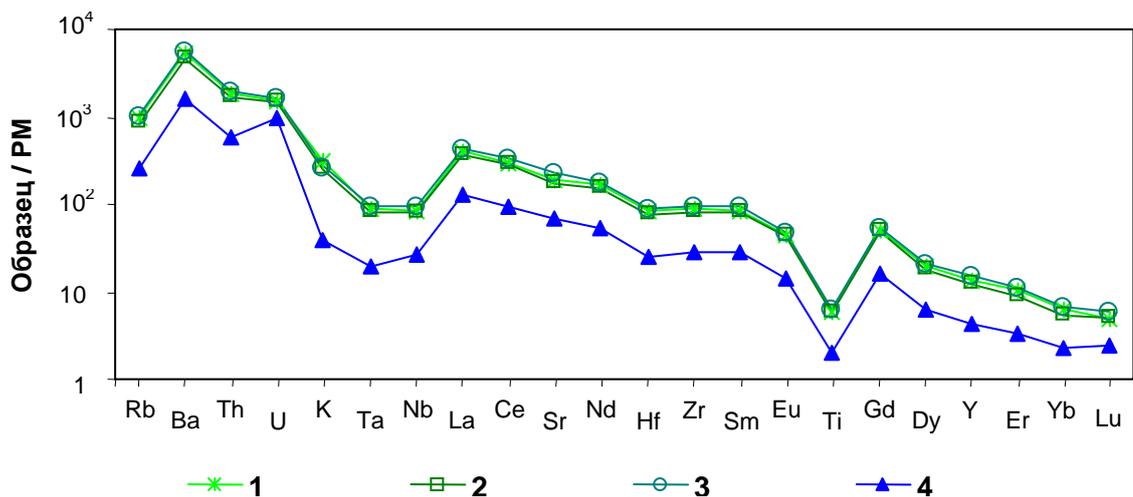


Рис. 31. Нормированные на примитивную мантию (по McDonough, Sun, 1995) мультиэлементные спектры кальсилитовых мелилититов (1-3) и карбонатитового туфа (4) из Купаелло.

Таблица 33

Содержание редких и редкоземельных элементов (ppm) в кальсилитовом мелилитите, карбонатитовом туфе Купаелло, породообразующих клинопироксенах и содержащихся в них стеклах включений

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Rb	570,4	532,0	572,4	158,6	431,6	534,2	1,74	2,43	1,68	2,02
Ba	3466	3376	3415	1057	3850	4556	1,17	5,58	0,89	1,18
Sr	3855	3799	4271	1401	2884	3610	676,1	760,9	661,9	686,0
Th	140,7	142,6	145,6	47,3	98,8	100,9	0,31	0,45	0,11	0,12
U	30,9	31,9	31,4	19,4	22,5	23,8	0,01	0,04	0,02	нпо
Zr	919,5	936,6	942,1	296,8	530,5	558,4	69,4	53,3	32,5	35,8
Hf	23,3	23,3	22,9	7,28	16,0	16,4	4,31	3,23	2,35	2,71
Ta	3,21	3,26	3,28	0,73	2,5	1,92	0,22	0,13	0,22	0,35
Nb	54,8	57,1	57,0	17,4	32,2	39,2	0,10	0,18	0,07	0,07
Y	57,6	58,7	59,1	18,6	39,1	45,8	17,9	15,3	14,4	14,7
La	256,8	265,8	265,8	81,2	202,2	252,1	19,7	19,2	15,4	17,3
Ce	494,9	505,5	518,0	158,0	468,6	527,8	66,5	60,3	52,6	57,8
Pr	58,2	59,5	60,8	18,7	-	-	-	-	-	-
Nd	201,1	207,2	212,0	64,7	194,6	236,7	60,5	54,4	48,7	53,5
Sm	34,4	35,7	36,2	11,3	40,2	44,7	15,4	14,1	13,2	14,3
Eu	6,76	7,04	6,81	2,11	7,63	8,98	3,00	2,58	2,55	2,40
Gd	26,9	28,1	27,6	8,83	28,8	27,8	10,1	8,23	9,57	8,73
Tb	3,28	3,29	3,26	1,06	-	-	-	-	-	-
Dy	13,1	13,4	13,4	4,23	12,2	13,4	4,99	4,27	4,38	4,70
Ho	1,92	1,93	1,99	0,60	-	-	-	-	-	-
Er	4,42	4,35	4,58	1,48	4,08	4,35	1,44	1,02	1,13	1,29
Tm	0,51	0,57	0,57	0,18	-	-	-	-	-	-
Yb	2,76	2,60	2,77	1,00	2,08	2,50	1,21	1,23	0,80	0,91
Lu	0,33	0,37	0,36	0,17	0,53	0,59	0,24	0,22	0,18	0,21
Ti	7085	7284	7219	2377	3903	4167	1625	1766	1393	1439
Cr	-	-	-	-	56,1	49,2	98,8	95,2	105,5	121,1
V	-	-	-	-	75,7	96,3	14,3	11,3	15,5	15,9

Примечание: 1-3 – кальсилитовый мелилитит; 4 – карбонатитовый туф; 5,6 – стекла включений из вкрапленников клинопироксена; 7-10 – вкрапленники клинопироксена. Прочерк – не определялся, нпо – ниже предела обнаружения. 1-4 – результаты ICP-MS, 5-10 – результаты SIMS.

Содержание редких и редкоземельных элементов в породах Колле Фаббри (табл. 34, ан. 1-3, 5-6) также преимущественно выше мантийных значений. А именно: содержание крупноионных литофильных элементов LILE (Rb, Ba) почти на 2 порядка, высокозарядных элементов HFSE (Zr, Hf, Ta, Nb) примерно на порядок больше по сравнению со значениями примитивной мантии (McDonough, Sun, 1995). Содержание REE в породах также выше, чем в примитивной мантии: они более чем на порядок обогащены LREE и MREE и менее чем на порядок – HREE. В контактовой породе (табл. 34, ан. 5) содержание REE (за исключением Ce) – наивысшее. Травертин (табл. 34, ан. 6) содержит наименьшее количество HFSE, REE, LILE. При этом содержание Rb, Sr, Y, REE в травертине почти на порядок выше по сравнению со значениями обычных известковистых туфов. Микромелилитолиты (табл. 34, ан. 1-3) обогащены редкими элементами меньше, чем контактовая порода, но больше, чем травертин.

Нормированные на примитивную мантию (McDonough, Sun, 1995) мультиэлементные спектры рассматриваемых пород Колле Фаббри (рис. 32) имеют с кальсилитовыми мелилитами Куаелло (рис. 31) близкую конфигурацию, четко выраженный отрицательный наклон. Отношение La/Yb_n в микромелилитолитах составляет 8,2-9,9, а в контактовых породах – 9,7. Спектр мелилитов Куаелло располагается выше на порядок по сравнению с таковым Колле Фаббри. Все спектры пород Колле Фаббри аналогично спектрам пород Куаелло имеют глубокие Ta, Nb, Hf, Zr и Ti отрицательные и положительную Ba аномалии. Следует отметить, что Nb, Hf отрицательные аномалии обычно характерны для типичных карбонатитов (Woolley, Kempe, 1989). Для контактовой породы характерна также отрицательная Sr аномалия, в то время как у остальных она отсутствует. Значение $(Eu/Eu^*)_n$ в микромелилитолитах равно 0,6 – 0,7, а в контактовой породе – 0,673 (Stoppa, Sharygin, 2009).

Таблица 34

Содержание редких и редкоземельных элементов (ppm) в микромелилитолите, контактовой породе и экструзивной брекчии (травертине) Колле Фаббри, а также породообразующих минералах и стеклах включений

	1	2	3*	4	5*	6*	7	8	9
Rb	81,0	75,0	57,0	53,1	99,0	32,0	6,01	2,34	33,12
Ba	552	552	513	584,3	476	330	60,6	124,1	450,5
Sr	628	635	588	806	448	310	885	438	875
Th	7,80	7,33	22	12,5	12,0	12,8	0,32	1,61	2,74
U	2,50	2,50	-	3,38	3,20	2,25	0,10	0,75	0,72
Zr	85,0	80,0	77	132	132	51,0	2,34	15,8	24,1
Hf	2,40	2,40	-	3,50	4,0	1,00	0,13	0,92	0,72
Ta	0,81	0,81	-	1,36	-	-	0,10	0,59	0,48
Nb	11,5	10,7	11	15,6	14,0	7,00	0,54	2,29	3,96
Y	32,0	32,0	33	32,9	31,0	22,0	3,45	40,1	17,4
La	30,0	30,0	29,1	37,9	45,9	19,5	4,85	32,8	14,5
Ce	46,0	44,0	55,4	56,5	69,6	24,0	6,54	61,7	19,5
Pr	6,90	6,90	-	-	9,98	4,21	-	-	-
Nd	27,0	27,0	26	28,6	38,0	16,2	4,50	36,0	13,1
Sm	5,20	4,60	5,4	5,80	7,00	3,30	0,75	7,42	2,44
Eu	1,10	1,10	1	1,04	1,58	0,78	0,35	1,53	0,83
Gd	5,50	5,40	4,9	6,09	6,99	3,41	0,47	6,56	1,95
Tb	0,78	0,78	-	-	1,13	0,57	-	-	-
Dy	4,50	4,40	4,4	4,64	6,27	3,32	0,56	5,60	2,46
Ho	0,95	0,84	-	-	1,26	0,72	-	-	-
Er	2,60	2,60	2,5	3,66	3,62	2,12	0,49	3,55	1,18
Tm	0,39	0,36	-	-	0,54	0,29	-	-	-
Yb	2,60	2,10	2,1	3,02	3,30	1,90	0,06	3,48	1,33
Lu	0,32	0,30	0,30	-	0,54	0,35	-	-	-
Ti	2820	2864	-	4234	3897	1679	262,8	1472	872
Cr	75,7	85,7	105	118,1	113	130	39,7	3,92	3,46
V	96,2	90,6	103	141,5	121	62	33,7	13,4	22,8

Примечание: 1-3 – лейцит-волластонитовый микромелилитолит, 4 – включение в мелилите этой же породы, 5 – контактовая порода, 6 – травертин (обломок экструзивной брекчии), 7 – мелилит из микромелилитолита, 8 – волластонит из лейцит-волластонитового микромелилитолита 9 – волластонит из контактовой анортит-волластонит-пироксеновой порфиновой породы. Прочерк – не определялся. 1 - 2 – результаты ICP-MS, 4, 7 - 9 – результаты SIMS, * – данные F. Stoppa, V.V. Sharygin (2009).

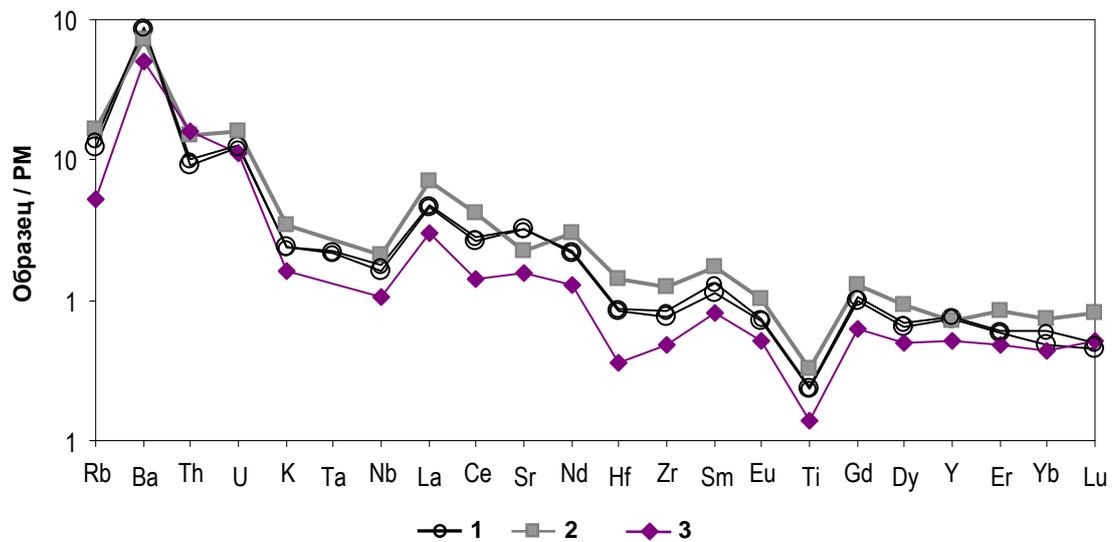


Рис. 32. Нормированные на примитивную мантию (по McDonough, Sun, 1995) мультиэлементные спектры: 1-лейцит-волластонитового микромелилитолита Колле Фаббри, 2-контактной анортит-волластонит-пироксеновой порфириковой породы, 3-травертина (обломок экструзивной брекчии).

Таким образом, ключевыми характеристиками исследуемых пород вулканов Купаелло и Колле Фаббри являются обогащенность крупноионными литофильными (LILE) и легкими редкоземельными (LREE) элементами и обедненность тяжелыми редкоземельными (HREE) элементами, что указывает на наличие обогащенного мантийного источника. Также отличительной чертой рассматриваемых пород является присутствие отрицательных аномалий высокозарядных (HFSE) элементов и Ti. Похожие аномалии типичны для большинства внутриконтинентальных покровных базальтов (continental flood basalts – CFB; Ewart et al., 2004; Jourdan et al., 2007). Следует отметить, что в нормированных на хондрит редкоземельных спектрах (рис. 33) пород обоих вулканов также имеется небольшая Eu/Eu^*_n отрицательная аномалия. Согласно Ю.А. Балашову (1976), дефицит Eu является характерной особенностью серий фракционной кристаллизации, в которых участвует плагиоклаз или меллит.

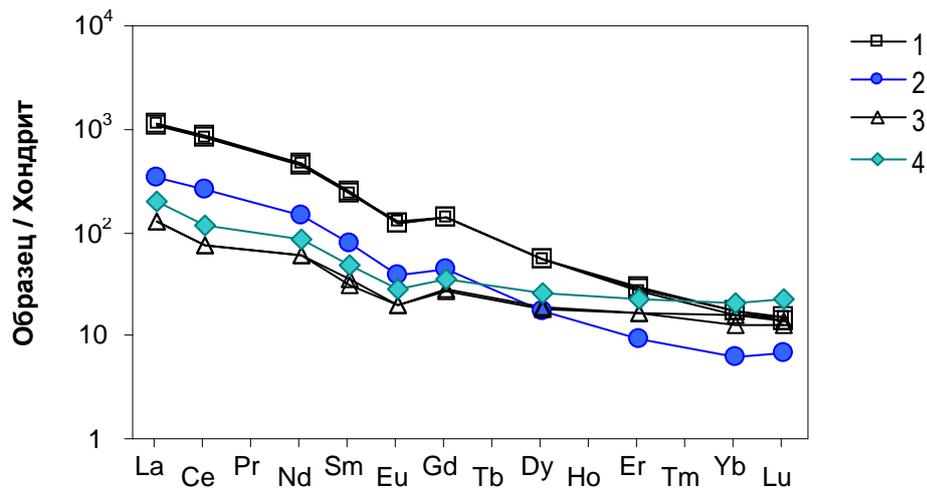


Рис. 33. Редкоземельный спектр, нормированный на хондрит (по Anders, Grevesse, 1989): 1 – кальсилитовый мелилитит Купаелло; 2 – карбонатитовый туф Купаелло; 3 – лейцит-волластонитовый микромелилитолит Колле Фаббри; 4 – контактовая порода Колле Фаббри.

Содержание редких и редкоземельных элементов в стеклах из гомогенизированных включений в клинопироксене Купаелло (табл. 33, ан. 5, б) и в мелилите Колле Фаббри (табл. 34, ан. 4) отражают редкоэлементные составы исходных расплавов для пород Купаелло и Колле Фаббри, соответственно. Как видно из рис. 34, нормированные на примитивную мантию мультиэлементные спектры исходных расплавов, законсервированных в мелилите Колле Фаббри и клинопироксене Купаелло, также обогащены некогерентными элементами и близки к таковым кальсилитового мелилитита и лейцит-волластонитового микромелилитолита, соответственно. Это свидетельствует о том, что исследуемые породы отражают редкоэлементный состав исходных расплавов. Для стекол в клинопироксене из кальсилитового мелилитита Купаелло значения La/Yb_n составляет 67-70, Eu/Eu^*_n – 0,65-0,72, а для стекол в мелилите из лейцит-волластонитового микромелилитолита Колле Фаббри – La/Yb_n - 8,7, Eu/Eu^*_n - 0,53.

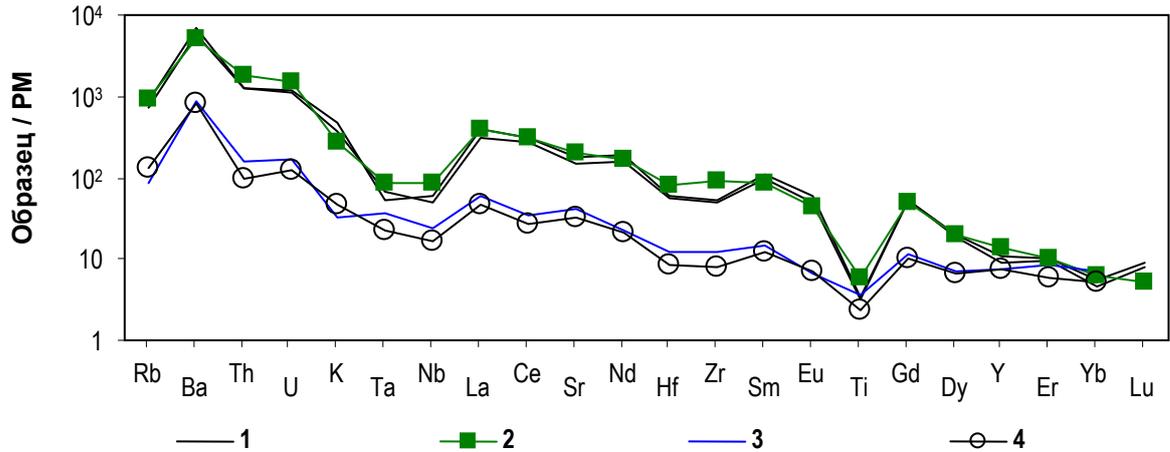


Рис. 34. Нормированные на примитивную мантию (по McDonough, Sun, 1995) мультиэлементные спектры: 1-стекла из включений в клинопироксене из кальсилитового мелилитита Купаелло; 2-кальсилитовый мелилитит Купаелло; 3-стекла из включений в мелилите из лейцит-волластонитового микромелилитолита Колле Фаббри; 4-лейцит-волластонитовый микромелилитолит Колле Фаббри.

Таким образом, характеристики редкоземельного состава расплавов, законсервированных в минералах, так же как и исходные породы отражают обогащенный мантийный источник. Кроме того, в спектрах стекол также как и в таковых исследуемых пород Купаелло и Колле Фаббри наблюдаются отрицательные аномалии HFSE, Ti и Eu, которые типичны для континентальных покровных базальтов (CFB). Деплетирование пород Купаелло и Колле Фаббри и стекол включений, законсервированных в их минералах, тяжелыми РЗЭ, а также высокое значение у них La/Yb_n отношений обычно связывают с вероятным присутствием в мантийном источнике граната. При низкой степени частичного плавления такого источника в примитивном расплаве обычно увеличивается количество LREE, а HREE сохраняется в гранатах. Гранатсодержащие источники располагаются на глубине более 30-60 км.

Содержание редких и редкоземельных элементов в минералах Купаелло и Колле Фаббри

Клинопироксены из кальсилитового мелилитита **Купаелло** (табл. 33, ан. 7-10) также обогащены редкими элементами по сравнению с примитивной мантией. При этом в них отмечается варьирующие содержания LILE, Th и U. Согласно редкоземельным спектрам (рис. 35), нормированным на хондрит (Anders, Grevesse, 1989), клинопироксены деплетированы тяжелыми редкоземельными элементами относительно легких ($La/Yb_n = 10,8-13,5$). Такое деплетирование также свидетельствует о присутствии в мантийном источнике граната (Балашов, 1976; Dunworth et al., 2001). В спектрах клинопироксенов (рис. 35) также наблюдается небольшая отрицательная аномалия Eu (Eu/Eu^*_n составляет 0,60-0,69).

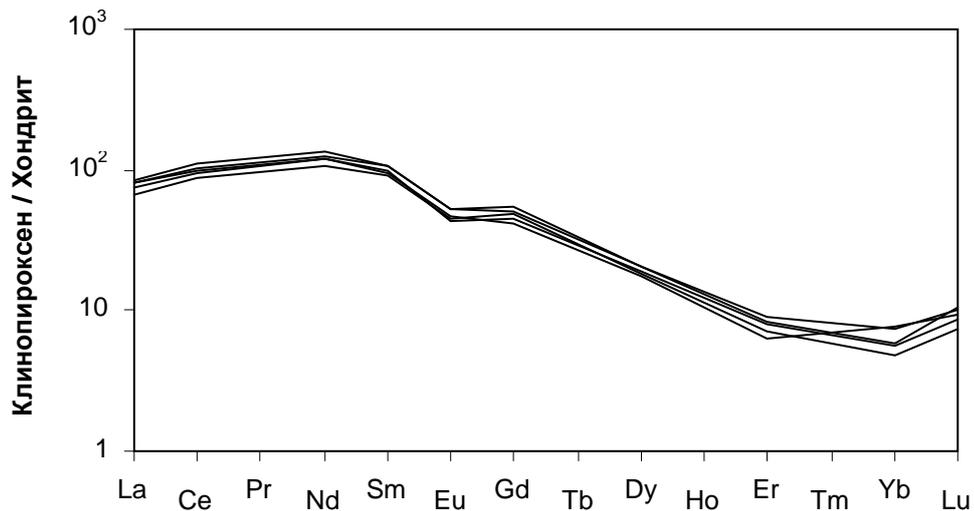


Рис. 35. Нормированные на хондрит (по Anders, Grevesse, 1989) редкоземельные спектры клинопироксенов из кальсилитового мелилитита Купаелло.

Мелилит и **волластонит** из лейцит-волластонитового микромелилитолита, а также **волластонит** из контактовой породы **Колле Фаббри** также обогащены редкими элементами (табл. 34, ан. 7-9). В мелилите LILE, Sr, Ta, LREE, а также Eu содержатся в несколько раз больше, но Hf, Zr, Ti, HREE – меньше мантийных значений. В волластонитах микромелилитолитов и контактовых пород количество всех примесных элементов превышает мантийные значения на 1-2 порядка. При этом

волластонит в микромелилитолите по сравнению с волластонитом из контактовой породы содержит в несколько раз больше HREE при равных количествах Zr, Hf, Ti, Ta, Nb, U и меньших Rb, Ba, Th. Волластониты из микромелилитолита и контактовой породы отличаются между собой также по индикаторным отношениям Th/Yb (0,46 и 2, соответственно), Ti/Y (37 и 50, соответственно) и Zr/Y (0,39 и 1,39, соответственно). Спайдердиаграмма редких элементов, нормированная на примитивную мантию (McDonough, Sun, 1995), имеет отрицательный наклон (рис. 36) за счет высоких концентраций LILE, LREE и пониженных HREE, что обычно связывают с устойчивостью граната в области частичного плавления мантийного источника.

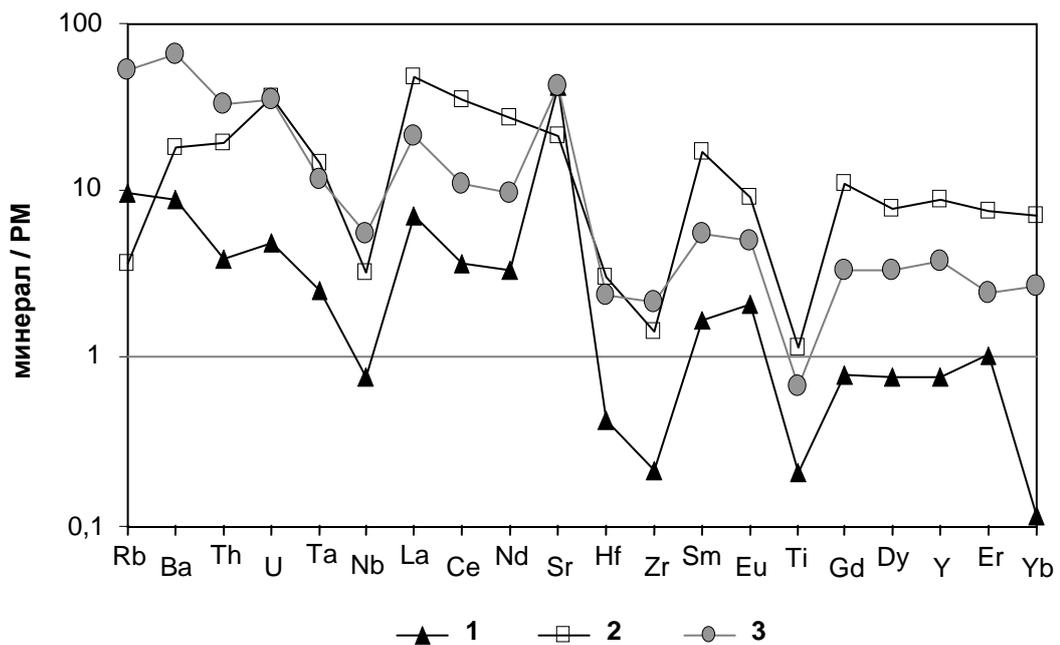


Рис. 36. Нормированные на примитивную мантию (по McDonough, Sun, 1995) мультиэлементные спектры минералов из пород Колле Фаббри: 1 – мелилита из лейцит-волластонитового микромелилитолита, 2 – волластонита из лейцит-волластонитового микромелилитолита, 3 – волластонита из контактовой анортит-волластонит-пироксеновой порфировой породы.

Спектры мелилита из микромелилитолита и волластонита из контактовой породы повторяют друг друга, но спектр волластонита из

микромелилитолита (за исключением Rb, Ba, Th) занимает самое высокое, а спектр мелилита – самое низкое положения. Спектры всех минералов имеют Ti, Zr и Nb отрицательные аномалии, которые унаследованы от расплава, из которого кристаллизовались эти минералы. Мелилит из микромелилитолита и волластонит из контактовой породы имеют также положительную стронциевую аномалию, которая объясняется присутствием Ca в составе минералов. В мелилите Eu/Eu^*_n составляет 1,65, в волластоните микромелилитолита – 0,65, а в волластоните из контактовой породы – 1,12.

Таким образом, основным итогом геохимических исследований является выявление сильной обогащенности редкими, особенно, крупноионными литофильными (LILE) и легкими редкоземельными элементами законсервированных в минералах расплавных включений в количествах, сопоставимых с таковыми в рассматриваемых исходных породах, что указывает на наличие обогащенного мантийного источника на глубине более 30-60 км. Следует отметить также наличие в их спектрах отрицательных аномалий высокозарядных (HFSE) элементов и Ti.

Глава 6.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕЛИЛИТСОДЕРЖАЩИХ
ПОРОД КУПАЕЛЛО И КОЛЛЕ ФАББРИ

1. Исходя из данных термобарогеохимических исследований, клинопироксен в кальсилитовом мелилитите Купаелло кристаллизовался при 1170-1190°C. Эти температуры сопоставимы с данными А. Cundari, А.К. Ferguson (1991), которые приводятся для ликвидусных температур (1240°C) кристаллизации клинопироксенов в лавах Купаелло. Кристаллизация клинопироксенов происходила из гомогенных расплавов (табл. 13, ан. 1-10) мелилититового состава, который похож на составы мелилитсодержащих пород камафугитовых комплексов Центральной Италии (табл. 35, ан. 4; Stoppa et al., 2003; Панина и др., 2003), Восточно-Африканской рифтовой системы (табл. 35, ан. 1, 7; Белоусов и др., 1974; Peccerillo, 1992; Stoppa, Schiazza, 2013), Бразилии (табл. 35, ан. 2, 3, 5; Sgarbi, Gaspar, 2002; Melusso et al., 2008; Guarino et al., 2013) и Китая (табл. 35, ан. 6, 8; Stoppa, Schiazza, 2013). То есть законсервированные в клинопироксене кальсилитовых мелилититов Купаелло расплавы являются типичными представителями камафугитовых расплавов.

По результатам вторичного ионного микрозонда, в стеклах, законсервированных в клинопироксене кальсилитового мелилитита Купаелло, содержится 0,5-0,6 мас.% H₂O и 0,1-0,2 мас.% F. Кроме того, найденные карбонатные фазы во включениях также указывают на присутствие в исходном расплаве CO₂.

Таблица 35

Химический состав (мас.%) пород и расплавных включений (РВ) в минералах

№	Объект	Местоположение	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Источники
1	Ks-Лс мелилитит	ВАРС, Африка	44,00	4,33	8,29	11,80	0,17	9,92	14,40	1,45	2,58	0,68	Stoppa, Schiazza, 2013
2	Ks-Лс мелилитит	Алто Паранаиба, Бразилия	41,30	3,40	7,70	12,06	0,21	12,60	14,90	1,30	1,10	0,56	Sgarbi, Gaspar, 2002
3	угандит	Минас-Гойас, Бразилия	40,10	4,90	6,90	10,08	0,20	10,70	12,60	1,30	1,90	0,70	Guarino et al., 2013
4	OI мелилитит	Сан-Венанцо, Италия	38,11	2,24	9,53	10,59	0,16	8,55	17,67	1,43	5,93	1,22	Stoppa et al., 2003
5	угандит	Алто-Паранаиба, Бразилия	38,10	5,10	6,60	10,35	0,20	13,50	12,90	1,20	2,90	0,90	Melusso et al., 2008
6	камафугитовая лава	Западный Цинлинь, Китай	36,90	3,46	9,52	13,32	0,17	11,00	14,70	3,44	2,66	1,36	Stoppa, Schiazza, 2013
7	OI мелилитит	ВАРС, Африка	36,22	4,76	8,21	11,37	0,18	9,76	13,98	1,28	7,29	1,09	Peccerillo, 1992
8	камафугитовая лава	Западный Цинлинь, Китай	35,60	4,03	8,65	14,17	0,17	11,20	15,40	2,96	2,20	1,32	Stoppa, Schiazza, 2013
9	OI мелилитит	Elbe Zone, Германия	34,09	2,43	8,53	9,99	0,19	14,52	17,22	1,32	1,56	1,51	Seifert, Thomas, 1995
10	Wo мелилитолит	Вултури, Италия	33,50	0,67	14,70	4,87	0,10	2,97	36,50	1,82	0,27	0,27	Stoppa, Sharygin, 2009
11	РВ в OI из OI мелилитита	Elbe Zone, Германия	34,58	4,22	13,00	10,35	0,16	4,90	17,83	5,61	3,15	2,72	Seifert, Thomas, 1995
12	РВ в OI из OI мелилитолита	Гулинский массив, Полярная Сибирь	34,57	5,18	10,91	6021	0,11	4,01	22,13	10,62	3,10	1,67	Расс, Плечов, 2000
13	РВ в OI из OI мелилитолита	Гулинский массив, Полярная Сибирь	38,46	2,78	8,94	12,44	0,18	5,69	20,62	6,02	2,46	1,10	Расс, Плечов, 2000
14	Карбонатитовая лава	Форт Портал, ВАРС	18,45	2,40	4,90	3,85	0,35	8,95	28,31	0,45	0,63	2,34	Eby et al., 2009
15	РВ в Mel из Mel-Mtc-OI породы	Маломурунский массив, Алдан	2,63	0,04	0,75	0,03	-	0,25	31,20	6,63	3,38	-	Панина, Усольцева, 1999
16	РВ в Mel из Mel-Mtc-OI породы	Маломурунский массив, Алдан	3,40	0,02	0,12	0,13	-	0,39	36,50	4,82	1,36	0,81	Панина, Усольцева, 1999
17	РВ в Ar из Mtc-Mel породы	Крестовская интрузия, Полярная Сибирь	16,73	5,12	2,77	5,32	0,09	3,57	21,60	4,15	6,72	0,89	Панина и др., 2001
18	РВ в OI из OI мелилитолита	Пиан ди Челле, Италия	18,46	0,32	3,40	3,63	0,04	4,99	32,31	0,45	1,64	0,16	Панина и др., 2003
19	РВ в Ar из OI мелилитита	Elbe Zone, Германия	21,57	4,36	13,27	10,83	0,14	0,80	37,68	0,16	0,04	1,10	Seifert, Thomas, 1995

С понижением температуры, при 1080-1150°C в законсервированных во включениях мелилититовых расплавах проявляется силикатно-карбонатно-солевая несмесимость. Состав карбонатно-солевого расплава (табл. 14), обособившегося в глобулу, является щелочно-карбонатным с высокими содержаниями ВаО и SrO. Он похож на появившиеся при силикатно-карбонатной несмесимости составы щелочных высококальциевых сульфатно-карбонатных включений в мелилите Маломурунского массива на Алдане (табл. 35, ан. 15, 16; Панина, Усольцева, 1999), несколько отличаясь от них пониженным SO_3 (0,2-0,4 против 5-7 мас.%) и повышенными ВаО и SrO, а также типом щелочности (значение $K_2O/(K_2O+Na_2O)$ – 0,7-0,9 против 0,2-0,4). Экспериментальные данные (Veksler et al., 1998; Сук, 2003) свидетельствуют о том, что при несмесимости между силикатной и солевой фазами барий и стронций концентрируются в солевом (карбонатитовом) расплаве.

Следовательно, полученные результаты говорят о том, что кальсилитовые мелилититы Купаелло кристаллизовались при 1170-1190°C из гомогенного мелилититового расплава, обогащенного CO_2 и содержащего 0,5-0,6 мас.% H_2O и 0,1-0,2 мас.% F. При 1080-1150°C последний, вероятно, претерпел силикатно-карбонатную несмесимость, которая, по-видимому, является ответственной за образование кремнистых карбонатитовых туфов на вулкане. Высокое содержание SiO_2 (14,2-18,8 мас.%) в составе карбонатитовых туфов объясняется наличием в нем большого количества лапиллей измененного мелилитита. Учитывая результаты исследований силикатно-карбонатной несмесимости во включениях минералообразующих сред (Sharygin, 2001; Панина и др., 2003; Solovova et al., 2005; Панина, Моторина, 2008; Panina et al., 2013; Nikolaeva, Panina, 2013) в минералах мелилитсодержащих пород вулканов ВУП (Купаелло, Пиан ди Челле, Колле Фаббри, Вултури), а также данные изучения экспериментальных систем (Hamilton, Kjarsgaard, 1993; Lee, Wyllie, 1997; Veksler et al., 1998; Martin et al.,

2012), можно предположить, что силикатно-карбонатная несмесимость играла главную роль в появлении карбонатитов во Внутригорной Ультращелочной Провинции в целом.

Отделившийся от карбонатно-солевой фракции силикатный расплав во включениях клинопироксена в процессе охлаждения и кристаллизации дочерних минералов эволюционировал в сторону увеличения кремния и алюминия и уменьшения магния и кальция (табл. 12, ан. 1-20).

Отсюда вытекает первое защищаемое положение: **Клинопироксены в кальсилитовых мелилититах Купаелло кристаллизовались при 1150-1180°C из гомогенной мелилититовой магмы, обогащенной CO₂ и содержащей 0,5-0,6 мас.% H₂O и 0,1-0,2 мас.% F. При 1080-1150°C в законсервированных во включениях расплавах проявлялась силикатно-карбонатно-солевая несмесимость. Состав карбонатно-солевого расплава, обособившегося в глобулу, был щелочно-карбонатным, обогащенным Ba и Sr. Силикатный расплав в процессе охлаждения и кристаллизации эволюционировал в сторону увеличения Si и Al и уменьшения Mg и Ca.**

2. По данным изучения расплавных включений в минералах, кристаллизация микромелилитолита Колле Фаббри происходила из гетерогенной магмы. Температуры кристаллизации мелилита составляли не менее 1320±15°C, а волластонита – несколько выше 1230°C. Следует отметить, что температуры кристаллизации мелилита в щелочно-ультраосновных породах, определенные методом термометрии, обычно более низкие – 1235-1200°C (Панина, Усольцева, 1999; Панина и др., 2001). Эти различия, по-видимому, связаны с тем, что в указанных породах мелилит представлен, главным образом, натровым акерманитом, а в микромелилитолитах Колле Фаббри – преимущественно геленитом (Gh₄₄₋₅₃Ак₃₄₋₄₅) с небольшой долей (8-15 мол. %) Na-мелилита. Вместе с тем, согласно экспериментальным исследованиям (Schairer et al., 1967),

температура кристаллизации минерала в системе Gh-Ak-Na-мелилит зависит от компонентов, которые преобладают в твердом растворе мелилита. С увеличением в минерале содержания Na-компонента и акерманита отмечается значительное падение температуры ликвидуса, а при преобладании геленитовой составляющей, наоборот, ее повышение. Например, ликвидусная температура кристаллизации мелилита состава $Gh_{44-53}Ak_{34-45}Na-mel_{8-15}$ достигает 1450-1470°C.

Состав законсервированных расплавов в мелилите и волластоните лейцит-волластонитового микромелилитолита Колле Фаббри достаточно близок к составу расплавных включений в мелилите из мелилитолита Крестовской интрузии (Панина и др., 2001) и мелилитита Пиан ди Челле (Панина и др., 2003), отличаясь от них более высокими содержаниями CaO (рис. 25). Кроме того, он похож на состав волластонитового мелилитолита Вултури (табл. 35, ан 10; Stoppa, Sharygin, 2009), состав оливинового мелилитита из Eble Zone (Германия) и содержащихся в его оливине расплавных включений (табл. 35, ан 9, 11; Seifert, Thomas, 1995), а также состав включений из оливиновых мелилитолитов Гулинского плутона, Сибирь (табл. 35, ан 12, 13; Расс, Плечов, 2000). Согласно результатам вторичного ионного микрозонда, в стеклах включений, законсервированных в мелилите лейцит-волластонитового микромелилитолита Колле Фаббри, содержится около 0,9 мас.% H_2O , а присутствие в волластоните обогащенных SiO_2 карбонатных включений свидетельствует о наличии в расплаве CO_2 . Таким образом, микромелилитолиты Колле Фаббри кристаллизовались из высокотемпературного высококальциевого мелилититового расплава.

Эти данные опровергают ранее рассмотренное в Главе 1 данной работы предположение L. Melusso et al. (2003; 2005) о том, что породы Колле Фаббри сформировались в результате плавления и перекристаллизации мергелей во время «горения лигнита». Бесспорным доказательством и подтверждением кристаллизации микромелилитолитов Колле Фаббри из

магматического расплава является также эволюция химического состава законсервированных расплавов, восстановленная по остаточным стеклам непрогретых включений в мелилите (табл. 26, ан. 7-14). Их состав, в зависимости от степени раскristаллизации захваченного расплава, изменяется от мелилититового к лейцит-тефритовому и далее – к фонолитовому (рис. 25). Такая дифференциация типична для камафугитовых магм и ярко выражена в камафугитах Западной Ветви Восточно-Африканской рифтовой зоны (Белоусов и др., 1974). Подобная закономерная химическая эволюция никогда не наблюдалась в паралавах.

Обнаружение в волластоните сингенетичных с силикатными включениями обогащенных кремнеземом карбонатных включений, а в мелилите силикатно-карбонатных каемок вокруг газового пузыря в силикатных включениях является дополнительным доказательством кристаллизации микромелилитолитов Колле Фаббри из камафугитовой магмы, обычно генетически связанной с карбонатитовыми расплавами. Эти включения имеют высококальциевый (21-29 мас.% CaO), низкокремнистый (25-27 мас.% SiO₂), обогащенный щелочами (0,5-0,7 Na₂O и 2,5-4,5 мас.% K₂O) состав и гомогенизируются при 1140±15°C. Этот состав сопоставим с составом карбонатитовых лав Форт Портал в Уганде (табл. 35, ан. 14; Eby et al., 2009) и составом включений карбонатитовых расплавов, законсервированных в оливине тонкозренистых мелилититов вулкана Пианди Челле в Италии (табл. 35, ан. 18; Панина и др., 2003), в апатите мелилититов Elbe Zone в Германии (табл. 35, ан 19; Seifert, Thomas, 1995), в монтичеллите монтичеллит-мелилитовой породы из Крестовской интрузии в Сибири (табл. 35, ан 17; Панина и др., 2001). Некоторые различия между ними отмечаются в основном по содержанию глинозема и количеству щелочей. Сходство проанализированных включений с включениями карбонатитовых расплавов в минералах мелилититов и мелилитолитов из

других регионов позволяет автору допустить наличие карбонатитовых расплавов также при формировании микромелилитолитов Колле Фаббри.

Некоторые исследователи (Hurley et al., 1966; Turi, Taylor, 1976; Turi et al., 1986; Recserillo, 1994, 2004, 2005) считают, что генезис мелилитовых пород Италии связан с взаимодействием силикатной магмы с вмещающими осадочными известняками, мергелями, терригенными осадками. Изучение расплавных включений в минералах контактовой породы позволяет автору подробно рассмотреть этот вопрос. Данные о химическом составе стекол непрогретых включений в волластоните, которые отражают их высококремнистую специфику (72-72,9 мас.% SiO_2), приведены в работе F. Stoppa, V.V. Sharygin (2009). Полученные нами данные охватывают более широкий диапазон составов включений из контактовой породы. Так, присутствующие в минералах изучаемой породы высококремнистые включения отличаются незакономерно меняющимся составом: количество SiO_2 изменяется от 50 до 71 мас.%, Al_2O_3 – от 13 до 20 мас.%, CaO – от 15 до 10 мас.% и ниже. Состав некоторых включений из волластонита (табл. 30, ан. 9) практически совпадает с составом контактовой породы (табл. 15, ан. 5). Состав других включений в волластоните (табл. 30, ан. 17) очень похож на состав стекол в бесцветных глобулах из анортита (табл. 31, ан. 4-6) или на состав включений в клинопироксене, а также близок к составу основной стекловатой массы породы (табл. 32). Своеобразный состав имеет бурое стекло включений в анортите (табл. 31, ан. 1-3): он характеризуется повышенным количеством FeO (6,5-7,1 мас.%) и MgO (~ 3 мас.%) при сравнительно невысоких концентрациях SiO_2 (56-58 мас.%) и CaO (18,3-19 мас.%). Гомогенизация включений в волластоните происходит при температурах, превышающих 1200°C , что согласуется с данными, полученными F. Stoppa, V.V. Sharygin – $1190-1230^\circ\text{C}$ (2009). Такой состав расплавных включений в минералах контактовой породы, по-видимому, был

связан с ассимиляцией мелилититовой магмой вмещающих пелитов, содержащих высокие количества Si и Al.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что ассимиляция боковых пород поднимающимися расплавами приводит к появлению неоднородностей в расплавах и отсутствию закономерностей в их эволюционном преобразовании. В то же время мелилититовые расплавы, участвовавшие в формировании микромелилитолитов Колле Фаббри, были однородными, и их эволюция при кристаллизации осуществлялась по классической схеме: с увеличением Si, Al и щелочей, а также уменьшением Ca, Mg, Fe. Следовательно, предположение об образовании камафугитовых пород за счет взаимодействия силикатной магмы с осадочными породами исследованиями данной работы не подтверждаются. Разработанная D.K. Bailey (2005) количественная модель для смешивания силикатных магм с известняком также отвергает это предположение.

Отсюда вытекает второе защищаемое положение: **Мелилиты и волластониты в лейцит-волластонитовых микромелилитолитах Колле Фаббри кристаллизовались при 1240-1320°C из гетерогенной силикатно-карбонатно-солевой магмы. Несмесимая силикатная фракция имела мелилититовый состав, который в процессе кристаллизации эволюционировал до лейцит-фонолитового. Несмесимая карбонатно-солевая фракция была обогащена кремнеземом, Fe, Al, Cl, S и щелочами. Контактные породы Колле Фаббри образовались в результате ассимиляции мелилититовой магмой вмещающих пелитовых пород при температурах, превышающих 1200°C. Состав контаминированного расплава был высококремнистый, неоднородный и зависел от количества ассимилированного пелитового материала.**

3. Обобщая полученные данные, отметим, что составы стекол, законсервированных в минералах Купаелло и Колле Фаббри, соответствуют составам изучаемых пород в обоих вулканах и несколько отличаются друг от

друга (рис. 37). В общем, породы в Купаелло и законсервированные в клинопироксене расплавы недосыщены по SiO_2 , обогащены MgO и щелочами, а породы Колле Фаббри и законсервированные в мелилите расплавы также недосыщены по SiO_2 , обогащены CaO , но содержат меньше щелочей (рис. 37).

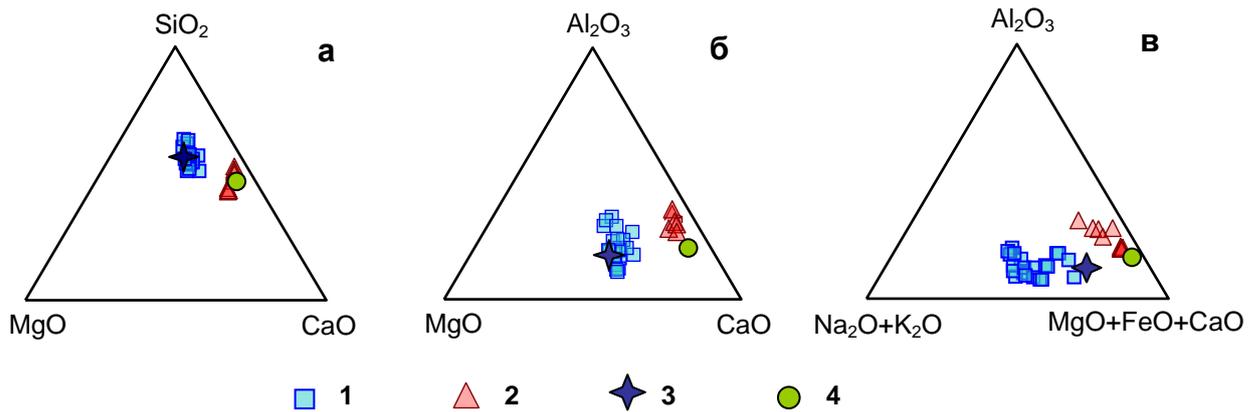


Рис. 37. Треугольные диаграммы соотношения петрогенных элементов: (а) MgO - SiO_2 - CaO ; (б) MgO - Al_2O_3 - CaO ; (в) $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ - Al_2O_3 - $(\text{MgO}+\text{FeO}+\text{CaO})$: 1 - стекла гомогенизированных расплавных включений в клинопироксене из кальсилитовых мелилититов Купаелло; 2 - стекла гомогенизированных расплавных включений в мелилите из лейцит-волластонитовых микромелилитолитов Колле Фаббри; 3 - кальсилитовый мелилитит Купаелло; 4 - лейцит-волластонитовый микромелилитолит Колле Фаббри.

На диаграмме соотношения CaO и Al_2O_3 (рис. 38) S. Foley et al. (1987) все изучаемые породы, так же как и расплавы, законсервированные в минералах рассматриваемых пород, попадают в группу камафугитов. При этом состав микромелилитолитов Колле Фаббри и расплавы, законсервированные в мелилите этой же породы, характеризуются чрезвычайно высокими содержаниями CaO (табл. 15, ан. 1-4; табл. 26, ан. 1-5).

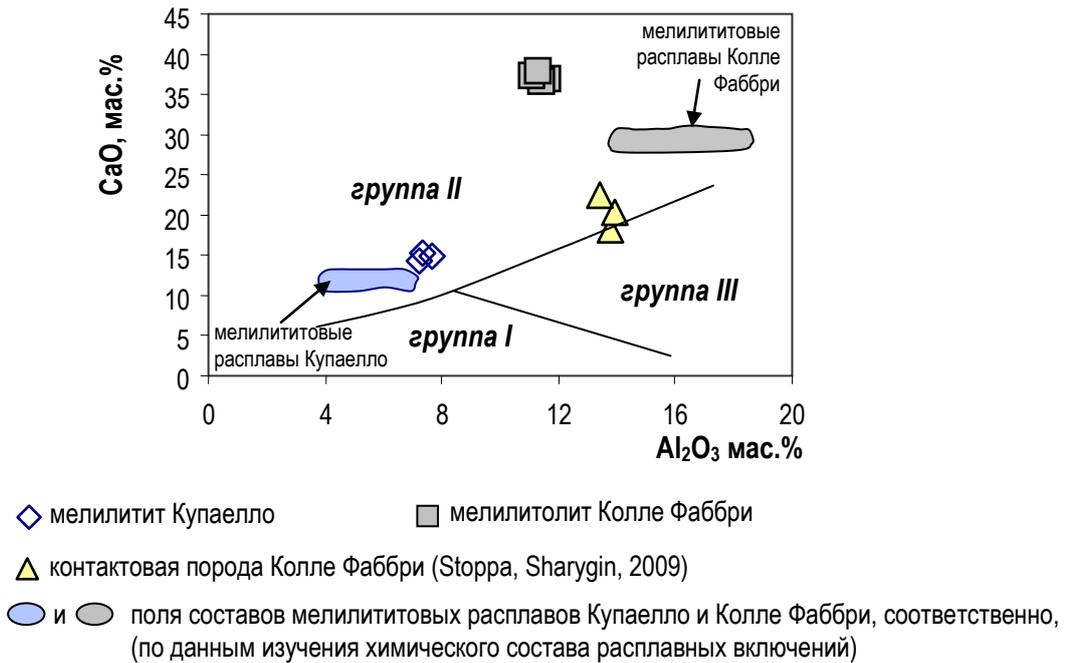


Рис. 38. Диаграмма соотношения $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ (Foley et al., 1987) в лампроитах (I группа), камафугитах (II группа) и калиевых породах Римского региона (III группа).

Эти различия отражаются как в минеральном составе рассматриваемых пород, так и в химическом составе минералов: только в мелилититах Купаелло присутствуют оливин, монтичеллит и диопсид, а волластонит – в микромелилитолитах Колле Фаббри; калиевые фельдшпатоиды в мелилититах Купаелло представлены кальсилитом, а в микромелилитолитах Колле Фаббри – кальсилитом и лейцитом. Мелилит в мелилититах Купаелло акерманитовый, а в микромелилитолитах Колле Фаббри преимущественно геленитовый.

Согласно термометрическим исследованиям, температуры кристаллизации мелилита и волластонита в микромелилитолитах Колле Фаббри составляют $1240-1320^\circ\text{C}$, а температура кристаллизации клинопироксена в мелилититах Купаелло – $1150-1180^\circ\text{C}$. Обычно, же мелилит кристаллизуется при более низких температурах, после клинопироксена (Егоров, 1969; Панина и др., 2003), и представлен преимущественно акерманитовым компонентом. Увеличение геленитового

компонента в составе мелилита, согласно Schairer et al. (1967), повышает его температуру кристаллизации, что и отмечается в мелилите Колле Фаббри.

Исходные мелилититовые расплавы были по-разному обогащены летучими компонентами. В момент кристаллизации вкрапленников клинопироксена мелилититовый расплав Купаелло был гомогенным и включал в себя карбонатитовую фракцию, обогащенную летучими компонентами. А мелилититовый расплав Колле Фаббри был гетерогенный в момент кристаллизации мелилита и волластонита и был пространственно отделен от карбонатитовой фракции, что, вероятно, привело к понижению количества летучих компонентов в отделившемся мелилититовом расплаве.

Отсюда вытекает третье защищаемое положение: **Разный минеральный состав исследуемых пород обусловлен генетическими особенностями исходных недосыщенных SiO₂ мелилититовых магм: из гомогенных высокомагнезиальных высокощелочных магм кристаллизовались мелилититы Купаелло, а из гетерогенных богатых кальцием, но содержащих меньше щелочей – микромелилитолиты Колле Фаббри.**

4. Для получения информации об источниках расплавов, формировавших рассматриваемые породы, в данной работе были проведены геохимические исследования. С этой целью были изучены редкоэлементный состав кальсилитовых мелилититов Купаелло и лейцит-волластонитовых микромелилитолитов и контактовых пород Колле Фаббри, а также состав слагающих их породообразующих минералов и расплавных включений в них. Было установлено, что породы, минералы и включения обогащены некогерентными, особенно крупноионными литофильными (LILE) и легкими редкоземельными элементами, и обеднены тяжелыми редкоземельными элементами, что указывает на наличие обогащенного мантийного источника на глубинах гранатовых ассоциаций; в их спектрах присутствуют отрицательные аномалии высокозарядных (HFSE) элементов и Ti.

Характерно, что обогащенность редкими элементами и подобные аномалии наблюдаются не только в мелилититах Купаелло и микромелилитолитах Колле Фаббри, но также во всех итальянских камафугитах и ассоциирующих с ними карбонатитах Внутригорной Ультращелочной Провинции. Для этих пород также характерны высокие $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и низкие $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ изотопные отношения: например, для кальсилитовых мелилититов Купаелло $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7112$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,5121$, а для лейцит-волластонитовых микромелилитолитов Колле Фаббри $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7097$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,51207$ (Stoppa et al., 2003; Bell et al., 2006).

Эти характерные особенности пород Внутригорной Ультращелочной Провинции исследователи объясняют либо коровой контаминацией камафугитовой магмы (Turi, Taylor, 1976; Taylor, McLennan, 1995; Recserillo, 1994, 2004, 2005), либо наличием обогащенного мантийного источника ИТЕМ (Italian Enriched Mantle; Bell et al., 2006, 2013; Lavecchia, Bell, 2012). Вариант коровой контаминации для камафугитовых пород ВУП не согласуется с термобарогеохимическими исследованиями данной работы. Он также не может объяснить систематически наблюдаемую Nb аномалию и очень высокие $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения (Bailey, 2005; Voari et al., 2012). Более вероятно, что эти аномалии связаны с обогащенным мантийным источником ИТЕМ, которой характеризуется самыми высокими $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($> 0,7200$), низкими $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,5118) и промежуточными $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18,70) изотопными отношениями (Bell et al., 2005, 2006, 2013). По мнению исследователей, с такими значениями ИТЕМ мог образоваться либо за счет плавления древней пред-Альпийской континентальной коры, которая была вовлечена в мантию, либо за счет метасоматической деятельности, вызванной присутствием глубинного плюма (Bell et al., 2005, 2006, 2013; Lavecchia, Bell, 2012).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По результатам комплексного термобарогеохимического исследования мелилитсодержащих пород вулканов Купаелло и Колле Фаббри (Ц. Италия) установлено, что:

1. Клинопироксены в кальсилитовых мелилититах Купаелло кристаллизовались при 1150-1180°C из гомогенной мелилититовой магмы, обогащенной CO₂ и содержащей 0,5-0,6 мас.% H₂O и 0,1-0,2 мас.% F. Процесс силикатно-карбонатно-солевой несмесимости, зафиксированный во включениях при 1080-1150°C, является ответственным за образование карбонатитовых туфов на вулкане.
2. Мелилиты и волластониты в лейцит-волластонитовых микромелилитолитах Колле Фаббри кристаллизовались при 1240-1320°C из гетерогенной магмы, состоящей из несмесимых силикатной и карбонатно-солевой фракций. Силикатная фракция имела щелочной высококальциевый состав, который в процессе кристаллизации изменялся от мелилититового до лейцит-фонолитового. Содержание H₂O в силикатном расплаве составляло около 0,9 мас.%.
3. Контактные породы Колле Фаббри образовались в результате ассимиляции мелилититовой магмой вмещающих пелитовых пород при температурах, превышающих 1200°C. Состав контаминированного расплава был высококремнистый, неоднородный и зависел от количества ассимилированного пелитового материала.
4. Карбонатно-солевой расплав, законсервированный в расплавных включениях клинопироксена Купаелло, имеет щелочно-карбонатный состав с высокими содержаниями Ba и Sr, тогда как таковой в мелилите и волластоните Колле Фаббри обогащен кремнеземом и содержит высокие концентрации Fe, Al, Cl и S.

5. Разный минеральный состав исследуемых пород обусловлен генетическими особенностями исходных недосыщенных SiO_2 мелилититовых магм: из гомогенной высокомагнезиальной высокощелочной магмы кристаллизовались мелилититы Купаелло, а из гетерогенной богатой кальцием, но содержащей меньше щелочей магмы – микромелилитолиты Колле Фаббри.
6. Мелилититовые расплавы были обогащены некогерентными, особенно крупноионными литофильными (LILE) и легкими редкоземельными (LREE) элементами, а в их спектрах присутствуют отрицательные аномалии высокозарядных (HFSE) элементов и Ti. Подобные геохимические особенности, характерные также для всех итальянских камафугитов, вероятно, следует связывать с наличием мантийного источника IEM (Italian Enriched Mantle), испытавшего метасоматизм и обогащенность несовместимыми элементами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреева Е.Д., Кононова В.А., Свешникова Е.В., Яшина Р.М.* Магматические горные породы (в 6 т.). Т. 2. Щелочные породы. М.: Наука, 1984, 416 с.
- Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Глазнев В.Н., Раевский А.Б.* Глубинное строение и состав нижних горизонтов Хибинского и Ловозерского комплексов, Кольский полуостров: петролого-геофизическая модель // *Петрология*, 1998, т. 6, № 5, с. 478-496.
- Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Жирова А.М., Глазнев В.Н.* Модель формирования Хибино-Ловозерского рудного вулcano-плутонического комплекса // *Геология рудных месторождений*, 2013, т. 55, № 5, с. 397-414.
- Базарова Т.Ю., Бакуменко И.Т., Костюк В.П., Панина Л.И., Соболев В.С., Чепуров А.И.* Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов. Н-сиб.: Наука, 1975, 232 с.
- Балашов Ю. А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976, 267 с.
- Белоусов В.В., Герасимовский В.И., Горячев А.В., Добровольский В.В., Капица А.П., Логачев Н.А., Милановский Е.Е., Поляков А.И., Рыкунов Л.Н., Седов В.В.* Восточно-Африканская Рифтовая система. Т. 3. Геохимия. Сейсмология. Основные результаты. М.: Наука, 1974, 288 с.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. Т. 2. Цепочечные силикаты. М.: Мир, 1965, 405 с.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. Т. 3. Листовые силикаты. М.: Мир, 1966, 317 с.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. Т. 4. Каркасные силикаты. М.: Мир, 1966, 482 с.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. Т. 5. Несиликатные минералы. М.: Мир, 1966, 408 с.
- Добрецов Н. Л.* Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971, 452 с.

- Егоров Л.С.* Мелилитовые породы Маймеча-Котуйской провинции. Ленинград: Недра, 1969, 248 с.
- Ермаков Н.П.* Геохимические системы включений в минералах. М.: Недра, 1972, 374 с.
- Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. Рекомендации по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук: Пер. с англ. М.: Недра, 1997, 248 с.
- Костюк В.П.* Щелочной магматизм периферического обрамления Сибирской платформы. Н-сиб.: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2001, 163 с.
- Лаврентьев Ю.Г., Поспелова Л.Н., Соболев Н.В., Маликов Ю.И.* Определение состава породообразующих минералов методом рентгеноспектрального микроанализа с электронным зондом // Заводская лаборатория, 1974, т. 6, № 40, с. 657-665.
- Михайлов М.Ю., Шацкий В.С.* Силитовый нагреватель для высокотемпературной микротермокамеры // Минералогия эндогенных образований. Н-сиб.: Наука, 1974, с. 109-110.
- Наумов В.Б., Каменецкий В. С., Томас Р., Кононкова Н.Н., Рыженко Б.Н.* Включения силикатных и сульфатных расплавов в хромдиопсиде Инаглинского месторождения (Якутия, Россия) // Геохимия, 2008, т. 46, № 6, с. 554-564.
- Николаева И.В., Палесский С.В., Козьменко О.А., Аношин Г.Н.* Определение редкоземельных и высокозарядных элементов в стандартных геологических образцах методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) // Геохимия, 2008, № 10, с. 1085-1091.
- Осоргин Н.Ю., Томиленко А.А.* Микротермокамера Авт. Св. № 1562816 СССР от 7.05.1990.
- Панина Л.И., Усольцева Л.М.* Щелочные высококальциевые сульфатно-карбонатные включения в мелилит-монтичеллит-оливиновых породах

- Маломурунского массива (Алдан) // Петрология, 1999, т. 7, № 6, с. 653-669.
- Панина Л.И., Сазонов А.М., Усольцева Л.М.* Мелилитовые и монтichelлит-содержащие породы Крестовской интрузии (Полярная Сибирь) и их генезис // Геология и геофизика, 2001, т. 42, № 9, с. 1314-1332.
- Панина Л.И., Стоппа Ф., Усольцева Л.М.* Генезис мелилититовых пород вулкана Пиан ди Челле по данным изучения расплавных включений в минералах (камафугитовая провинция Умбрия, центральная Италия) // Петрология, 2003, т. 11, № 4, с. 405-424.
- Панина Л.И., Моторина И.В.* Жидкостная несмесимость глубинных магм и зарождение карбонатитовых расплавов // Геохимия, 2008, т. 46, № 5, с. 487-504.
- Пейве А.А.* Тектоника и магматизм востока Южной Америки и Бразильской котловины Атлантики в Фанерозое // Геотектоника, 2010, т. 1, с. 69-86.
- Петрографический кодекс России (магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования). 3 издание. С-Пб.: ВСЕГЕИ, 2009, 200 с.
- Расс И.Т.* Мелилитовые породы щелочно-ультраосновных комплексов северо-запада Сибири: петрохимия, геохимия, генезис // Геохимия, 2000, № 10, с. 1098-1108.
- Расс И.Т., Плечов П.Ю.* Включения расплавов в оливинах оливин-мелилитовой породы, массив Гули, северо-запад Сибирской платформы // Докл. РАН, 2000, т. 375, № 3, с. 389-392.
- Реддер Э.* Флюидные включения в минералах (в 2 т.). Т. 1. Природа включений и методы их исследования: Пер. с англ. М.: Мир, 1987, 560 с.
- Сазонов А.М., Звягина Е.А., Леонтьев С.И., Гертнер И.Ф., Краснова Т.С., Колмаков Ю.В., Панина Л.И., Чернышев А.И., Макеев С.М.*

- Платиноносные щелочно-ультраосновные интрузии Полярной Сибири. Томск: Изд-во ЦНТИ, 2001, 510 с.
- Сафонов О.Г.* Камафугитовые расплавы как продукты взаимодействия перидотита с хлоридно-карбонатными жидкостями при давлениях 1-7 ГПа // Докл. АН, 2011, т. 440, № 1, с. 111-115.
- Соболев А.В.* Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология, 1996, т. 4, № 3, с. 228-239.
- Сук Н.И.* Экспериментальное исследование карбонатно-силикатной несмесимости в связи с образованием барий – стронциевых карбонатитов // Петрология, 2003, т. 11, № 4, с. 443-448.
- Anders E., Grevesse N.* Abundances of the elements: meteoritic and solar // *Geochim Cosmochim Acta*, 1989, vol. 53, p. 197-214.
- Bailey D.K.* Carbonate volcanics in Italy: numerical tests for the hypothesis of lava-sedimentary limestone mixing // *Per. Mineral.*, 2005, vol. 74, № 3, p. 205-208.
- Bailey K., Lloyd F., Kearns S., Stoppa F., Eby N., Woolley A.* Melilitite at Fort Portal, Uganda: another dimension to the carbonate volcanism // *Lithos*, 2005, vol. 85, p. 15-25.
- Bell K., Castorina F., Rosatelli G., Stoppa F.* Large-scale, mantle plume activity below Italy: Isotopic evidence and volcanic consequences // *Geophys. Res. Abstr.*, 2003, vol. 5, p. 14217.
- Bell K., Castorina F., Lavecchia G., Rosatelli G., Stoppa F.* Is there a mantle plume below Italy? // *EOS*, 2004, vol. 85, № 50, p. 541-546.
- Bell K., Lavecchia G., Stoppa F.* Reasoning and beliefs about Italian geodynamics // *Bollettino Della Societa Geologica Italiana*, 2005, vol. 5, p. 119-127.

- Bell K., Castorina F., Rosatelli G., Stoppa F.* Plume activity, magmatism, and the geodynamic evolution of the Central Mediterranean // *Ann. Geophys.*, 2006, vol. 49, № 1, p. 357-371.
- Bell K., Kjarsgaard B.* Discussion of Peccerillo (2004) “Carbonate-rich pyroclastic rocks from central Appennines: carbonatites or carbonated rocks?” // *Per. Mineral.*, 2006, vol. 75, p. 85-92.
- Bell K., Lavecchia G., Rosatelli G.* Cenozoic Italian magmatism – Isotope constraints for possible plume-related activity // *J. South Am. Earth Sci.*, 2013, vol. 41, p. 22-40.
- Boari E., Tommasini S., Laurenzi M.A., Conticelli S.* Transition from ultrapotassic kamafugitic to sub-alkaline magmas: Sr, Nd, and Pb isotope, trace element and ^{40}Ar - ^{39}Ar age data from the Middle Latin Valley volcanic field, Roman Magmatic Province, Central Italy // *J. Petrol.*, 2009, vol. 50, № 7, p. 1327-1357.
- Bologna M.S., Padilha A.L., Vitorello Í., Fontes S.L.* Tectonic insight into a pericratonic subcrustal lithosphere affected by anorogenic Cretaceous magmatism in central Brazil inferred from long-period Magnetotellurics // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2006, vol. 241, p. 603-616.
- Brod J.A., Gibson S.A., Thompson R.N., Junqueira-Brod T.C., Seer H.J., Moraes, L.C., Boaventura G.R.* The kamafugite-carbonatite association in the Alto Paranaíba Igneous Province (APIP), southeastern Brazil // *Revista Brasileira de Geociências*, 2000, vol. 30, № 3, p. 408-412.
- Carminati E., Lustrino M., Doglioni C.* Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: tectonics vs igneous petrology constraints // *Tectonophysics*, 2012, vol. 579, p. 173-192.
- Castorina F., Stoppa F., Cundari A., Barbieri M.* An enriched mantle source for Italy's melilitite-carbonatite association as inferred by its Nd-Sr isotope signature // *Mineral. Mag.*, 2000, vol. 64, p. 625-639.

- Church A.A., Jones A.P.* Silicate–carbonate immiscibility at Oldoinyo Lengai // *J. Petrol.*, 1995, vol. 36, p. 869-889.
- Coltori M., Pieruccini P.* Middle-upper Pliocene “compression” and middle Pleistocene “extension” in the East Tiber basin: from “synform” to “extensional” basins in the Tyrrhenian side of the Northern Apennines (Central Italy) // *Il Quaternario*, 1997, vol. 10, p. 521-528.
- Conticelli S., D'Antonio M., Pinarelli L., Civetta L.* Source contamination and mantle heterogeneity in the genesis of Italian potassic and ultrapotassic volcanic rocks: Sr–Nd–Pb isotope data from Roman Province and southern Tuscany // *Mineral. Petrol.*, 2002, vol. 74, p. 223-252.
- Cundari A.* Role of subduction in the genesis of potassic basaltic rocks: a discussion paper on the unfashionable side of the role // *Mineral. Petrogr. Acta*, 1994, vol. 37, p. 81-90.
- Cundari A., Ferguson A.K.* Petrogenetic relationships between melilitite and lamproite in Roman Comagmatic Region: the lavas of S. Venanzo and Cupaello // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1991, vol. 107, p. 343-357.
- Danyushevsky L.V., McNeill A.W., Sobolev A.V.* Experimental and petrological studies of melt inclusions in phenocrysts from mantle-derived magmas: an overview of techniques, advantages and complications // *Chem. Geol.*, 2002, vol. 183, p. 5-24.
- D'Antonio M., Tilton G.R., Civetta L.* Petrogenesis of Italian Alkaline Lavas deduced from Pb–Sr–Nd isotope relationships // Basu A., Hart S.R. (Eds.) *Earth Processes: Reading the isotope code – Geophysical Monograph*. American Geophysical Union, 1996, vol. 95, p. 253-267.
- Dawson J.B., Smith J.V., Steele I.M.* Combeite ($\text{Na}_{2.33}\text{Ca}_{1.74}\text{others}_{0.12}$) Si_3O_9 from Oldoinyo Lengai, Tanzania // *J. Geol.*, 1989, vol. 97, p. 365-372.

- Dawson J.B., Pyle D.M., Pinkerton H.* Evolution of natrocarbonatite from a wollastonite nephelinite parent: evidence from the June, 1993 eruption of Oldoinyo Lengai, Tanzania // *J. Geol.*, 1996, vol. 104, p. 41-54.
- Dunworth E.A., Neumann E.-R., Rosenbaum J.M.* The Skien lavas, Oslo Rift: petrological disequilibrium and geochemical evolution // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2001, vol. 140, p. 701-719.
- Eby N.G., Lloyd F.E., Woolley A.R.* Geochemistry and petrogenesis of the Fort Portal, Uganda, extrusive carbonatite // *Lithos*, 2009, vol. 113, p. 785-800.
- Ewart A., Marsh J.S., Milner S.C., Duncan A.R., Kamber B.S., Armstrong R.A.* Petrology and geochemistry of early cretaceous bimodal continental flood volcanism of the NW Etendeka, Namibia. Part 1: Introduction, Mafic Lavas and Re-evaluation of Mantle Source Components // *J. Petrol.*, 2004, vol. 45, № 45, p. 59-105.
- Fischer R.X., Tillmanns E.* Revised data for combeite, $\text{Na}_2\text{Ca}_2\text{Si}_3\text{O}_9$ // *Acta Crystallographica*, 1987, C 43, p. 1852-1854.
- Foley S., Venturelli G., Green D.H., Toscani L.* The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models // *Earth Science Reviews*, 1987, vol. 24, p. 81-134.
- Foley S.* Petrological characterization of the source components of potassic magmas: geochemical and experimental constrains // *Lithos*, 1992, vol. 28, p. 435-453.
- Foley S., Peccerillo A.* Potassic and ultrapotassic magmas and their origin // *Lithos*, 1992, vol. 28, p. 187-204.
- Gallo F., Giammetti F., Venturelli G., Vernia L.* The kamafugitic rocks of S. Venanzo and Cupaello, Central Italy // *Neues Jahrb Mineral Monatsh*, 1984, vol. 5, p. 198-210.
- Gasparini D., Blichert-Toft J., Bosch D., Del Moro A., Macera P., Albarede F.* Upwelling of deep mantle material through a plate window: evidence from the

- geochemistry of Italian basaltic volcanics // *J. Geophys. Res.*, 2002, vol. 107, p. 2367-2371.
- Gibson S.A., Thompson R.N., Leonardos O.H., Dickin A.P., Mitchell J.G.* The Late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume: evidence from large volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil // *J. Petrology*, 1995, vol. 36, № 1, p. 189-229.
- Guarino V., Wu F.Y., Lustrino M., Melluso L., Brotzu P., Gomes C.B., Ruberti E., Tassinari C.C.G., Svisero D.P.* U-Pb ages, Sr-Nd- isotope geochemistry, and petrogenesis of kimberlites, kamafugites, and phlogopite-picrites of the Alto Paranaíba Igneous Province, Brazil // *Chemical Geology*, 2013, vol. 353, p. 65-82.
- Hamilton D.L., Kjarsgaard B.A.* The immiscibility of silicate and carbonate liquids // *South Afr. J. Geol.*, 1993, vol. 96, p. 139-142.
- Hawkesworth C.J., Vollmer R.* Crustal contamination versus enriched mantle: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ evidence from the Italian volcanics // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1979, vol. 69, p. 151-165.
- Hetman C.M., Scott Smith B.H., Paul J.L., Winter F.* Geology of the Gahcho Kue' kimberlite pipes, NWT, Canada: root to diatreme magmatic transition zones // *Lithos*, 2004, vol. 76, p. 51-74.
- Holm P.M., Munksgaard N.C.* Evidence for mantle metasomatism: an oxygen and strontium isotope study of the Vulsinian district, Central Italy // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1982, vol. 60, p. 376-388.
- Hurley P.M., Fairbairn H.W., Pinson W.H.* Rb-Sr isotopic evidence in the origin of potash-rich lavas of western Italy // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1966, vol. 1, p. 301-306.
- Junqueira-Brod T.C., Brod J.A., Gibson S.A., Thompson R.N.* Mineral Chemistry of kamafugites and related rocks from the Aguas Emendadas region, Goias state // *Revista Brasileira Geociências*, 2000, vol. 30, № 3, p. 403-407.

- Jourdan F., Bertrand H., Schärer U., Blichert-Toft J., Feraud G., Kampunzu A.B.* Major and trace element and Sr, Nd, Hf, and Pb Isotope Compositions of the Karoo Large Igneous Province, Botswana-Zimbabwe: Lithosphere vs Mantle Plume Contribution // *J. Petrol.*, 2007, vol. 48, № 6, p. 1043-1077.
- Klaudius J., Keller J.* Peralkaline silicate lavas at Oldoinyo Lengai, Tanzania // *Lithos*, 2006, vol. 91, p. 173-190.
- Lavecchia G., Stoppa F.* The tectonic significance of Italian magmatism: an alternative view to the popular interpretation // *Terra Nova*, 1996, vol. 8, p. 435-446.
- Lavecchia G., Stoppa F., Creati N.* Carbonatites and kamafugites in Italy: mantle-derived rocks that challenge subduction // *Ann. Geophys.*, 2006, vol. 49, № 1, p. 389-402.
- Lavecchia G., Bell K.* Magmatectonic Zonation of Italy: A Tool to Understanding Mediterranean Geodynamics // *Stoppa F. (Eds.) Updates in Volcanology – A Comprehensive Approach to Volcanological Problems*. 2012, p.153-178.
- Laurenzi M., Stoppa F., Villa I.* Eventi ignei monogenici e depositi piroclastici nel Distretto Ultra-alcaino Umbro-laziale (ULUD): revisione, aggiornamento e comparazione dei dati cronologici // *Plinius*, 1994, vol. 12, p. 61-65.
- Lee W.J., Wyllie P.J.* Liquid immiscibility between nephelinite and carbonatite from 1,0 to 2,5 GPa compared with mantle melt compositions // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1997, vol. 127, p. 1-16.
- Link K., Koehn D., Barth M.G., Tiberindwa J.V., Barifaijo E., Aanyu K., Foley S.F.* Continuous cratonic crust between the Congo and Tanzania blocks in western Uganda // *Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch)*, 2010, vol. 99, p. 1559-1573.
- Lloyd F.E., Arima M., Edgar A.D.* Partial melting of a phlogopite-clinopyroxenite nodule from south-west Uganda: an experimental study bearing on the origin of highly potassic continental rift volcanics // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1985, vol. 91, p. 321-329.

- Lustrino M.* Volcanic activity during the Neogene to Present evolution of the western Mediterranean area: a review // *Ofioliti*, 2000, vol. 25, p. 87-101.
- Martin L.H.J., Schmidt M.W., Mattsson H.B., Ulmer P., Hamenter K., Günther D.* Element partitioning between immiscible carbonatite-kamafugite melts with application to the Italian ultrapotassic suite // *Chemical Geology*, 2012, vol. 320-321, p. 96-112.
- McDonough W.F., Sun S.S.* The composition of the Earth // *Chemical Geology*, 1995, vol. 120, p. 223-253.
- Melusso L., Morra V., Di Girolamo P.* The Mt. Vulture volcanic complex (Italy): evidence for distinct parental magmas and for residual melts with melilite. *Miner. Petrol.*, 1996, vol. 56, p. 225-250.
- Melusso L., Conticelli S., D'Antonio M., Mirco N.P., Saccani E.* Petrology and mineralogy of wollastonite- and melilite-bearing paralavas from the Central Apennines, Italy // *Am. Mineral.*, 2003, vol. 88, p. 1287-1299.
- Melusso L., Conticelli S., D'Antonio M., Mirco N.P., Saccani E.* Reply to Stoppa et al. 2005. Wollastonite-anorthite-gehlenite-, and fassaite-bearing rocks: igneous petrological oddity or paralavas? // *Am. Mineral.*, 2005, vol. 90, p. 1926-1933.
- Melusso L., Lustrino M., Ruberti E., Brotzu P., Gomes C.B., Morbidelli L., Morra V., Svisero D.P., d'Amelio F.* Major- and trace-element composition of olivine, perovskite, clinopyroxene, Cr-Fe-Ti oxides, phlogopites and host kamafugite and kimberlites Alto Paranaíba, Brazil // *Can. Mineral.*, 2008, vol. 46, p. 19-40.
- Morimoto N.* Nomenclature of pyroxenes. Subcommittee on pyroxenes. Commission on new minerals and mineral names // *Can. Mineral.*, 1989, vol. 27, p. 143-156.
- Nikolaeva A.T.* The first discovery of combeite and pectolite in kamafugitic rocks of Central Italy // *Abstracts of the 6th International Siberian Early Career GeoScientists Conference*, 2012, p. 75-76.

- Nikolaeva A.T., Panina L.I.* The kamafugite-carbonatite associations of Central Italy: silicate-carbonate immiscibility // Abstracts of XXX International Conference “Ore potential of alkaline, kimberlite and carbonatite magmatism”. School “Alkaline magmatism of the Earth”, 2013, p.42.
- Panina L.I., Nikolaeva A.T., Stoppa F.* Genesis of melilitolites from Colle Fabbri: inferences from melt inclusions // *Miner. Petrol.*, 2013, vol. 107, p. 897-914.
- Peccerillo A.* Potassic and ultrapotassic rocks: compositional characteristics, petrogenesis, and geological significance // *Episodes*, 1992, vol., 15, № 4, p. 243-251.
- Peccerillo A.* Mafic ultrapotassic magmas in central Italy: geochemical and petrological evidence against near-primary compositions // *Mineral. Petrograf. Acta*, 1994, vol. 37, p. 229-245.
- Peccerillo A.* Relationships between ultrapotassic and carbonate-rich volcanic rocks in central Italy: petrogenetic implications and geodynamic significance // *Lithos*, 1998, vol. 43, p. 267-279.
- Peccerillo A.* Carbonate-rich pyroclastic rocks from central Apennines: carbonatites or carbonated rocks? A commentary // *Per. Mineral.*, 2004, vol. 73, p. 165-175.
- Peccerillo A.* Plio-Quaternary volcanism in Italy: Petrology, Geochemistry, Geodynamics. Springer, 2005, 365 p.
- Pekov I.V., Krivovichev S.V., Zolotarev A.A., Yakovenchuk V.N., Armbruster T., Pakhomovsky Ya.A.* Crystal chemistry and nomenclature of the lovozerite group // *Eur. J. Mineral.*, 2009, vol. 21, p. 1061-1071.
- Rieder M., Cavazzini G., D'yakonov Yu.S., Frank-Kamenetskii V.F., Gottardi G., Guggenheim S., Koval' P.V., Müller G., Neiva A.A.M., Radoslovich E.W., Robert J.L., Sassi F.P., Takeda H., Weiss Z., Wones D.R.* Nomenclature of the micas // *Can. Miner.*, 1998, vol. 36, p. 41-48.

- Rosatelli G., Stoppa F., Jones A.P.* Intrusive calcio-carbonatite occurrence from Mt. Vulture volcano, southern Italy // *Mineral. Mag.*, 2000, vol. 64, p. 615-624.
- Rosatelli G., Wall F., Stoppa F., Brilli M.* Geochemical distinctions between igneous carbonate, calcite cements, and limestone xenoliths (Polino carbonatite, Italy): spatially resolved LAICPMS analyses // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2010, vol. 160, № 5, p. 645-661.
- Schairer J.F., Yoder H.S., Tilley C.E.* The high-temperature behavior of synthetic melilites in the join gehlenite - soda melilite - akermanite // *Year Book of Carnegie Institute in Washington*, 1967, vol. 65, p. 217-226.
- Seifert W., Thomas R.* Silicate-carbonate immiscibility: a melt inclusion study of olivine melilitite and wehrilite xenoliths in tephrite from the Elbe Zone, Germany // *Chemic der Erde*, 1995, vol. 55, p. 263-279.
- Serri G.* Neogene-Quaternary magmatic activity and its geodynamic implications in the Central Mediterranean region // *Geodynamics*, 1997, vol. 40, p. 681-703.
- Sgarbi P.B.A., Gaspar J.C.* Geochemistry of Santo Antônio da Barra Kamafugites, Goiás, Brazil // *J. South Am. Earth Sci.*, 2002, vol. 14, p. 889-901.
- Sharygin V.V.* Silicate-carbonate liquid immiscibility in melt inclusions from melilitolite minerals: the Pian di Celle volcano (Umbria, Italy) // *Abstracts of ECROFI XVI*, 2001, p. 399.
- Solovova I.P., Giris A.V., Kogarko L.N., Kononkova N.N., Stoppa F., Rosatelli G.* Compositions of magmas and carbonate-silicate liquid immiscibility in the Vulture alkaline igneous complex, Italy // *Lithos*, 2005, vol. 85, p. 113-128.
- Stoppa F.* L'Euremite di Colle Fabbri (Spoleto): un litotipo ad affinità carbonatitica in Italia // *Bollettino della Societa Geologica Italiana*, 1988, vol. 107, p. 239-248.
- Stoppa F.* The San-Venanzo maar and tuff ring, Umbria, Italy: eruptive behaviour of a carbonatite-melilitite volcano // *B. Volcanol.*, 1996, vol. 57, p. 563-577.

- Stoppa F., Lavecchia G.* Late Pleistocene ultra-alkaline magmatic activity in the Umbria – Latium region (Italy): An overview // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 1992, vol. 52, p. 277-293.
- Stoppa F., Cundari A.* A new Italian carbonatite occurrence at Cupaello (Rieti) and its genetic significance // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1995, vol. 122, p. 275-288.
- Stoppa F., Sharygin V.V., Cundari A.* New mineral data from the kamafugite-carbonatite association: the melilitolite from Pian di Celle, Italy // *Miner. Petrol.*, 1997, vol. 61, p. 27-45.
- Stoppa F., Woolley A.R., Cundari A.* Extension of the melilite-carbonatite province in the Apennines of Italy: the kamafugite of Grotta del Cervo, Abruzzo // *Mineral. Mag.*, 2002, vol. 66, p. 555-574.
- Stoppa F., Cundari A., Rosatelli A., Woolley A.R.* Leucite melilitolites in Italy: genetic aspects and relationships with associated alkaline rocks and carbonatites // *Per. Mineral.*, 2003, vol. 72, p. 223-251.
- Stoppa F., Rosatelli G.* Ultramafic intrusion triggers hydrothermal explosions at Colle Fabbri (Spoleto, Umbria), Italy // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2009, vol. 187, p. 85-92.
- Stoppa F., Sharygin V.V.* Melilitolite intrusion and pelite digestion by high temperature kamafugitic magma at Colle Fabbri, Spoleto, Italy // *Lithos*, 2009, vol. 112, p. 306-320.
- Stoppa F., Scordari F., Mesto E., Sharygin V.V., Bortolozzi G.* Calcium-aluminum-silicate-hydrate “cement” phases and rare Ca-zeolite association at Colle Fabbri, Central Italy // *Cent. Eur. J. Geosci.*, 2010, vol. 2, p. 175-187.
- Stoppa F., Schiazza M.* An overview of monogenetic carbonatitic magmatism from Uganda, Italy, China and Spain: volcanologic and geochemical features // *J. South Am. Earth Sci.*, 2013, vol. 41, p. 140-159.
- Su B.X., Zhang H.F., Ying J.F., Xiao Y., Zhao X.M.* Nature and processes of the lithospheric mantle beneath the western Qinling: evidence from deformed

- peridotitic xenoliths in Cenozoic kamafugite from Haoti, Gansu Province, China // *J. Asian Earth. Sci.*, 2009, vol. 34, p. 258-274.
- Su B.X., Zhang H.F., Sakyi P.A., Ying J.F., Tang Y.J., Yang Y.H., Qin K.Z., Xiao Y., Zhao X.M.* Compositionally stratified lithosphere and carbonatite metasomatism recorded in mantle xenoliths from the Western Qinling (Central China) // *Lithos*, 2010a, vol. 116, p. 111-128.
- Su B.X., Zhang H.F., Sakyi P.A., Qin K.Z., Liu P.P., Ying J.F., Tang Y.J., Malaviarachchi S.P.K., Xiao Y., Zhao X.M., Mao Q., Ma Y.G.* Formation of melt pocket in mantle peridotite xenolith from Western Qinling, Central China: Partial melting and metasomatism // *J. Earth Sci.*, 2010b, vol. 21, № 5, p. 641-668.
- Su B.X., Zhang H.F., Sakyi P.A., Yang Y.H., Ying J.F., Tang Y.J., Qin K.Z., Xiao Y., Zhao X.M., Mao Q., Ma Y.G.* The origin of spongy texture in minerals of mantle xenoliths from the Western Qinling, central China // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2011, vol. 161, p. 465-482.
- Tappe S., Foley S.F., Pearson D.G.* The kamafugites of Uganda: mineralogical and geochemical comparison with their Italian and Brazilian analogues // *Per. Mineral.*, 2003, vol. 72, p. 51-77.
- Taylor S.R., McLennan S.M.* The geochemical evolution of the continental crust // *Review of Geophysics*, 1995, vol. 33, p. 241-265.
- Turi B., Taylor H.P.* Oxygen isotope studies of potassic volcanic rocks of the Roman Province, central Italy // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1976, vol. 55, p. 1-31.
- Turi B., Taylor H.P., Ferrara G.* A criticism of the Holm-Munksgaard oxygen and strontium isotope study of the Vulsinian district, Central Italy // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1986, vol. 78, p. 447-453.
- Veksler I.V., Petibon C., Jenner G.A., Dorfman A.M., Dingwell D.B.* Trace element partitioning in immiscible silicate-carbonate liquid systems: an initial

- experimental study using a centrifuge autoclave // *J. Petrol.*, 1998, vol. 39, № 11-12, p. 2095-2104.
- Woolley A.R., Kempe D.R.C.* Carbonatites: nomenclature, average chemical compositions and element distribution // Bell K. (ed) *Carbonatites: Genesis and Evolution*. Unwin Hyman, London, 1989, p. 105-148.
- Woolley, A.R.* Alkaline rocks and carbonatites of the World, part 3: Africa. The Geological Society Publishing House, U.S.A., 2001, 372 p.
- Xu J.F., Castillo P.R., Li X.H., Yu X.Y., Zhang B.R., Han Y.W.* MORB-Type Rocks from the Paleo-Tethyan Mian-Lueyang Northern Ophiolite in the Qinling Mountains, Central China: Implications for the Source of the Low $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and High $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ Mantle Component in the Indian Ocean // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2002, vol. 198, p. 323-337.
- Yoder H.S. Jr.* Melilite stability and paragenesis // *Fortschritte der Mineralogie*, 1973, vol. 50, p. 140-173.
- Yu X.H., Zhao Z.D., Mo X.X., Su S.G., Zhu D.Q., Wang Y.L.* The petrological and mineralogical characteristics of Cenozoic kamafugite and carbonatite association in West Qinling, Gansu province, China // *Per. Mineral.*, 2003, vol. 72, p. 161-179.
- Yu X.H., Zhao Z.D., Zhou S., Mo X.X., Zhu D.Q., Wang Y.L.* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating for Cenozoic kamafugite from western Qinling in Gansu Province // *Chinese Science Bulletin*, 2006, vol. 51, № 13, p. 1621-1627.