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

На правах рукописи



Подугольникова Екатерина Евгеньевна

ПЕТРОЛОГИЯ КСЕНОЛИТОВ КИАНИТСОДЕРЖАЩИХ ГРАНУЛИТОВ И ЭКЛОГИТОВ ИЗ ТРУБКИ ВЗРЫВА «ЭКЛОГИТОВАЯ» (ВОСТОЧНЫЙ ПАМИР)

1.6.3 – петрология, вулканология

Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:

доктор геолого-минералогических наук

Корсаков Андрей Викторович

Новосибирск, 2026

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 4
Глава 1. Состояние проблемы изучения кианитсодержащих ксенолитов трубки взрыва «Эклогитовая» 12
1.1. История изучения глубинных ксенолитов трубок взрыва восточного Памира 12
1.2. Роль кианита в реконструкции P–T параметров высокобарических пород 18
1.3. Катодолюминесцентные характеристики кианита как индикатор метаморфической эволюции 19
1.4. Частичное плавление пород континентальной коры при высоких давлениях 24
Глава 2. Аналитические методы исследования ксенолитов 28
Глава 3. Геологическое положения трубки взрыва «Эклогитовая» 31
3.1. Геодинамические модели формирования Памира 31
3.2. Геологическое описание Памира 33
3.3. Трубки взрыва Дункельдыкского магматического поля. 35
Глава 4. Минералого-геохимические особенности кианитсодержащих ксенолитов 39
4.1. Минералого-петрографическая характеристика кианитсодержащих ксенолитов 39
4.1.1. Минералого-петрографическая характеристика фельзических гранулитов 40
4.1.2. Минералого-петрографическая характеристика мафических гранулитов 51
4.1.3. Минералого-петрографическая характеристика эклогитов 61
4.2. Петрохимический состав ксенолитов 67
4.3. Редкоэлементный состав ксенолитов 71
4.4. Редкоэлементный состав граната и клинопироксена 76

Глава 5. Геохимические и катодолюминесцентные особенности кианита 82
5.1. Катодолюминесцентная характеристика кианита: морфологические типы и особенности CL-проявления 82
5.2. Геохимические особенности кианита 88
5.3. Катодолюминесцентные спектры кианита фельзических гранулитов ... 89
5.4. Условия и механизмы образования кианита 91
Глава 6. Изотопный состав углерода и структурные особенности графита 95
Глава 7. Оценка P-T условий образования пород 103
Глава 8. Петрологическая модель формирования парагенезиса ксенолитов трубки «Эклогитовая» 110
8.1. Природа протолитов кианитсодержащих ксенолитов 110
8.2. Положение изученных ксенолитов в глубинном разрезе коры 112
8.3. Реакционные взаимоотношения минеральных фаз в кианитсодержащих ксенолитах 114
8.3.1. Прогрессивные реакции минералообразования 114
8.3.2. Реакции плавления 118
8.3.3. Ретроградные реакции 124
8.4. Обобщённая петрологическая модель эволюции кианитсодержащих пород 125
Заключение 130
Список используемых сокращений 134
Список литературы 136
Приложение 168

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования: Глубинные ксенолиты коровых и мантийных пород, извлечённые щелочными магмами с глубин литосферной мантии, являются одним из немногих прямых источников сведений о строении и составе нижней коры и литосферной мантии (Nixon & Boyd, 1973; O'Hara et al., 1975; Jordan, 1978; Доусон, 1983; Griffin et al., 2003; Herzberg & Rudnick, 2012). В отличие от высоко- и сверхвысокобарических метаморфических комплексов, обнажающихся в орогенных областях и, как правило, существенно изменённых на поздних этапах эксгумации (Hermann et al., 2001; Dobretsov and Shatsky, 2004; Ernst, 2006; Warren, 2013), такие ксенолиты нередко сохраняют сведения о более высокобарических стадиях P–T-эволюции, однако встречаются крайне редко (Соболев, 1974; Удовкина, 1985; Специус и Серенко, 1990; Toft et al., 1989, Rudnick, 1992). Высокобарические и ультравысокобарические ксенолиты коровых пород фиксируют этапы погружения корового материала в зонах субдукции и его последующей эксгумации и тем самым непосредственно связаны с моделями континентальной субдукции и (ультра)высокобарического метаморфизма (Sobolev, Shatsky, 1990; Shatsky et al., 1999; Dobretsov, Shatsky, 2004; Hacker et al., 2005; Ernst et al., 2007; Liou, 2009; Zheng, 2009; Li, 2014; Shatsky et al., 2015; Brown & Johnson, 2019). Особое место среди таких образцов занимают кианитсодержащие ксенолиты: присутствие кианита однозначно свидетельствует о формировании пород в условиях высоких давлений и позволяет ограничивать диапазон возможных P–T-параметров (Holdaway, 1971; Bohlen et al., 1991; Kerrick, 2018). Комплексное изучение химического состава и свойств кианита и сопутствующих породообразующих минералов в ксенолитах даёт возможность проследить эволюцию минеральных ассоциаций самих ксенолитов и реконструировать особенности строения глубинных уровней литосферы.

Исследование ксенолитов из миоценовых ультракалиевых трубок взрыва Дункельдыкского поля (Восточный Памир) позволило реконструировать модель строения и эволюции коры этого региона (Hacker et al., 2005; Hong et al., 2019; Li et

al., 2023). При этом ранние исследования опирались на ограниченное число образцов, были ориентированы главным образом на реконструкции геодинамической эволюции региона (Дмитриев, 1976; Лутков, 2003, 2005; Hacker et al., 2005; Gordon et al., 2012; Kooijman et al., 2017; Hong et al., 2019; Li et al., 2023). Детальное минералого-геохимическое изучение кианитсодержащих разновидностей, как и их сопоставление между собой, практически не проводилось, а наиболее полное описание этих пород было выполнено Дмитриевым ещё в 1976 году (Дмитриев, 1976). В связи с этим особое значение приобретает исследование ксенолитов региона с применением современных аналитических методов. Настоящая работа фокусируется на исследовании кианитсодержащих ксенолитов трубки взрыва «Эклогитовая» и использует комплексный минералого-геохимический подход, что позволяет реконструировать генезис этих ксенолитов и уточнить их пространственное положение в литосферном разрезе Памира.

Цель работы – реконструкция генезиса кианитсодержащих пород трубки взрыва "Эклогитовая" (Восточный Памир).

Задачи:

- Анализ опубликованной литературы о геологическом строении Памира и исследованиях минералого-геохимических характеристик ксенолитов региона;
- Изучение минералого-петрографических особенностей кианитсодержащих ксенолитов;
- Классификация кианитсодержащих ксенолитов на основе минералогического состава;
- Определение валового петрохимического и редкоэлементного состава ксенолитов;
- Установление химического состава породообразующих и акцессорных минералов с дальнейшей оценкой температур и давления пика метаморфизма ксенолитов;

- Определение источника углерода в фельзических гранулитах.
- Построение петрологической модели формирования кианитсодержащих ксенолитов трубки «Эклогитовая» (Восточный Памир).

Объект исследований – кианитсодержащие ксенолиты из трубки взрыва «Эклогитовая» (Восточный Памир).

Фактический материал и личный вклад автора

Базовым материалом для проведения исследований послужила коллекция ксенолитов (более 300 образцов) из трубки взрыва «Эклогитовая», из которой для детальных исследований было отобрано 38 представительных кианитсодержащих образцов. Материал был отобран в рамках полевых работ в Таджикистане в 2022–2025 годах сотрудниками лаборатории Деминым С.П., Корсаковым А.В., Губановым Н.В. и Михайленко Д.С. Пробоподготовка, лабораторные и аналитические исследования выполнены автором лично. Подготовка образцов включала изготовление плоскополированных пластинок (114 пластинок) для минералого-петрографического изучения, выделение минеральных монофракций графита из 9 образцов с целью определения изотопного состава углерода ($\delta^{13}C$), а также дробление и истирание пород (32 образца) для анализа содержания основных породообразующих оксидов и редких элементов.

Основной объём аналитических работ выполнен в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). В ходе исследований получено и обработано более 2000 энергодисперсионных спектров породообразующих и акцессорных минералов с использованием методов SEM и EDS, 950 анализов химического состава породообразующих минералов при помощи электронно-зондового микроанализа (EPMA). Обработано 15 изображений внутреннего строения зёрен графита, полученных методом конфокального КР-картирования.

Методом LA-ICP-MS был проанализирован редкоэлементный состав породообразующих минералов (209 анализов) в ЦКП «Геодинамика и

геохронология» (ИЗК СО РАН, Иркутск). Определение содержания Ti в кварце методом ЕРМА было выполнено в ЦКП «Геоаналитик» (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург), всего проанализировано 60 зёрен кварца. Для изучения внутреннего строения кианита использовались методы катодолюминесцентной микроскопии и спектроскопии. Цветные катодолюминесцентные изображения получены в лаборатории эволюции палеоокеанов и мантийного магматизма (НГУ, г. Новосибирск) — всего 380 изображений зёрен кианита. Дополнительно были сделаны катодолюминесцентные изображения (60 изображений) кианита, а также катодолюминесцентные спектры (100 спектров) из фельзических гранулитов в ЦКП «Геоаналитик» (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург).

Научная новизна

В этой диссертации приведены новые данные о минералогии, петрологии и геохимии кианитсодержащих ксенолитов трубки взрыва «Эклогитовая», что позволило выявить принципиально новые особенности состава и генезиса этих пород. Впервые была детально изучена коллекция кианитсодержащих ксенолитов, представленная гранулитами и эклогитами, и выполнено сравнительное минералого-петрографическое и геохимическое исследование кианитсодержащих ассоциаций. Для графита из ксенолитов трубки взрыва «Эклогитовая» получены данные изотопного состава углерода ($\delta^{13}C$), благодаря чему был определен предполагаемый протолит фельзических гранулитов, а картирование методом конфокальной спектроскопии комбинационного рассеяния показало структурные особенности графита. Исследованы кристаллы кианита методом катодолюминесцентной микроскопии, что позволило выявить особенности их внутреннего строения, а также реконструировать кианитобразующие реакции в ксенолитах гранулитов и эклогитов из трубки «Эклогитовая».

Теоретическая и практическая значимость работы

Полученные данные дополняют существующие представления о глубинном строении Памирского региона и составе ксенолитов трубки взрыва «Эклогитовая». Комплексное исследование породообразующих и акцессорных минералов показывает значимость многостороннего аналитического подхода для

реконструкции метаморфических реакций, условий преобразования пород и эволюции глубинных коровых комплексов.

Результаты работы могут быть использованы при дальнейшем изучении ксенолитов, протолитами которых являлись породы разных уровней глубинности континентальной коры, а также при сопоставлении составов ксенолитов глубинных пород Памира с аналогичными породами из высокобарических комплексов других регионов мира. Полученные материалы могут применяться в образовательном процессе в учреждениях высшего образования при преподавании дисциплин, связанных с петрологией, минералогией, метаморфизмом и геодинамикой, в том числе как пример проявления процессов, протекающих с породами континентальной коры в коллизионно-субдукционных орогенах.

Основные защищаемые положения

1. Мафические гранулиты и эклогиты характеризуются сходными геохимическими характеристиками. Протолитами для них являлись ортомагматические породы преимущественно основного состава, тогда как протолитами фельзических гранулитов послужили осадочные породы, содержащие органическое вещество. Осадочная природа протолитов фельзических гранулитов независимо подтверждается изотопным составом углерода графита ($\delta^{13}C$ от −15 до −20‰), характерным для органического углерода.
2. Высокобарические минеральные ассоциации фельзических гранулитов формировались при температурах ~850–970 °C и давлениях ~11–22 кбар. Для мафических гранулитов оценены температуры ~1000–1140 °C и давления ~11–25 кбар, а для эклогитов — наиболее широкий диапазон высокобарических условий: ~1000–1200 °C и ~18–43 кбар. Полученные PT–параметры охватывают широкий диапазон от нижнекоровых до мантийных условий.
3. Образование кристаллов кианита фельзических гранулитов связано с реакциями дегидратационного плавления мусковита, тогда как в мафических гранулитах и эклогитах его образование в основном

обусловлено распадом плагиоклаза в ходе высокобарических преобразований, что находит свое отражение в катодолюминесцентных свойствах этого минерала.

Апробация работы и публикации

Основные результаты работы были представлены в виде устных докладов на XXX и XXXI Всероссийских научных конференциях студентов, аспирантов, научных сотрудников и преподавателей ВУЗов геологического профиля «Уральская минералогическая школа — 2024», «Уральская минералогическая школа — 2026» в г. Екатеринбург (2024, 2026), на XVI международной конференции «GeoRAMAN2024» в г. Родос (Греция, 2024), на XXII Всероссийской Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН в г. Апатиты (2025), на всероссийской конференции «Процессы минералообразования при высоких давлениях, происхождение алмаза и мантийных магм» в г. Новосибирск (2025), XXII Всероссийской научной конференции «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)» в г. Иркутске (2024), Тектонического совещания «Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы — 2025» и «Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы — 2026» в г. Москве (2025, 2026).

Результаты исследования также изложены в 7 научных работах, 4 из которых опубликованы в рецензируемых научных журналах по списку ВАК:

1. Podugolnikova, E. E., Korsakov, A. V., Mikhailenko, D. S., Odinaev, S. A., Gadoev, M. L. Raman Spectroscopic Study and Isotopic Composition of Graphite Inclusions in HP Xenoliths From “Eclogitovaya” Pipe (The Eastern Pamir) // Journal of Raman Spectroscopy. 2025. V. 56. № 11. P. 1178–1187. https://doi.org/10.1002/jrs.70011
2. Podugolnikova, E. E., Korsakov, A. V., Mikhailenko, D. S., Demin S. P. Kyanite-Bearing Eclogite Xenoliths from the Eclogitovaya Pipe (Eastern Pamir) and the Udachnaya Kimberlite Pipe (Siberian Craton): A

Comparative Study // Geochemistry International. 2026. V. 64. № 13. P. 1–12. https://doi.org/10.1134/S0016702926600781

3. Подугольникова Е.Е., Дымшиц А.М., Корсаков А.В., Михайленко Д.С. Ксенолит скаполитсодержащего эклогита из фергуситовой трубки взрыва восточного памира: реконструкция условий образования редкой высокобарической минеральной ассоциации // Геодинамика и тектонофизика. 2026. Т. 17. № 5. С. 915. https://doi.org/10.5800/GT-2026-17-5-0915
4. Zhdanova A. N., Korsakov A. V., Demin S. P., Redina A. A., Dymshitz A. M., Podugolnikova E. E., Mikhailenko D. S., Nigmatullina E. N., Odina S. A., Safaralizoda N. S. Formation of fluorite-apatite-bearing rocks from the Dunkeldyk Massif, Eastern Pamir // Geochemistry International. 2026. V. 64. № 13. P. 1–11. https://doi.org/10.1134/S0016702926600823

Структура и объём диссертации

Диссертационная работа состоит из введения, восьми основных глав, заключения, списка литературы и приложения. Общий объём работы составляет 187 страниц. Диссертация содержит 41 рисунок и 25 таблиц, включая таблицы из приложения. Список литературы включает 269 наименований.

Благодарности

Автор выражает глубокую признательность научному руководителю д.г.-м.н. А.В. Корсакову за руководство работой, постоянную поддержку, ценные рекомендации и помощь на всех этапах выполнения диссертационного исследования. Искренняя благодарность коллективу лаборатории теоретических и экспериментальных исследований высокобарического минералообразования № 452 ИГМ СО РАН за всестороннюю помощь и обсуждение результатов. Особую благодарность автор выражает к.г.-м.н. Д.С. Михайленко за помощь при работе и ценные советы. Автор также благодарит к.г.-м.н. А.М. Агашева, д.г.-м.н. О.М. Туркину, д.г.-м.н. А.Г. Дорошкевича, д.г.-м.н. С.В. Хромых и д.г.-м.н. С.З. Смирнова за внимательное прочтение диссертации, конструктивные замечания и важные рекомендации. За помощь в проведении аналитических исследований

автор выражает благодарность к.г.-м.н. Е.Н. Нигматулиной, к.г.-м.н. Н.С. Карманову, М.В. Хлестову и Д.А. Замятину.

Неизменная поддержка, понимание и вера в успех со стороны С.С. Столярова, О.В. Подугольниковой, Е.В. Подугольникова и В.П. Столяровой имели особое значение для автора на протяжении всего периода работы над диссертацией.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Российского научного фонда (РНФ № 24-17-0016).

ГЛАВА 1. СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ КИАНИТСОДЕРЖАЩИХ КСЕНОЛИТОВ ТРУБКИ ВЗРЫВА «ЭКЛОГИТОВАЯ»

1.1. История изучения глубинных ксенолитов трубок взрыва восточного Памира

Памир издавна привлекал внимание исследователей благодаря особенностям своего геологического строения. Эти особенности обусловливают особую значимость Памира для изучения коллизионных орогенов и эволюции системы Индия–Евразия (Schwab et al., 2004). Однако наибольший интерес исследователей на Памире был проявлен к щелочным калиевым породам, ввиду их редкости, необычного минерального состава и приуроченности к рудным проявлениям. По данным С. П. Соловьёва (1952), среди глубинных магматических образований щелочные породы составляют лишь около 0,4% выходов, причём калиевые разновидности встречаются ещё реже, чем натровые, и формируют, как правило, небольшие массивы. Несмотря на масштабные геологические исследования, калиевые щелочные породы на Памире были обнаружены лишь во второй половине XX века, главным образом в связи с картированием гранитоидов повышенной щелочности. Первые находки были сделаны в 1956–1958 гг. А. М. Месхи, А. И. Проскурко, Н. К. Морозенко и другими исследователями в районах рек Дун-Кельды, Зорк-Чиченд и Агаджик-Джилга, где были описаны сиениты, сиенит-порфиры, пироксен-санидиновые породы и другие, нередко ассоциирующие с зонами флюоритизации и брекчирования (Дмитриев, 1976). Эти комплексы в ряде случаев имели тесную связь с известково-щелочными гранитоидами и формировались на заключительных стадиях киммерийского и альпийского тектономагматических циклов (Дмитриев, 1976).

Начиная с 1950-х годов в Памире стали выявлять и трубки взрыва щелочных пород, которые ранее связывались преимущественно с кимберлитовым магматизмом (Дмитриев, 1966). Особый интерес вызвали находки ксенолитов эклогитов в щелочных вмещающих породах, что свидетельствует о большой

глубине зарождения щелочной магмы. Ксенолиты глубинных метаморфических пород в значительном количестве были установлены лишь в двух трубках взрыва Восточного Памира — «Лейцитовая» и «Эклогитовая»; в остальных телах они редки (Дмитриев, 1966; 1976).

Впервые минералого-петрографические характеристики глубинных ксенолитов, включая эклогиты, из трубки взрыва Восточного Памира приводятся в работе Э.А. Дмитриева 1966 года. В ней он отметил сходство эклогитов из трубки, сложенной фергусит-порфирами, с эклогитами кимберлитовых трубок взрыва, при этом выявляя отличия с типичными метаморфическими эклогитами (Дмитриев, 1966). Б.Г. Лутц (1970) дал краткую характеристику глубинных ксенолитов в трубках взрыва Восточного Памира, выделяя три ассоциации: гранат-пироксеновые эклогиты, эклогитоподобные диопсид-гранат-плагиоклазовые породы (иногда с кианитом), и типичные эклогиты. Он также подчеркивал сходство этих пород с ксенолитами в кимберлитах. В 1976 году вышла монография Э.А. Дмитриева «Кайнозойские калиевые щелочные породы Восточного Памира», в которой он привёл подробное геологическое описание Восточного Памира, а также внутреннее строение массивов калиевых щелочных пород и последовательность их формирования (Дмитриев, 1976). Значительное внимание уделено исследованию минералого-геохимических особенностей глубинных ксенолитов в трубках взрыва калиевых щелочных пород, а также описанию калиевых щелочных пород Памира в целом.

С тех пор исследование ксенолитов трубок взрыва Памира замедлилось и с новой силой началось лишь в начале 2000-х. Одним из первых, кто возобновил исследования, был В.С. Лутков (2003) — в своей работе он подробно исследовал ксенолиты эклогитов (кианитсодержащих и плагиоклазовых разновидностей), гранатовых пироксенитов, гранулитов, эклогитоидов и флогопитовых пироксенитов-глиммеритов из трубок взрыва Восточного Памира. Он первым выполнил термобарометрические расчёты для Памирских ксенолитов и показал, что эклогиты формировались при давлениях до 36 кбар и температурах около 1100–1200 °C, гранулиты — при 20–28 кбар и 900–1000 °C, а гранатовые пироксениты

— при промежуточных условиях, порядка 25–30 кбар и 1000–1100 °C, что соответствует глубинам 60–110 км. В отличие от своих предшественников В.С. Лутков выявил значительные отличия глубинных ксенолитов Восточного Памира не только от ксенолитов коровых метаморфических комплексов, но и от мантийных ксенолитов в кимберлитах и щелочных базальтах, а также от эклогитов. Автором было выделено две петрогенетические серии глубинных включений: (1) эклогит-гранулит-латитовую, близкую по составу к зрелым островным дугам, и (2) субщелочную калиевую серию, отражающую процессы андезит-дацит-риолитовой эволюции в условиях мощного континентального субстрата ($P \geq 35–40$ кбар). Показано также петрохимическое родство мантийных и нижнекоровых ксенолитов (эклогитов, гранулитов, эклогитоидов), связываемое с кристаллизацией дифференцированных субщелочных калиевых базитовых магм на разных уровнях литосферы (Toft et al., 1989; Лутков, Луткова, 1998; Лутков, Могаровский, 1999).

Параллельно с работой В. С. Луткова (2003) ксенолиты Восточного Памира исследовали Ducea et al. (2003), которые одними из первых применили комплекс геохимических и изотопно-геохронологических методов для определения возраста как самих ксенолитов, так и времени их вынесения на поверхность. До этого возраст ксенолитов оценивался лишь приблизительно — по возрасту вмещающих калиевых щелочных пород и их стратиграфическому положению (Дмитриев, 1976). На основании термобарометрических и геохимических данных было показано, что эклогиты и гранулиты имеют коровое происхождение, тогда как вебстериты, вероятно, являются мантийными образованиями. Изотопные данные по цирконам и монацитам свидетельствуют, что их протолиты имели гондванское происхождение и были погружены в раннем кайнозое на глубину более 50–80 км во время начальной стадии коллизии Индии и Азии. Авторы сделали вывод о раннем утолщении коры, частичном плавлении нижней коры и сохранении Памира как приподнятого плато на протяжении большей части кайнозоя.

В работе Hacker et al. (2005) было высказано предположение, что Памир и Тибет имеют сходное строение нижней коры: её южная часть представлена корой гондванского происхождения, переработанной в результате мелового дугового

магматизма, тогда как северная часть сложена преимущественно обломочными осадочными породами. В работе были показаны комплексные исследования ксенолитов эклогитов, гранулитов, пироксенитов и вебстеритов. Результаты показали, что эклогиты и гранулиты фиксируют давления 2.2–2.8 ГПа и температуры до 1000–1100 °C (глубина порядка 70–100 км), что совпадает с данными предыдущих исследователей (Лутков, 2003, 2005). Помимо этого, был определён возраст извержения вулканитов по биотиту/флогопиту из ксенолитов с помощью метода $^{40}Ar/^{39}Ar$, получив значения около 11–11.5 млн лет. U–Pb датирование циркона и монацита из ксенолитов позволило получить сведения о возрасте исходных пород и времени их последующих метаморфических преобразований. Авторы пришли к выводу, что эклогиты и гранулиты представляют собой фрагменты нижней континентальной коры, переработанной в условиях коллизионной зоны Индия–Евразия, тогда как часть вебстеритов имеет мантийное происхождение. Эти ксенолиты рассматриваются как одни из самых глубоких проб континентальной коры, доступных из коллизионных орогенов, и отражают процессы частичного плавления и дегидратации нижней коры в ходе её утолщения (Корсаков и др., 2025).

Предыдущие исследования также обнаружили наличие расплавных включений в минералах памирских ксенолитов, впервые это было отмечено в работе Chupin et al. (2001), а позднее — Ducea et al. (2003) и Hacker et al. (2005). Позднее Чупин и др. (2006) выявили расплавные включения также в скаполите скаполитсодержащих гранулитовых ксенолитов и впервые провели их минералого-геохимический анализ (Мадюков и др., 2011). Полученные ими результаты послужили свидетельством того, что формирование включений происходило в условиях высоких температур (около 1000–1200 °C) и значительного давления флюидов, богатых CO_2. Авторы сделали вывод, что образование скаполита отражает участие флюидной фазы при глубинных процессах в нижней коре и верхней мантии Памира, а его состав может служить индикатором содержания летучих компонентов в породах-источниках калиевых щелочных магм. Наиболее вероятным механизмом образования скаполитсодержащих гранулитов Мадюков с

соавторами (2011) считают инконгруэнтное плавление карбонатсодержащих биотит-кварц-плагиоклазовых пород в условиях нижней коры. Скаполит формировался вместо плагиоклаза при высоких содержаниях CO_2 и Cl в присутствии богатого CO_2 флюида.

В работе Gordon et al. (2012) были изучены ксенолиты эклогитов, гранулитов и вебстеритов. Авторы впервые применили кислородно-изотопную термометрию и псевдосекционные расчёты к ксенолитам Восточного Памира. В результате они установили, что данные ксенолиты формировались в условиях высоких температур (до 1100 °C) и давлений (до 33 кбар), соответствующих глубинам 60–100 км, а также впервые количественно оценили геотермический градиент нижней коры Памира (~12–13 °C/км) и показали, что эволюция ксенолитов включала стадии дегидратационного плавления с последующим охлаждением и декомпрессией.

Используя ксенолиты эклогитов и гранулитов из диатрем Дункельдыкского поля Восточного Памира, Kooijman et al. (2017) впервые продемонстрировали возможность применения термохронологии рутила для датирования магматических процессов. Авторы определили точный возраст извержения калиевых щелочных пород — 11,17 ± 0,06 млн лет, подтвердив надёжность рутила как термохронометра. На основе U–Pb-данных по цирконам и монацитам были выделены несколько возрастных популяций (55–11 млн лет), отражающих этапы прогрессивного погружения и переработки пород. Показано, что до 24–20 млн лет ксенолиты находились на глубинах 30–40 км при 720–750 °C, затем подверглись плавлению и уплотнению и были быстро погружены до 80–90 км (≈930 °C), достигнув к 14–13 млн лет мантийных глубин. Основной результат работы — реконструкция скоростей погружения (0,9–1,7 → 4,7–5,8 мм/год) и доказательство процессов погружения нижней коры Памира.

В работе Hong et al. (2019) основное внимание авторы уделили цирконам, проведя SHRIMP-U–Pb датирование, изучение внутренней структуры и состава минералов. Полученные данные показали, что цирконы фиксируют несколько этапов: магматические протолиты мезозойского возраста (200–120 млн лет), позднемеловые–палеогеновые события (~90–60 млн лет), а также миоценовые

события (~25–12 млн лет), связанные с последним этапом погружения и плавления. Эти результаты позволили авторам заключить, что эклогитовые и гранулитовые ксенолиты Памира являются продуктом многостадийной переработки континентальной коры, включающей магматизм, захоронение, высокобарический метаморфизм и частичное плавление в условиях высоких давлений (>2–2.5 GPa) и температур (до 750–900 °C), характерных для утолщённой коры в ходе Индо-Евразийской коллизии.

Одной из последних работ является работа Li et al. (2023), в которой были исследованы эклогиты, гранулиты, пироксениты, вебстериты. Эти породы интерпретируются как фрагменты нижней континентальной коры и переходной зоны кора–мантия, вынесенные на поверхность в составе калиевых щелочных магм миоценового возраста. Минеральные парагенезисы и химический состав позволили реконструировать условия их формирования: давления 2.0–2.8 ГПа (в одном образце эклогита до 4,3 ГПа) и температуры 800–1100 °C, что соответствует глубинам порядка 70–90 км. Основной целью исследования было уточнение состава и эволюции нижней коры Памира и выявление её роли в коллизионных процессах Индо-Евразийского орогена. Принципиально новым результатом работы стало обоснование модели, согласно которой в результате тектонических процессов коровый материал Памира был погружён на мантийные глубины, где подвергся высокотемпературному метаморфизму, частичному плавлению и последующей плотностной дифференциации. В миоцене часть этих пород была захвачена ультракалиевыми магмами и вынесена на поверхность. Важным достижением стало и проведение комплексного анализа различных литологий ксенолитов, показавшего их совместное участие в едином процессе глубинной эволюции, а также установление ключевой роли магматического андерплейтинга и переработки нижней коры в формировании современной геодинамической структуры региона.

В целом предшествующие исследования глубинных ксенолитов Памира были ориентированы преимущественно на изучение их петрографических особенностей и определение P–T-условий метаморфизма на ограниченном числе

образцов, а также на получение геохронологических данных и построение крупномасштабных геодинамических моделей. При этом кианитсодержащие ксенолиты, хотя и признавались важным индикатором высоких давлений, рассматривались лишь как часть общей выборки: для них практически отсутствует систематическое сравнение минералогии и геохимии разных типов пород. В связи с этим в диссертации на примере представительной коллекции (~40 образцов) трёх типов кианитсодержащих ксенолитов из трубки взрыва «Эклогитовая» детально исследованы петрография, минеральные ассоциации и химический состав пород и минералов. Такой подход позволяет на основе свойств отдельных минералов реконструировать условия высокобарического метаморфизма и многостадийную эволюцию минеральных ассоциаций глубинной коры Восточного Памира, которые ранее оставались слабо изученными.

1.2. Роль кианита в реконструкции P–T параметров высокобарических пород

Возможности реконструкции P–T-условий высокобарических пород во многом определяются составом минеральной ассоциации. В биминеральных эклогитах, сложенных преимущественно гранатом и клинопироксеном (омфацитом), набор применимых методов обычно ограничен гранат-клинопироксеновыми Fe–Mg-обменными термометрами, позволяющими оценивать температуру равновесия этих фаз (Ellis and Green, 1979; Krogh, 1988; Ravna, 2000; Nakamura, 2009 и другие). При этом независимое определение давления для таких ассоциаций затруднено и часто требует использования дополнительных допущений, например проекции температурных оценок на геотермы (Hasterok, Chapman, 2011). Присутствие кианита существенно расширяет геотермобарометрический потенциал эклогитов. В кианитсодержащих эклогитах становятся применимыми равновесия с участием граната, клинопироксена, кианита, фенгита и кварца/коэсита, которые используются для оценки P–T-параметров высоко- и ультравысокобарических ассоциаций (Krogh Ravna, Terry,

2004). Таким образом, кианитсодержащие эклогиты являются более информативными по сравнению с биминеральными гранат-омфацитовыми разновидностями, поскольку присутствие кианита позволяет использовать дополнительные минеральные равновесия и получать более надёжные оценки давления метаморфизма.

Зависимость применяемых термобарометрических методов от минерального состава хорошо прослеживается и на примере метапелитовых пород. В метапелитах широко используются гранат–биотитовые термометры (Ferry, Spear, 1978; Holdaway, 2000), а также барометры, основанные на ассоциациях Grt–Bt–Pl–Qz и Grt–Ms–Pl–Qz (Wu et al., 2004; Wu, Zhao, 2006). Однако при отсутствии в породе биотита или мусковита набор доступных термобарометрических методов заметно сокращается. Поэтому присутствие кианита имеет важное значение, поскольку позволяет использовать Grt-Pl-Qz-Als (GASP) барометр (Holdaway, 2001). Поэтому наличие кианита увеличивает число потенциально применимых минеральных равновесий и позволяет более полно оценивать условия формирования высокоглинозёмистых метаморфических пород.

Таким образом, кианитсодержащие ассоциации имеют важное значение не только как индикаторы высокобарического метаморфизма, но и как более информативные объекты для реконструкций температур и давления формирования пород.

1.3. Катодолюминесцентные характеристики кианита как индикатор метаморфической эволюции

Кианит — распространённый, химически простой полиморф Al_2SiO_5, давно использующийся в качестве индекс–минерала для оценки степени метаморфизма (Barrow, 1893). Ранние работы по изучению полиморфных модификаций Al_2SiO_5 показали, что кианит, силлиманит и андалузит являются надежными индекс-минералами, формирующимися при высоком давлении — кианит, высокой температуре — силлиманит, и при низком давлении — андалузит (Miyashiro, 1949;

Clark et al., 1957). Однако из-за простого стехиометрического состава Al_2SiO_5 количественные оценки температуры и давления, а также детальная реконструкция метаморфической эволюции традиционно основывались на минералах с переменным составом (гранат, плагиоклаз, биотит, амфибол), для которых хорошо изучено влияние условий метаморфизма на обменные реакции и химическую зональность (Ferry, Spear, 1978; Hollister, 1966; Tracy et al., 1976; Spear et al., 1984; Spear, Kohn, 1996; Kohn, 2014; Morteani, Raase, 1974; Pearce, Wheeler, 2010; Spear, Selverstone, 1983; Lanari, Engi, 2017). В то же время недавние исследования показывают, что фазы с формально простым составом, включая кианит, также могут демонстрировать выраженную зональность по микроэлементам (Müller et al., 2016; Kendrick, Indares, 2018; Peterman et al., 2021; Phillips et al., 2023), что существенно расширяет их потенциал в качестве носителей информации о P–T–t-эволюции метаморфических комплексов.

Кианит может содержать заметные количества микроэлементов, прежде всего Fe, Ti, V и Cr, а также ряд других примесей в диапазоне от сотен до десятков тысяч ppm (Albee, Chodos, 1969; Chinner et al., 1969; Herz, Dutra, 1964; Pearson, Shaw, 1960; Deer et al., 1997; Neiva, 1984; Müller et al., 2016). Наиболее распространённой примесью является железо (обычно ~500–20 000 ppm), для которого показана зависимость содержания от условий окислительно-восстановительной обстановки кристаллизации (Müller et al., 2016; Tarantola et al., 2019). Существенные количества Ti, V и Cr могут быть связаны как с составом протолита, так и с участием ранее существовавших минералов, замещаемых кианитом (Yang, Rivers, 2001; Müller et al., 2016; Kendrick, Indares, 2018). Известно, что концентрации Ti и Cr в ряде случаев коррелируют с температурой и/или активностью соответствующих компонентов в системе (Müller et al., 2016; Kendrick, Indares, 2018), тогда как Fe и другие элементы могут дополнительно контролироваться параметрами флюида и fO_2. Микроэлементный состав кианита также способен влиять на его окраску (Faye, Nickel, 1969; Owens, Dickerson, 2001; Chadwick, Rossman, 2009; Tarantola et al., 2019), что подчёркивает роль изоморфных примесей в формировании оптических и спектральных свойств минерала.

Катодолюминесцентная (КЛ) микроскопия широко используется для выявления внутреннего строения кристаллов различных минералов (карбонаты, циркон, алмаз и многие другие) и выделения разных генераций их роста, реакционных кайм и зон деформации, что хорошо показано на примере циркона и кварца (Hanchar, Miller, 1993; Corfu et al., 2003; Götze et al., 2001; Wark, Spear, 2005; Rubatto, 2017). Кианит нередко демонстрирует в КЛ секториальную, осцилляторную и мозаичную зональность, отражающую сложную историю его роста (Schertl et al., 2004; Götze et al., 2013; Müller et al., 2016; Kendrick, Indares, 2018). Основную роль в формировании катодолюминесцентного свечения кианита играют изоморфные примеси: красное свечение связано преимущественно с центрами Cr^{3+}, замещающими Al^{3+} в структуре кианита (Wojtowicz, 1991; Pagel et al., 2000; Müller et al., 2016), тогда как низкоинтенсивное синее излучение коррелирует с содержанием Ti и приписывается дефектам, обусловленным Ti^{4+}/Ti^{3+} (Gaft et al., 2013; Götze et al., 2013). Железо, напротив, выступает эффективным гасителем КЛ: при содержании Fe выше ~3000 ppm кианит обычно практически не люминесцирует, а повышенные концентрации Fe способны гасить красную Cr-индуцированную эмиссию даже при заметном содержании Cr (Marshall, 1988; Habermann, 2002; Müller et al., 2016). В отдельных случаях на интенсивность КЛ могут дополнительно влиять V, Li, Ga и другие элементы (Horkley et al., 2013; Kendrick, Indares, 2018). Таким образом, вариации концентраций микроэлементов Cr, Ti и Fe, а также сопутствующих примесей контролируют цвет кианита и интенсивность его КЛ-излучения. КЛ-изображения позволяют экспрессно визуализировать тонкую микроэлементную зональность, которая зачастую слабо различима на рентгеновских картах и несёт важную информацию о метаморфической эволюции минерала.

Помимо изоморфных примесей, на катодолюминесценцию кианита заметно влияют физические факторы. Показано, что кристаллографическая ориентация, наличие двойников и слабых деформационных микроструктур могут существенно изменять интенсивность КЛ-свечения при практически неизменном химическом составе, что связано с анизотропией структуры (Schertl et al., 2004; Götze et al., 2013;

Kendrick, Indares, 2018). Важную роль играет и радиационное воздействие от соседних U–Th–REE-богатых акцессорных минералов: вокруг включений монацита и других фосфатов формируются ярко люминесцирующие ореолы, обусловленные радиационным повреждением структуры кианита и локальным перераспределением примесей, причём такие ореолы хорошо различимы в КЛ, но слабо проявлены в обычной оптической микроскопии (Rezvukhina et al., 2020).

Неоднородность внутреннего строения кианита многие исследователи связывают с вариациями составов, обусловленными различиями протолитов (Müller et al., 2016). Однако недавние исследования показывают, что реакции, в ходе которых образуется кианит, а также последующее реакционное воздействие на него (перекристаллизация, замещение и др.) оказывают существенное влияние на формирование зональности в растущих кристаллах кианита (Kendrick, Indares, 2018; Phillips et al., 2023; Blereau et al. 2024; Nerone et al., 2025). Образование кианита в метаморфических породах высокого и сверхвысокого давления может быть связано с несколькими механизмами кристаллизации. В высокоглинозёмистых породах нуклеация и рост порфиробластов кианита могут начинаться при температуре ~505-550 °C в условиях ниже солидуса, в результате замещения других алюмосиликатных фаз (Spear, Pattison, 2017), например пирофиллита (Фонарёв, Иванов, 1972) или ставролита (Chinner, 1965):

- Prl = Ky + Qz + H_2O
- St + Qz = Grt + Ky + H_2O.

Многие исследования показывают, что такой кианит не проявляет выраженной катодолюминесценции и характеризуется низкими концентрациями хрома и, нередко, железа (Müller et al. 2016; Nerone et al., 2025). В условиях частичного плавления кианит является продуктом реакции инконгруэнтного плавления мусковита (Groppo et al., 2010; Groppo et al., 2012; Gao et al., 2017; Imayama et al., 2019):

- Ms + Qz = Ky + Kfs + L.

Кианит, образовавшийся в результате такой реакции, обогащается примесями Cr, V, Fe и Ti, высвобождающимися при распаде мусковита (Müller et al., 2016; Kendrick, Indares, 2018; Peterman et al., 2021; Phillips et al., 2023; Nerone et al., 2025). При повышенных концентрациях хрома такой кианит проявляет яркую красную люминесценцию (Phillips et al., 2023; Nerone et al., 2025). С увеличением температуры происходит дегидратационное плавление биотита, в ходе которого часть кианита расходуется на реакцию (Groppo et al., 2010; Groppo et al., 2012; Imayama et al., 2019):

- Bt + Ky + Qz = Grt + Kfs + L.

Последующее охлаждение образовавшегося расплава приводит к возобновлению роста кианита, который либо образует каймы вокруг раннего кианита, либо формирует отдельные идиоморфные зёрна в основной массе – магматический кианит. Такой ретроградный кианит может быть как обеднён (Nerone et al., 2025), так и обогащён примесями Cr, V, Fe и Ti (Kendrick, Indares, 2018).

Одним из основных механизмов образования кианита в мафических породах являются высокобарические реакции, приводящие к перераспределению Al между плагиоклазом, пироксеном, Na–слюдами и кианитом. Наиболее часто появление кианита рассматривают как результат распада анортитового компонента плагиоклаза по реакциям (Newton, Kennedy, 1963; Goldsmith, 1980, 1981; Essene, 1989):

- An = Grs + Ky + Qz
- An + H_2O = Ky + Zo + Qz
- Ca–Pl + H_2O = Zo + Ky + Qz.

Поскольку плагиоклаз обычно характеризуется низкими концентрациями Cr (Aigner-Torres et al., 2007), а красная катодолюминесценция кианита связана именно с Cr, образующийся при распаде плагиоклаза кианит также будет обеднён

Cr и, следовательно, не сможет проявлять выраженную красную катодолюминесценцию (Müller et al., 2016; Peterman et al., 2021). Помимо этого, существуют данные о том, что распад кальциевой молекулы Чермака (CaTs) в сочетании с кварцем также может приводить к образованию гроссуляра и кианита (Essene, 1989):

- CaTs + Qz = Grs + Ky.

Ещё одной из возможных реакций является разложение парагонита по реакции (Holland, 1979):

- Pg = Jd + Ky + H_2O.

Парагонит, как и мусковит, может выступать концентратором Cr, поэтому кианит, образующийся по этой реакции, потенциально способен наследовать повышенные содержания хрома и проявлять красную катодолюминесценцию.

В связи с этим применение метода катодолюминесцентной микроскопии к кианиту позволяет выявлять его внутреннее строение и распределение химических примесей, что в сочетании с минералого-геохимическими данными существенно повышает информативность кианита при реконструкции условий формирования и метаморфической эволюции пород.

1.4. Частичное плавление пород континентальной коры при высоких давлениях

Экспериментальные и природные данные показывают, что частичное плавление глубоко субдуцированной континентальной коры может происходить в широком диапазоне давлений: от высокобарических (>1 ГПа, Enami et al., 2004) до ультравысокобарических (>2,5–3 ГПа, Stepanov et al., 2014; Shatsky et al., 2015) условий. Для систем метапелитов и метаграувакк ключевую роль играют водосодержащие фазы, прежде всего фенгит и биотит, благодаря которым H_2O и крупноионные литофильные элементы (LILE) могут переноситься на значительные

глубины (Hermann, Green, 2001; Hermann, Spandler, 2008, Sokol et al., 2024). При повышении температуры разложение водосодержащих минералов, прежде всего фенгита и биотита, может сопровождаться частичным плавлением с образованием расплавов преимущественно гранитного состава, обогащённых калием, и преобразованием минеральных ассоциаций с участием граната, клинопироксена, кианита, кварца/коэсита и калиевого полевого шпата (Hermann, Green, 2001; Auzanneau et al., 2006; Hermann, Spandler, 2008). В экспериментах Auzanneau et al. (2006) было показано, что при декомпрессии субдуцированной континентальной коры в метаграувакках может возникать плавление в области перехода от эклогитовой к амфиболитовой фации, а количество расплава возрастает при снижении давления от 5 до 2,5–2,3 ГПа.

Для мафических пород и эклогитов частичное плавление (Wang et al., 2014; Cao et al., 2017) также рассматривается как важный процесс, особенно на стадиях субизотермической декомпрессии высокобарических комплексов (Корсаков и др., 1998; Hermann et al., 2001). Экспериментальные работы показывают, что плавление метабазитов и эклогитов может приводить к образованию силикатных расплавов тоналитового и трондьемитового состава в зависимости от исходного состава породы, содержания флюида, давления, температуры и остаточного минерального парагенезиса (Klemme et al., 2002; Kogiso, Hirschmann, 2006; Zhang et al., 2013). Подобная интерпретация подтверждается и природными наблюдениями: в ультравысокобарических породах Кокчетавского массива трондьемитовая жила, секущая тело эклогита, рассматривается как продукт частичного плавления эклогита на основании её геохимических характеристик и распределения редкоземельных элементов (Shatsky et al., 1999; Dobretsov and Shatsky, 2004). В таких системах гранат, клинопироксен, рутил, циркон, апатит и другие акцессорные фазы существенно контролируют распределение редких и несовместимых элементов между расплавом и реститом (Klemme et al., 2002; Rubatto, Hermann, 2007).

Природные объекты подтверждают, что частичное плавление эклогитов и высокобарических гранулитов может фиксироваться как на микроскопическом, так и на макроскопическом уровне (Zhong et al., 1999; Hermann et al., 2001; Hacker et al.,

2005; Holness, Sawyer, 2008; Gao et al., 2012; Wang et al., 2014; Zhang et al., 2015; Cao et al., 2017). В эклогитах орогена Сулу описана последовательная эволюция от отдельных капель расплава по границам зёрен до формирования взаимосвязанной сети микрожил, лейкосомных каналов и даек; лейкосома в таких породах представлена кварц-полевошпатовым агрегатом и интерпретируется как закристаллизованный расплав, образованный при плавлении эклогита (Wang et al., 2014). Сходные признаки частичного плавления описаны для эклогитов Северо-Цайдамского ультравысокобарического метаморфического пояса (Северный Тибет), где полевошпат-кварцевые жилы связываются с дегидратационным плавлением цоизита и натрового амфибола на стадии высокобарического метаморфизма гранулитовой фации при эксгумации (Cao et al., 2017).

Частичное плавление высокобарических пород может быть вызвано как повышением температуры, так и декомпрессией, а также высвобождением водного флюида при разложении водосодержащих минералов (Hermann, Green, 2001; Auzanneau et al., 2006; Hermann, Spandler, 2008; Wang et al., 2014; Cao et al., 2017). Его признаками являются появление водосодержащих гранитных–трондьемитовых расплавов, образование лейкосом и фельзических жил, наличие расплавных (Чупин и др., 2006; Мадюков и др., 2011) или полиминеральных включений в гранате, кианите и других минералах, а также перераспределение несовместимых и редкоземельных элементов между расплавом и реститом (Hacker et al., 2005; Auzanneau et al., 2006; Rubatto, Hermann, 2007; Wang et al., 2014; Cao et al., 2017).

Расплавы, образующиеся при частичном плавлении континентальной коры в высокобарических условиях, обычно имеют кислый, преимущественно гранитный–гранодиоритовый состав и обогащены летучими компонентами и несовместимыми элементами (Kessel et al., 2005; Hermann, Rubatto, 2009). Для них характерно накопление LILE и LREE (лёгких редкоземельных элементов), а также таких элементов, как Cs, Rb, Ba, Th, U, Pb, Li и B. Миграция таких расплавов из глубоко субдуцированной континентальной коры способствует поступлению коровых компонентов в мантию и может приводить к её метасоматическому преобразованию и обогащению несовместимыми элементами (Zheng, 2019; Borghini et al., 2020).

Непосредственное определение состава коровых расплавов в природных высокобарических комплексах существенно затруднено вследствие их перекристаллизации при охлаждении и эксгумации пород. В регионально метаморфизованных комплексах захваченные порции расплава, как правило, кристаллизуются с образованием полиминеральных включений (наногранитоидов), тогда как первичное стекло сохраняется значительно реже (Cesare et al., 2015; Bartoli et al., 2016). Напротив, быстрый вынос глубинных ксенолитов способствует закалке расплава и сохранению стекловатых включений, что позволяет непосредственно определять химический состав глубинных коровых расплавов (Chupin et al., 2010; Acosta–Vigil et al., 2007; Cesare et al., 2007).

Для памирских глубинных ксенолитов процессы частичного плавления ранее рассматривались как важный механизм формирования и преобразования нижнекорового вещества самого Памира. Hacker et al. (2005) связывали эволюцию этих пород с высокобарическим дегидратационным плавлением (до 40 об.%) и экстракцией этого расплава, калиевым метасоматозом и последующим твердофазным переуравновешиванием глубоко субдуцированной континентальной коры. Независимые прямые свидетельства участия расплава были получены при изучении первичных расплавных включений в минералах гранулитов и эклогитоподобных пород из диатрем Памира (Чупин и др., 2006; Мадюков и др., 2011, Корсаков и др., 2025). В гранате, кианите и ряде других породообразующих и акцессорных минералов были обнаружены включения кислых силикатных расплавов, что позволило предположить широкое развитие инконгруэнтного плавления при формировании этих пород (Чупин и др., 1993; Chupin et al., 2001; Чупин и др., 2006; Мадюков и др., 2011, Корсаков и др., 2025).

Таким образом, данные по расплавным включениям и геохимические особенности высокобарических пород позволяют рассматривать глубинные ксенолиты как важный источник информации о процессах частичного плавления континентальной коры на разных уровнях глубинности, а также о составе этих расплавов.

ГЛАВА 2. АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ КСЕНОЛИТОВ

Исследование минералого-петрографических и геохимических особенностей кианитсодержащих ксенолитов трубки взрыва «Эклогитовая» проводилось с использованием современных прецизионных методов, используемых в геологии. Основная аналитическая работа проводилась в Центре коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований (Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск).

Содержания основных породообразующих оксидов в ксенолитах были определены методом рентгенофлуоресцентного анализа на спектрометре ARL 9900XP (Termo Fisher Scientific). Точность определений нижних границ концентраций составляла 0,1 %. Измерение концентрации рассеянных и редкоземельных (РЗЭ) элементов в ксенолитах осуществлялось с помощью метода масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT (Finnigan Mat) с ультразвуковым распылителем U-5000AT+. Анализ проводился с применением внутреннего стандарта – индия; пределы обнаружения элементов составляли 0.1 мкг/г.

Метод оптической микроскопии использовался для изучения минералого-петрографического состава и структурных особенностей, а также для выявления включений и акцессорных минералов в ксенолитах. Петрографическое исследование проводилось в ИГМ СО РАН на микроскопе Olympus BX51, совмещенном с фотовидеокамерой высокого разрешения Olympus COLOR VIEW III.

Исследование минералогического и химического составов, а также более детальное изучение взаимоотношения минеральных фаз породообразующих и акцессорных минералов проводилось с помощью сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) Tescan MIRA 3 LMU, оснащенного детектором Oxford Instruments INCA Energy 450 + (EDS). Измерения плоскополированных пластинок ксенолитов с углеродным напылением проводились в условиях низкого вакуума

при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе электронного пучка 1 нА и времени сбора данных в режиме реального времени 20 с на анализ (дополнительные аналитические данные приведены в работе Лаврентьева и др., 2015).

Детальное изучение химического состава первичных породообразующих минералов (гранат, клинопироксен, кварц, кианит, полевые шпаты) проводилось на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA-8100. Анализ проводился при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе пучка 50 нА при размере пучка 1-2 мкм.

Определение концентрации Ti в кварце выполнено на электронно-зондовом микроанализаторе Cameca SX100 в ЦКП «Геоаналитик» (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург). Проведение анализа проходило при одновременном измерении сигнала при помощи 5 спектрометров (PET- кристалл) с током зонда — 200 нА и временем накопления импульсов в 200 с. Предел обнаружения Ti в кварце составлял 12 ppm. Определение концентраций Zr в рутиле проводилось на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA-8100. Измерение проходило с использованием стандарта $ZrSiO_4$ при токе зонда — 240 нА и времени накопления импульсов в 120 с. Предел обнаружения Zr в рутиле составлял 64 ppm.

Для определения внутреннего строения кианита из ксенолитов использовались катодолюминесцентные изображения в цвете, полученные с помощью микроскопа ZEISS Axio Lab A1 с катодолюминесцентной приставкой CITL MK5-2 (Лаборатория эволюции палеоокеанов и мантийного магматизма, НГУ, г. Новосибирск). Измерения проводились при токе пучка 240 мкА, напряжении 20 кВ и рабочем вакууме 0,033 мбар. Дополнительно были получены катодолюминесцентные снимки кианита из фельзических гранулитов со сканирующего электронного микроскопа Tescan Mira LMS (ЦКП «Геоаналитик», ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург) в условиях низкого вакуума при ускоряющем напряжении 20 кВ. Проведение катодолюминесцентной спектроскопии кианита осуществлялось с помощью сканирующего электронного микроскопа Jeol JSM6390LV, оборудованного приставкой Horiba H-CLUE iHR500 (ЦКП «Геоаналитик», ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург) при ускоряющем напряжении 20

кВ с использованием дифракционной решётки 150 штр./мм, время накопление спектра составляло 20 с.

Изотопный состав углерода ($\delta^{13}C$) определялся с помощью масс-спектрометра Finnigan MAT Delta, работающего в режиме двойного ввода. Точность измерения $\delta^{13}C$ графита контролировали с помощью международного стандарта USGS-24 ($\delta^{13}C$ = −15,9‰) с точностью 0,1‰. Все значения $\delta^{13}C$ приведены относительно стандарта VPDB (более подробную информацию об анализе см. в работе Reutsky et al., 2012).

Конфокальные КР-карты графита были получены с помощью автоматизированного микроскопа Apyron. Система оснащена лазерами с длиной волны 488 и 632 нм. Для возбуждения и детектирования сигнала использовались объективы 100×/0.9 NA и 50×/0.55 NA. Мощность лазера составляла ~30 и ~46 мВт в различных измерениях, время интегрирования на точку – 3 с. Для рассеивания света использовалась дифракционная решетка 300 штр./мм, обеспечивающая спектральное разрешение около 4 $см^{-1}$ в спектральном диапазоне 100–4000 $см^{-1}$. Спектрометр UHTS600 был оснащен CCD камерой. Анализ данных проводился с помощью программного обеспечения WITec Project Plus.

Измерение рассеянных и редкоземельных элементов в породообразующих и акцессорных минералах кианитсодержащих ксенолитов проводилось методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и лазерной абляцией (LA-ICP-MS) в Центре коллективного пользования "Геодинамика и геохронология" (ИЗК СО РАН, г. Иркутск) и в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Данное исследование проводилось при помощи масс-спектрометра Agilent 7900, соединенного с системой лазерной абляции Analyte Excite. Основной рабочий диаметр пучка лазера – 60 мкм. Съемка каждого образца сопровождалась контрольным измерением стандартов (внешние стандарты: NIST 610, NIST 612 и BHVO2G; внутренние стандарты: Si для породообразующих граната, клинопироксена и кианита, Ti для рутила, Zr для циркона и Ca для монацита и апатита).

ГЛАВА 3. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЯ ТРУБКИ ВЗРЫВА «ЭКЛОГИТОВАЯ»

3.1. Геодинамические модели формирования Памира

Согласно классическим геодинамическим моделям континентальной коллизии, кайнозойское взаимодействие Индийской и Азиатской плит сопровождалось широкомасштабной деформацией не только в верхней и средней коре, но и в глубинных частях азиатской континентальной литосферы (England, Houseman, 1986; Tapponnier et al., 1982; Yin, 2010; Yin, Harrison, 2000). Для Памира в литературе рассматриваются две основные группы тектонических моделей, по-разному объясняющие строение его нижней коры и глубинной литосферы: модели внутриконтинентальной субдукции (Рис. 1а) и модели деламинации (Рис. 1б).

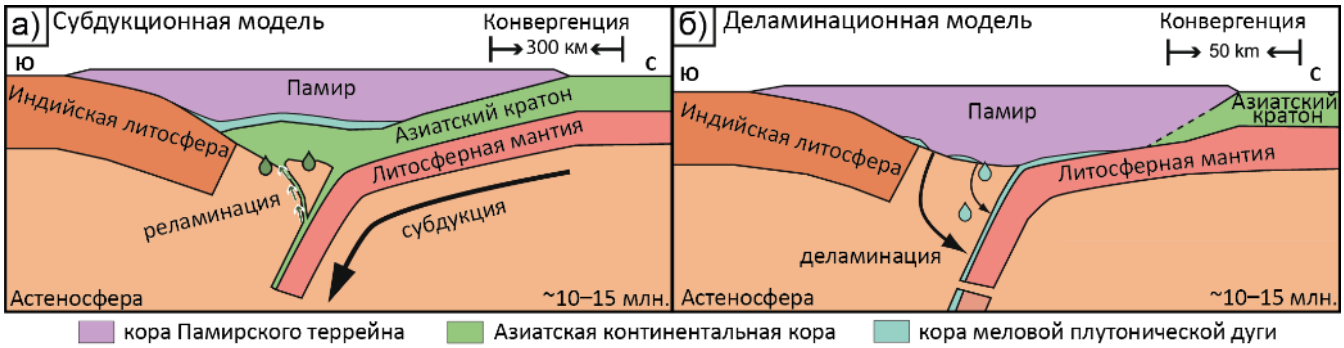


Рисунок 1. Концептуальные модели эволюции Памира по данным (Li et al., 2023): (а) модель внутриконтинентальной субдукции с реламинацией нижней коры; (б) модель литосферной деламинации Памира.

В рамках субдукционной модели формирование Памира связывается с погружением азиатской литосферы под его южную окраину и последующей частичной реламинацией корового материала к основанию памирской коры (Blayney et al., 2016, 2019; Burtman, Molnar, 1993; Schmidt et al., 2011; Sobel et al., 2013; Tapponnier et al., 1981). Эта модель предполагает значительное северное смещение Памира, оцениваемое примерно в 300 км, сопровождавшееся погружением континентальной литосферы Евразийской плиты (земной коры и литосферной мантии) под Памир на глубины более 400 км (Burtman, Molnar, 1993; Sobel et al., 2013; Zubovich et al., 2016; Kufner et al., 2016). По данным сейсмических

исследований, в верхней части погружающейся под Памир азиатской континентальной литосферы выделяется слой мощностью около 10–15 км, интерпретируемый как субдуцированная нижняя кора. В рамках модели внутриконтинентальной субдукции предполагается, что верхние и средние части континентальной коры отделялись от погружающейся плиты в результате субдукционной эрозии и впоследствии частично присоединялись к основанию коры Памира в процессе реламинации (Hacker et al., 2011; Molnar, Bendick, 2019; Schneider et al., 2013, 2019; Sippl et al., 2013; Sobel et al., 2013). В результате такой эволюции формируется трёхслойная кора, в которой наиболее глубокие уровни представлены реламинированным азиатским материалом, средние горизонты — породами, переработанными меловым дуговым магматизмом и кайнозойской реламинацией, а верхняя часть — гондванскими и северопамирскими террейнами.

Альтернативная модель связывает эволюцию Памира преимущественно с деламинацией его собственной нижней коры и литосферной мантии, а не с масштабной субдукцией азиатской континентальной литосферы под Памир (Chapman et al., 2017, 2018; Chen et al., 2018; Li et al., 2020; Rembe et al., 2021; Schneider et al., 2019). Согласно этой концепции, дугообразная форма Памира была унаследована от позднепалеозойской конфигурации южной окраины Азии, а не сформировалась в результате значительного северного смещения Памира в кайнозое (Chapman et al., 2017, 2018; Chen et al., 2018; Li et al., 2019; Robinson, 2015; Rembe et al., 2021). В ходе длительной эволюции мафически обогащённая нижняя кора, ранее изменённая в результате мелового дугового магматизма, постепенно отслаивалась от вышележащей литосферы. В этой модели Памир характеризуется преимущественно двухслойным строением: верхняя кора представлена гондванскими и северопамирскими террейнами, тогда как средняя и нижняя кора в значительной степени переработаны дуговым магматизмом или замещены породами дугового происхождения. Часть нижней коры могла впоследствии погружаться в мантию (Gordon et al., 2012; Hacker et al., 2000, 2005; Chapman et al., 2018; Li et al., 2020). Такая модель позволяет объяснить сравнительно небольшую величину кайнозойской деформации в предгорьях и согласуется с современными

сейсмологическими данными, свидетельствующими о погружении нижней части азиатской континентальной коры под Памир на мантийные глубины (Schneider et al., 2019; Li et al., 2020).

3.2. Геологическое описание Памира

Памир является западной окраиной Памиро–Тибетского орогена (Рис. 2a). Подобно Тибету, он представляет собой высокое плато с утолщённой земной корой ~65 км (Beloussov et al., 1980; Mechie et al., 2011), сформированной за счёт кайнозойского внутриконтинентального сжатия на 1800–2100 км (Johnson, 2002) в ходе коллизии Индии и Евразии. Современная геодинамика Памира характеризуется продолжающимся горизонтальным сжатием земной коры со скоростью 16–20 мм/год (Reigber et al., 2001; Mohadjer et al., 2010) и глубинной сейсмической активностью, интерпретируемой как возможное проявление внутриконтинентальной субдукции (Pegler, Das, 1998; Negredo et al., 2007).

Памир представлен последовательностью террейнов, ограниченных между собой сутурными зонами (Burtman, Molnar, 1993; Leven, 1995). Эти террейны вероятнее всего были образованы вдоль южной окраины Азии или же были присоединены к ней. На севере они ограничены Главным Памирским надвигом, который предположительно поглотил основную часть зоны кайнозойской конвергенции между Алайско–Таджикским Тянь-Шанем и Памиром (Burtman, Molnar, 1993). На западе и востоке этот надвиг переходит в Дарвазский и Кашгаро-Еченский транспрессионные разрывы соответственно; в результате чего Памир соединяется с Таджикской депрессией на западе и Таримской депрессией на востоке (Burtman, Molnar, 1993; Cowgill, 2010).

Северо-Памирские блоки (Дарваз-Ойтаг-Куньлунь и Каракуль-Мазар) представляют собой аккреционные дуговые системы, сформированные во время северной субдукции Палеотетиса в палеозое–триасе (Li et al., 2020; Rembe et al., 2021; Robinson et al., 2012; Schwab et al., 2004; Xiao et al., 2005). Южную границу северных террейнов ограничивает шов Танымаса, являющийся следствием закрытия Палеотетиса (~200 Ma) и разделяющий «азиатские» северные террейны

от «гондванских» центрально-южных (Angiolini et al., 2013; Robinson et al., 2012; Villarreal et al., 2020).

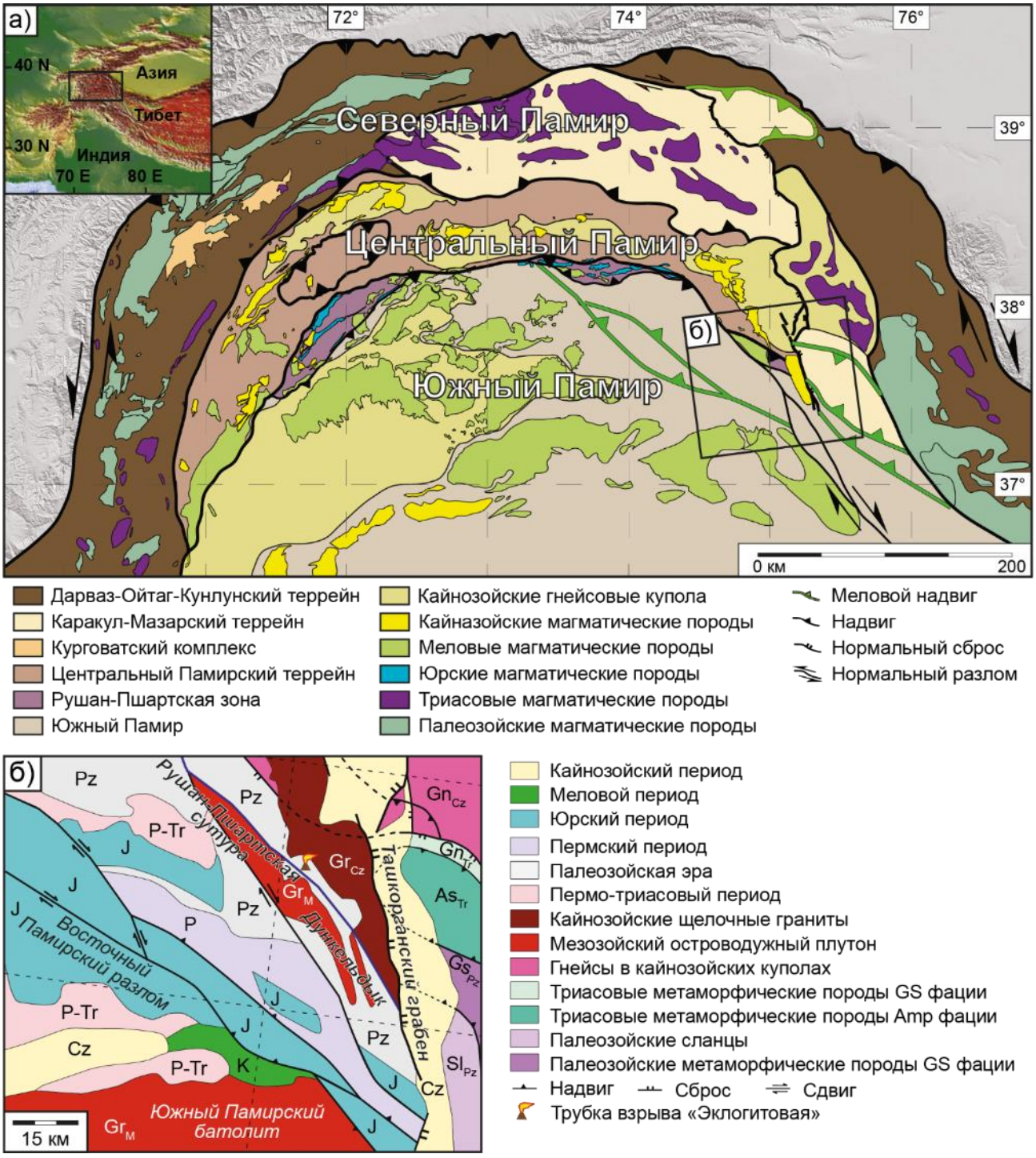


Рисунок 2. Геологическое строение Памира. (а) тектоническая карта Памира (модификация Robinson, 2015); (б) геологическая карта юго-восточного Памира с положением трубки взрыва «Эклогитовая» (модификация Hacker et al., 2005; Chapman et al., 2018; Robinson et al., 2007).

Центрально-Южно-Памирские и Каракорумский террейны представлены коровыми фрагментами, отделившийся от северной окраины Гондваны в позднем палеозое и затем присоединёнными к Азии (Angiolini et al., 2015; Gaetani et al., 1993; Robinson, 2015). Внутри Памира эти гондванские блоки разделены на три террейна (Центрально-Памирский, Южно-Памирский и Каракорумский) двумя сутурными зонами: Рушан-Пшарт на севере и Вахан-Тирич-Мир на юге. Обе зоны вероятнее всего являются бывшими локальными рифтовыми океаническими бассейнами (Angiolini et al., 2013; Villarreal et al., 2020; Zanchi et al., 2000; Zanchi, Gaetani, 2011), которые возникли в поздней перми–среднем триасе и закрылись в позднем триасе–ранней юре (Angiolini et al., 2013; Villarreal et al., 2020). Южная граница Каракорума проходит по Главному Каракорумскому надвигу, отделяющему его от вулканической дуги Кохистан–Ладакх.

3.3. Трубки взрыва Дункельдыкского магматического поля

Магматическое поле Дункельдык (Дмитриев, 1976) расположено между позднетриасово–раннеюрской сутурой Танымас, обращенной на юг, и позднеюрско–раннемеловой Рушано-Пшартской сутурой, обращенной на север (Рис. 2б), в области активных деформаций, связанной с зоной Каракорумского разлома (Leven, 1995; Schwab et al., 2004; Strecker et al., 1995). Это поле приурочено к кайнозойскому метаморфогенно-магматическому поясу, простирающемуся от Китайского Памира до Южного и Центрального Памира в Таджикистане. Сам пояс представлен базальтами, диоритами, гранодиоритами и лейкогранитами с эоценово-позднемиоценовым возрастом кристаллизации (Ratschbacher et al., 2013).

Дункельдыкское поле относится к самому позднему этапу магматической активизации Памира ~11 млн лет (Hacker et al., 2005) и представлено ультракалиевыми дайками, трубками и субвулканическими телами (4–7 мас.% K_2O; K_2O/Na_2O = 4–7), состав которых варьирует от щелочных базальтов до трахитов, сиенитов и карбонатитов (Дмитриев, 1976, Lutkov et al., 2005).

На сегодняшний день известно девять трубок взрыва Дункельдыкского поля. Они образуют цепочку длиной около 15 км и располагаются друг от друга через

0,2–1 км. Помимо почти изометричных в плане тел с диаметром 60–200 м встречаются и дайкообразные ответвления, которые отходят от основных тел или соединяют их. Падение всех тел крутое, практически вертикальное. Трубки взрыва Восточного Памира имеют схожее строение: сложены преимущественно фергуситами и фергусит-порфирами, местами присутствуют пироксен-санидиновые сиенит-порфиры. Вероятно, все тела сформировались из единой магматической камеры почти одновременно и извергались без значительных перерывов (Дмитриев, 1966; Дмитриев, 1976).

Извержение вулканитов поля Дункельдык, вынесших ксенолиты на поверхность, произошло около 11 млн лет назад (Ducea et al., 2003; Hacker et al., 2005; Kooijman et al., 2017; Shaffer et al., 2017). Это подтверждается разными методами датирования: рутиловая U–Pb термохронология даёт возраст 11,17 ± 0,06 млн лет (Kooijman et al., 2017), методом $^{40}Ar/^{39}Ar$ датировки минералов (биотит, амфибол и полевой шпат) также сходятся к значениям около 11 млн лет (Ducea et al., 2003; Hacker et al., 2005; Shaffer et al., 2017). Некоторые цирконы имеют возраст ~12–13 Ma (Gordon et al., 2012).

В трубках взрыва Дункельдыкского магматического поля обнаружены фрагменты вмещающих осадочных и магматических пород, обломки ранних фаз кристаллизации щелочных магм, а также разнообразные глубинные ксенолиты (Дмитриев, 1966, 1976; Lutkov et al., 2005). Среди последних выделяются эклогиты, гранулиты, гранатовые и флогопитовые пироксениты, вебстериты, глиммериты и различные переходные разновидности пород (Лутков, 2003; Lutkov et al., 2005). Согласно количественной оценке, приведённой В.С. Лутковым с соавторами (2003), среди изученных ксенолитов преобладают эклогиты и биотитовые эклогиты (38 %), флогопитовые пироксениты и глиммериты (19 %), биотит-гранатовые клинопироксениты (15 %). Менее распространены биотит-гранатовые (8 %), кианит-гранатовые (6 %) и мафические гранатовые гранулиты (4 %), флогопит-гранатовые вебстериты (3 %), тогда как на прочие разновидности приходится около 7 %. Особый интерес представляют ксенолиты эклогитов и гранулитов, широко распространённые в трубке взрыва «Эклогитовая», поскольку

их изучение позволяет реконструировать условия метаморфизма и особенности эволюции корового материала на больших глубинах (Ducea et al., 2003; Hacker et al., 2005; Gordon et al., 2012).

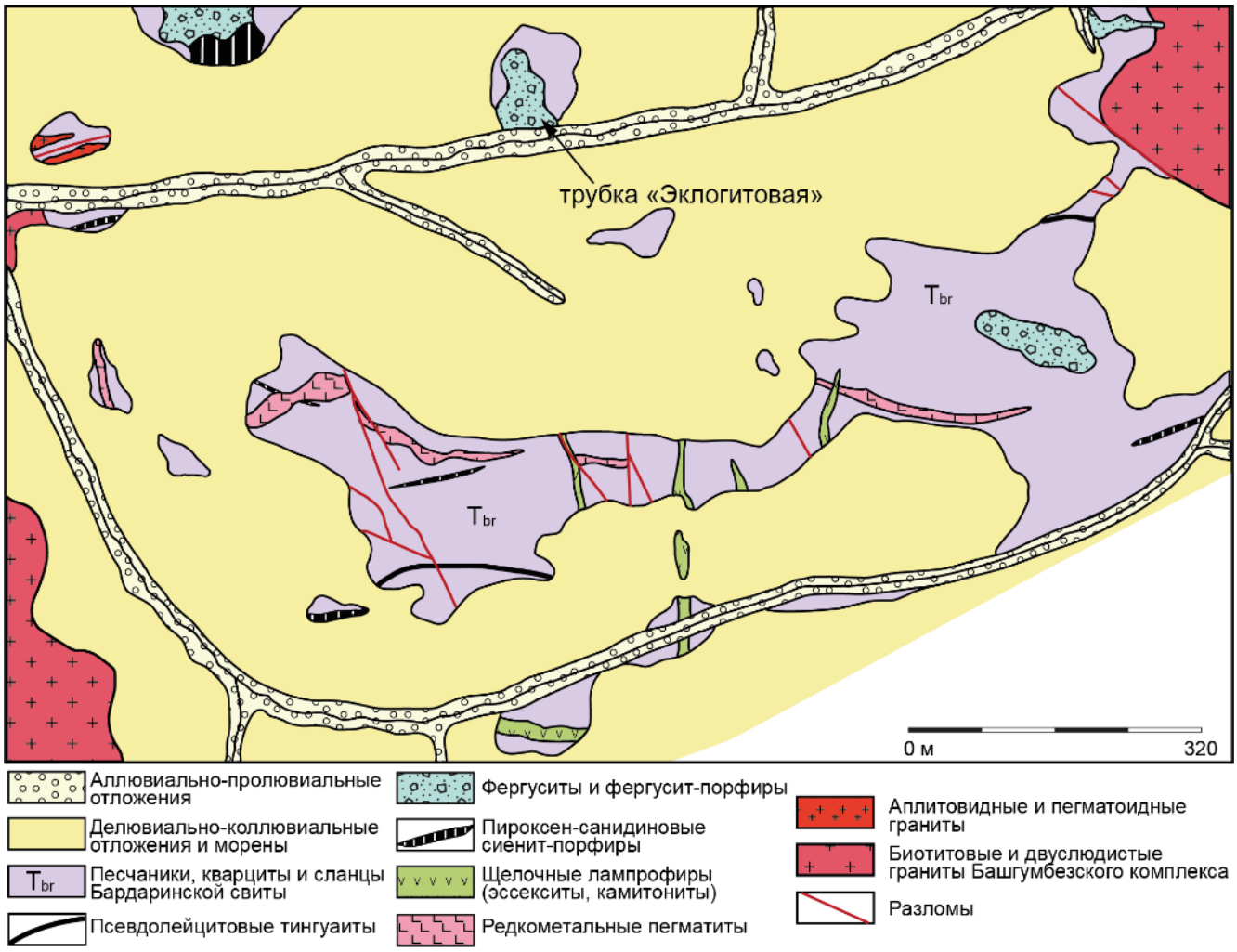


Рисунок 3. Геологическая схема района трубок взрыва Дункельдыкского магматического поля (с изменениями по Дмитриеву (1966)).

Трубка взрыва «Эклогитовая» (Рис. 3) располагается на северо-западе Дункельдыкского магматического поля, в русле правого притока р. Агаджан-Джилга (Дмитриев, 1966). Диатрема представляет собой небольшое изометричное тело размером ~60×100 м с крутыми, почти вертикальными контактами. Трубка взрыва сложена эруптивными брекчиями, цемент которых представлен фергуситом-порфиром (Дмитриев, 1976). Обнаруженные в ней ксенолиты размером от 5 до 50 см включают широкий спектр магматических и метаморфических (сланцы, высокобарические породы) пород, также обломки

ранних фаз щелочной магмы. Ксенолиты глубокометаморфизованных пород в значительном количестве встречаются лишь в трубке «Эклогитовая», при этом особый интерес представляют многочисленные ксенолиты эклогитов, пироксенитов, гранулитов и реже встречающихся вебстеритов и глиммеритов (Дмитриев, 1976; Lutkov et al., 2005).

ГЛАВА 4. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КИАНИТСОДЕРЖАЩИХ КСЕНОЛИТОВ

4.1. Минералого-петрографическая характеристика кианитсодержащих ксенолитов

В данном разделе приведена минералого-петрографическая характеристика кианитсодержащих ксенолитов трубки взрыва «Эклогитовая». Рассматриваются три группы пород: фельзические гранулиты (Рис. 4а, б), мафические гранулиты (Рис. 4в, г) и эклогиты (Рис. 4д, е). Составы основных породообразующих минералов ксенолитов приведены в Таблицах П4–П13.

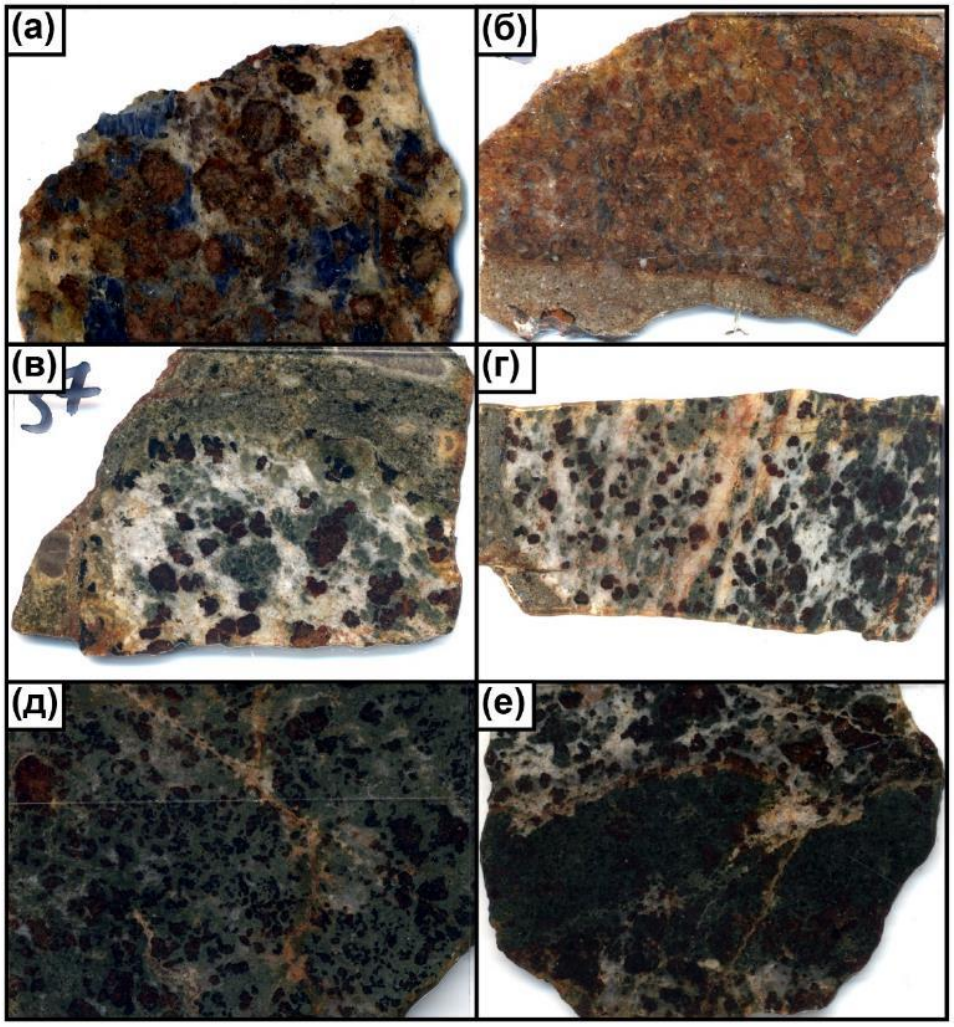


Рисунок 4. Представительные образцы кианитсодержащих ксенолитов трубки взрыва «Эклогитовая»: (а) фельзический гранулит с плагиоклазом; (б) фельзический гранулит без плагиоклаза; (в) мафический гранулит со скаполитом; (г) мафический гранулит; (д) эклогит; (е) эклогит со скаполитом.

4.1.1. Минералого-петрографическая характеристика фельзических гранулитов

Ксенолиты фельзических гранулитов характеризуются равномернозернистой гранобластовой структурой и преимущественно крупнокристаллическим обликом. Текстура пород массивная, в отдельных образцах прослеживается слабовыраженная полосчатость, обусловленная чередованием прослоев, обогащённых гранатом и кианитом, с кварц-полевошпатовыми прослоями. Минеральные ассоциации фельзических гранулитов включают гранат, калиево-натровый полевой шпат, плагиоклаз (в образцах РМ-22-1, РМ-22-19, РМ-22-20 и РМ-22-85 отсутствует), кварц и кианит. Акцессорные минералы представлены: рутилом, апатитом, графитом, сульфидами (пиритом, пирротином, халькопиритом), цирконом, сульфатами (баритом, целестином, целестинобаритом), монацитом и карбонатами (кальцитом, доломитом, сидеритом), в одном образце присутствует биотит. Акцессорные фазы распределены неравномерно: часть из них встречается в межзерновых участках, тогда как другие присутствуют в виде включений в породообразующих минералах. Для гранулитов данного типа характерно развитие вторичных минералов, возникающих в результате ретроградных реакций. Среди них отмечаются хлорит, биотит, вторичные полевые шпаты, корунд, магнетит и ильменит. Вторичные образования часто локализуются по границам зёрен, в мелких трещинах или формируют тонкие реакционные каймы вокруг первичных минералов.

Гранат в фельзических гранулитах имеет красно-оранжевую окраску, достигает размеров до 2,5 см, характеризуется развитой трещиноватостью (Рис. 5а) и составляет 20–30 % от объёма породы. Вокруг многих зёрен граната развиты келифитовые каймы мощностью от 20 до 200 мкм, состоящие из плагиоклаза, амфибола и магнетита. В гранате были диагностированы включения других породообразующих (полевые шпаты, кварц и кианит) и акцессорных минералов (графит, рутил, апатит, циркон, монацит). Во многих зёрнах отмечается зональное распределение включений: от центра к периферии уменьшается их количество

(Рис. 5б), а в результате интенсивной трещиноватости многие из этих включений изменены. Также встречаются червеобразные включения калиевого полевого шпата в некоторых зёрнах граната образца РМ-22-1 (Рис. 5в). Гранат относится к пироп-гроссуляр-альмандиновому ряду ($Prp_{26-39}Grs_{2-12}Alm_{50-64}$). Порфиробласты граната из образца РМ-22-50 имеют более кальциевый состав: $Prp_{27-36}Grs_{12-25}Alm_{43-49}$ (Рис. 6). Зёрна граната преимущественно гомогенны, лишь в некоторых образцах находятся единичные зёрна, в которых присутствует слабая химическая зональность: от центра зерна к его краю концентрации CaO увеличиваются, а MgO и FeO — уменьшаются. Гранат, диагностированный в виде включений в других породообразующих минералах, не имеет зональности.

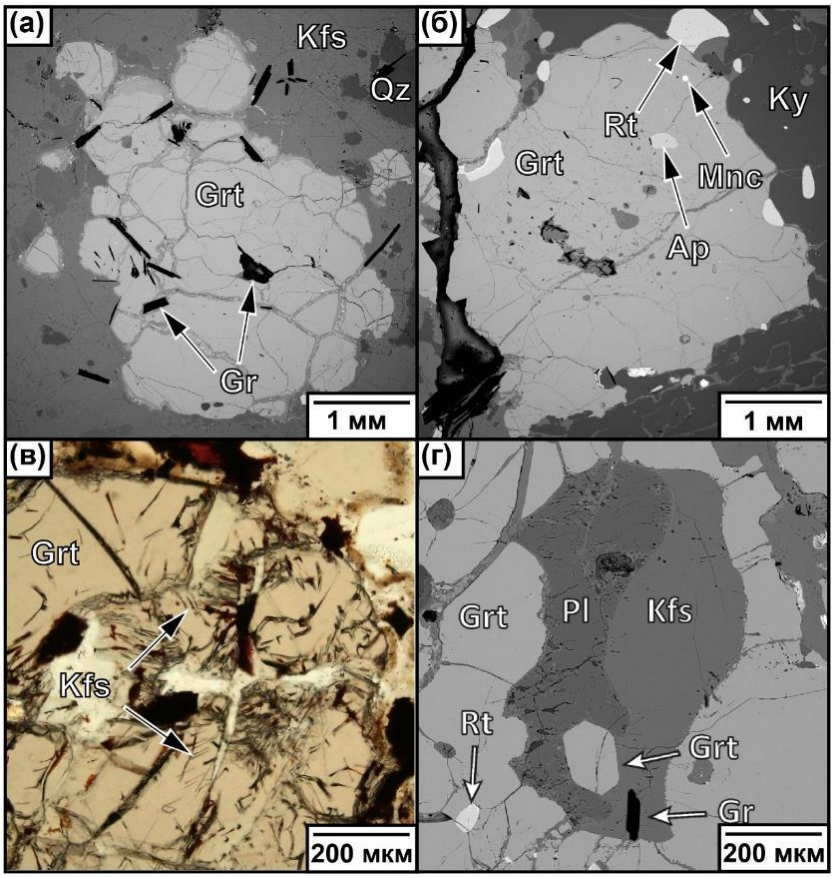


Рисунок 5. Фотографии породообразующих минералов фельзических гранулитов: (а) BSE-изображение (здесь и далее – изображение в обратно рассеянных электронах) трещиноватого граната; (б) BSE-изображение граната с зональным распределением включений; (в) червеобразные включения калиевого полевого шпата в гранате (проходящий свет); (г) BSE-изображение срастания калиевого полевого шпата и плагиоклаза.

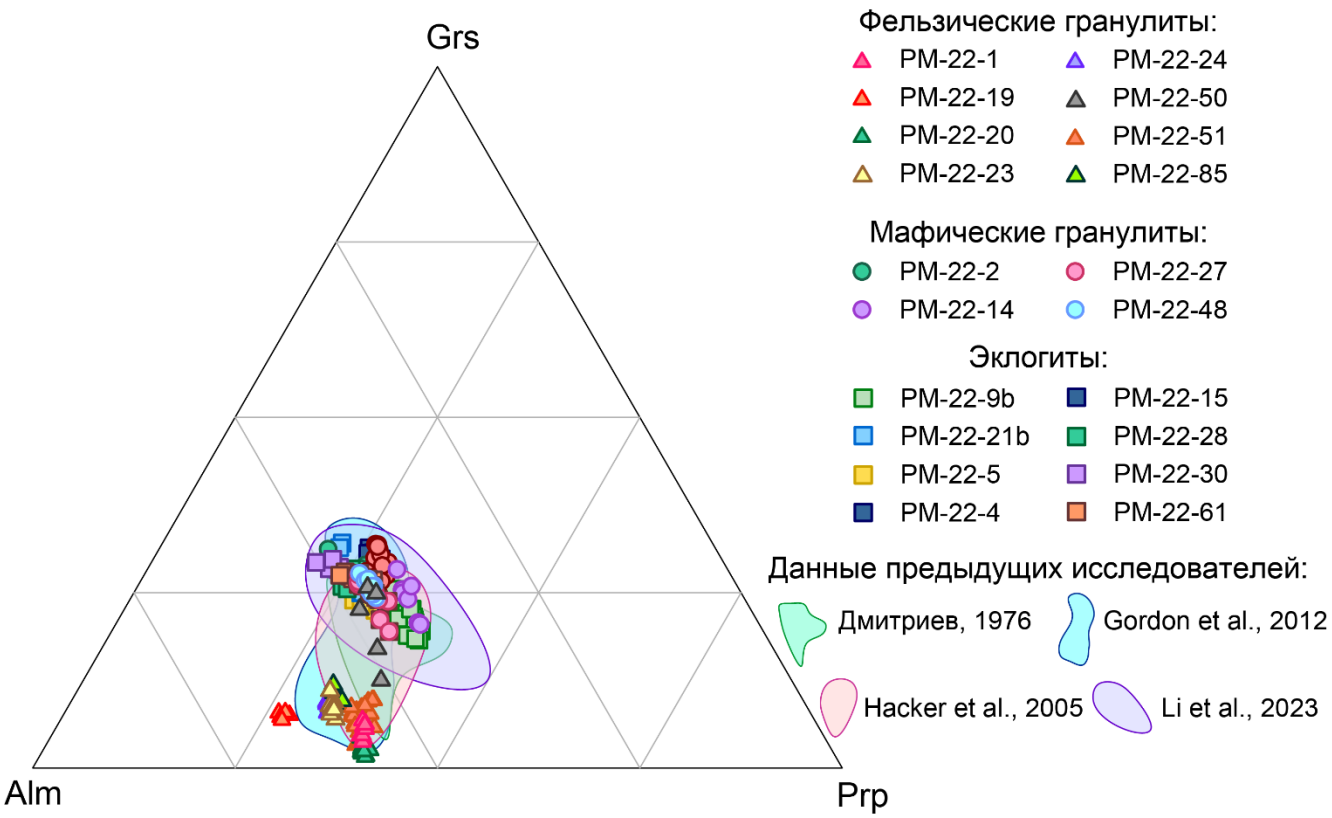


Рисунок 6. Треугольная диаграмма составов гранатов из кианитсодержащих ксенолитов в сравнении с данными предыдущих исследователей (Дмитриев, 1976; Hacker et al., 2005; Gordon et al., 2012; Li et al., 2023).

Первичные полевые шпаты представлены породообразующими K-Na полевым шпатом и плагиоклазом (Рис. 5г, 7а). Калиево-натровый полевой шпат встречается в виде ксеноморфных зёрен от прозрачного до мутновато-белого цвета, преимущественно трещиноватых, размером до 5 мм. Он слагает основную ткань породы и составляет 30–40% от общего объёма породы. Наблюдаются вторичные флюидные и расплавные включения, связанные с зонами залеченных трещин (Рис. 7б). Твердофазные включения в полевом шпате представлены мелкими зёрнами породообразующего кианита, кварца и акцессорными рутилом, графитом, апатитом и цирконом (Рис. 7в).

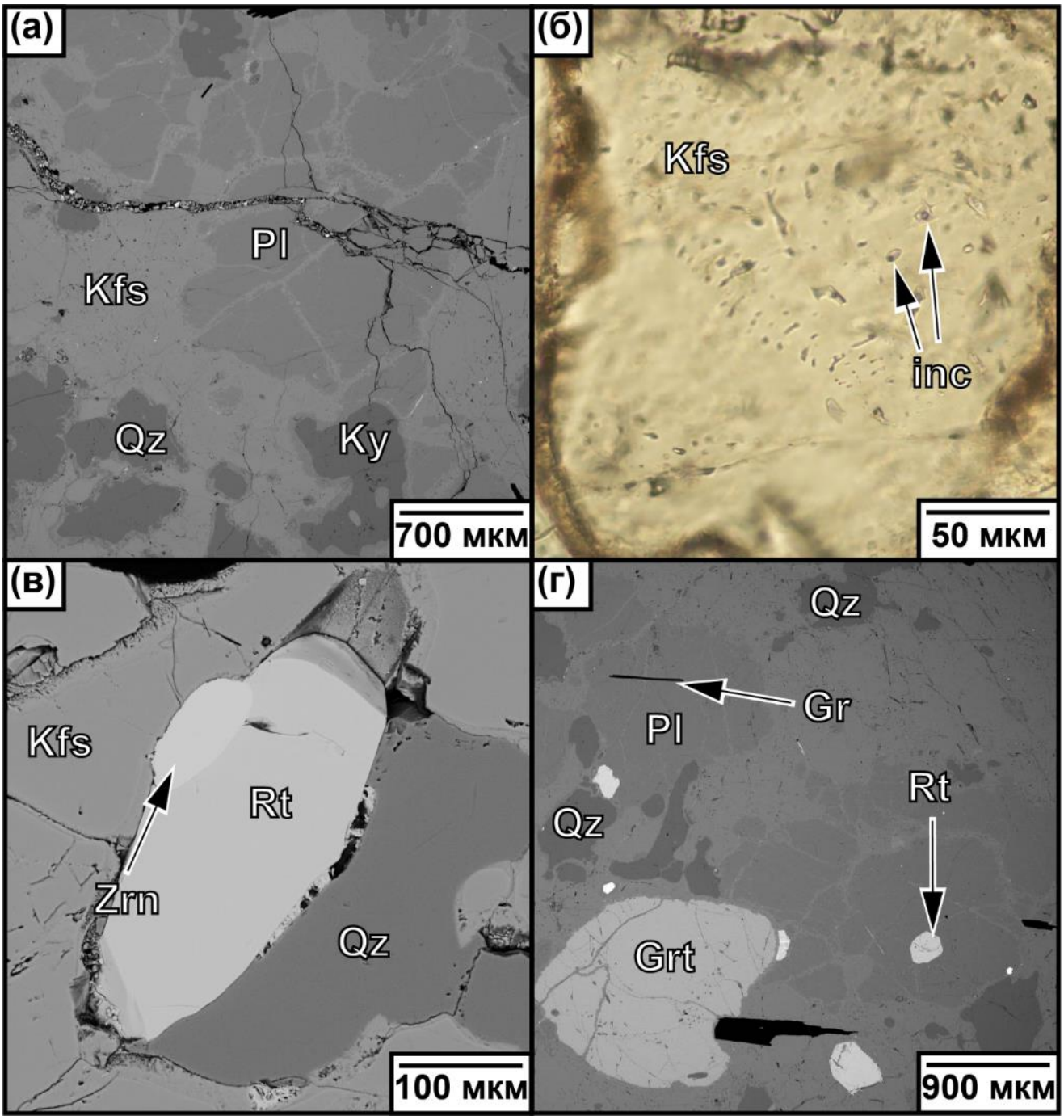


Рисунок 7. Фотографии породообразующих минералов из фельзических гранулитов: (а) BSE-изображение полевых шпатов — плагиоклаза и K–Na полевого шпата; (б) вторичные флюидные включения в породообразующем K–Na полевом шпате (проходящий свет); (в) включения кварца, рутила и циркона в K–Na полевом шпате; (г) BSE-изображение включений рутила и графита в плагиоклазе.

Состав K-Na полевого шпата ($Or_{56-90}Ab_{10-37}An_{0-7}$) характеризуется следующими вариациями: ортоклаз от 56 до 90 мол.%, альбит от 10 до 37 мол.% и анортит от 0 до 7 мол.% (Рис. 8). Для данного полевого шпата характерно наличие

примесей FeO до 0,8 мас.% и BaO до 1,1 мас.%. Зерна K-Na полевого шпата преимущественно однородны по составу, лишь в некоторых образцах отмечается уменьшение концентраций K_2O и увеличение Na_2O от центра к периферии кристалла.

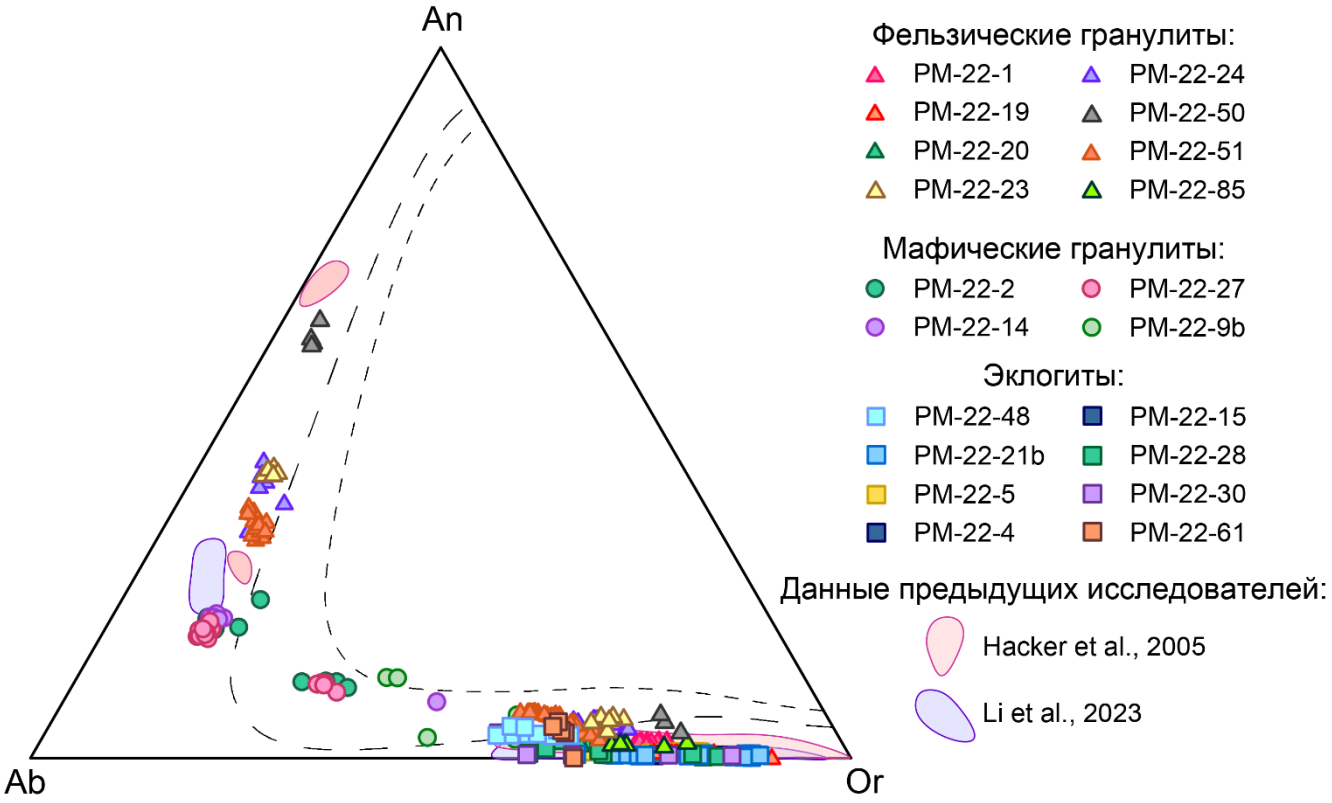


Рисунок 8. Треугольная диаграмма (Ab-Or-An) составов первичных полевых шпатов из кианитсодержащих ксенолитов в сравнении с данными предыдущих исследователей (Hacker et al., 2005; Li et al., 2023).

Плагиоклаз (Рис. 5г, 7а,г) присутствует во многих образцах фельзических гранулитов, лишь в четырех образцах (PM-22-1, PM-22-19, PM-22-20 и PM-22-85) он не был диагностирован. Как правило, плагиоклаз формирует ксеноморфные зёрна прозрачного сероватого цвета, размером от 300 мкм до 4 мм. Наряду с K-Na полевым шпатом слагает основной матрикс породы, однако занимает лишь 5–15% от объёма породы. Включения встречаются редко и представлены в основном породообразующим кианитом, реже графитом и апатитом (Рис. 7г). В составе зерен плагиоклаза содержание ортоклаза варьирует от 4 до 13 мол.%, альбита от 34 до 57 мол.% и анортита от 31 до 62 мол.% ($Or_{4-13}Ab_{34-57}An_{31-62}$ Рис. 8), отмечаются незначительные примеси FeO до 0,1 мас.%. Зёрна плагиоклаза преимущественно

гомогенны, однако в некоторых образцах установлено несколько зёрен, в которых содержание K_2O увеличивается от центра к периферии кристалла, при сопряженном уменьшении концентрации CaO.

Также в некоторых образцах отмечается наличие тройного полевого шпата в виде включений в гранате (образцы РМ-22-24 и РМ-22-51) и в качестве породообразующего минерала. Состав включений тройного полевого шпата ($Or_{12–14}Ab_{55–64}An_{33–39}$) близок к составу первичного породообразующего тройного полевого шпата ($Or_{11–13}Ab_{57–60}An_{35–36}$) в том же образце РМ-22-51 (рис. 8).

Кварц составляет около 10–15% породы и представлен ксеноморфными бесцветными зёрнами размером до 1,5 см, расположенными преимущественно в межзерновом пространстве (Рис. 7а). Кварц также обнаруживается в виде включений в породообразующих гранате, кианите, полевых шпатах и акцессорных минералах (апатит, циркон). В отдельных зёрнах кварца зафиксированы твердофазные включения таких акцессорных минералов, как рутил, графит, циркон и апатит (Рис. 9а). В образцах РМ-22-19 и РМ-22-24 в кристаллах граната были установлены включения кварца с первичными расплавными включениями (Рис. 9б). Концентрации Ti в кварце варьируют от 80 до 230 ppm.

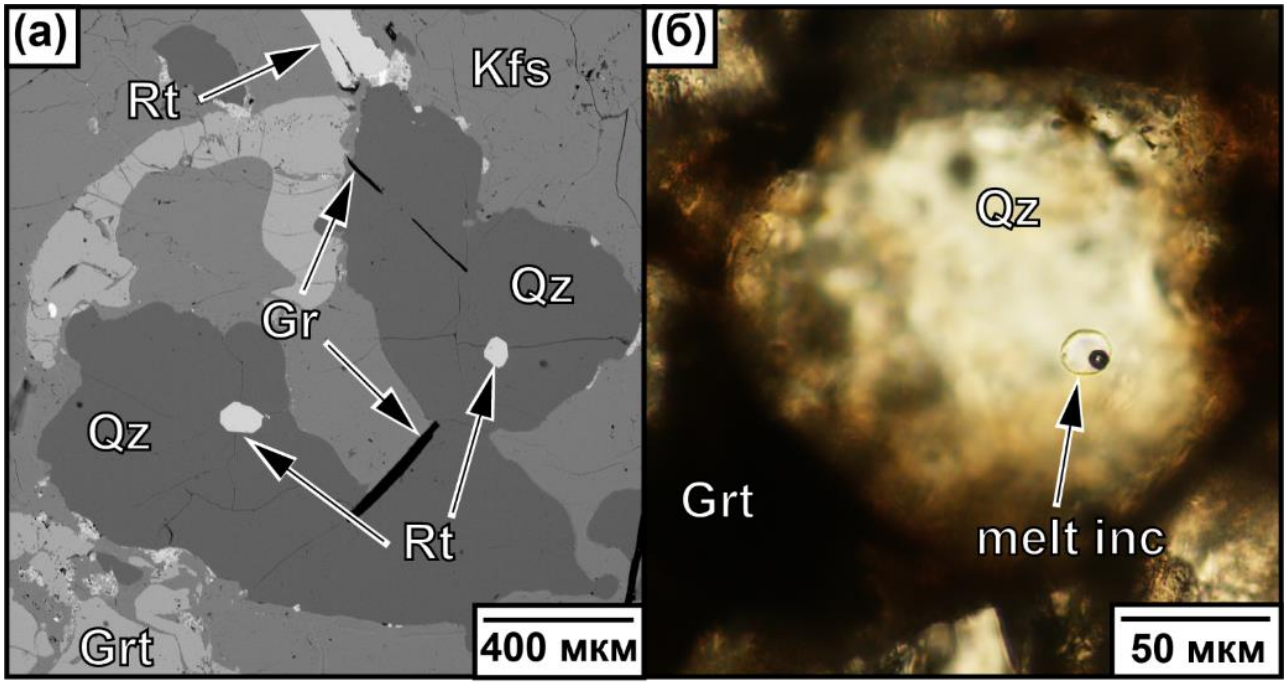


Рисунок 9. Фотографии кварца: (а) с включениями рутила и графита; (б) с расплавным включением из граната (проходящий свет).

Кианит проявлен как в виде крупных идиоморфных порфиробластов светло-голубого цвета длиной до 2 см, составляющих 10–15% объёма породы (рис. 10а), так и в виде округлых включений размером до 150 мкм в других породообразующих минералах (рис. 10б). Нередко вокруг кристаллов кианита отмечается вторичный игольчатый корунд (рис. 10в). В некоторых образцах порфиробласты кианита окружены каймой плагиоклаза (рис. 10г). Во многих зёрнах кианита диагностированы включения акцессорных минералов (рутил, апатит (рис. 10д), циркон и графит), реже — породообразующих (кварц, полевые шпаты, гранат). Наряду с твёрдофазными включениями в порфиробластах кианита диагностированы первичные расплавные включения (рис. 10е). Порфиробласты кианита химически однородны на фотографиях в обратно рассеянных электронах. В отдельных образцах в составе кианита отмечаются примеси FeO_{tot} (до 0,7 мас.%) и TiO_2 (до 0,1 мас.%).

Рутил является наиболее распространённым акцессорным минералом фельзических гранулитов и встречается в виде субидиоморфных и округлых зерен коричнево-красного цвета, размером до 700 мкм. Рутил распространён как в виде самостоятельных зёрен в межзерновом пространстве (Рис. 5б; Рис. 10в), так и в виде включений в породообразующих гранате, кианите, кварце, полевом шпате (Рис. 7в,г; Рис. 9а; Рис. 10б). Для всех зёрен рутила характерно наличие структур распада, представленных ламелями ильменита (Рис. 11а) и реже корунда (Рис. 11б). В кристаллах рутила распространённой примесью является железо, содержание которого может достигать до 1,7 мас.% FeO. Содержание Zr в рутиле варьирует в пределах от 2134 до 4031 ppm

Апатит представлен овальными бесцветными зёрнами до 200 мкм. Встречается в виде включений в породообразующих гранате (Рис. 5б), кианите (Рис. 10д; Рис. 11в), кварце, и акцессорном цирконе, помимо этого, апатит диагностируется в межзерновом пространстве (Рис. 11в). В апатите также обнаруживаются включения циркона, рутила и других минералов. Содержание F достигает 2,6 – 4,4 мас.%, Cl до 0,7 мас.%. В некоторых кристаллах отмечается примесь FeO от 0,3 до 2,3 мас.% и Na_2O от 0,2 до 0,4%.

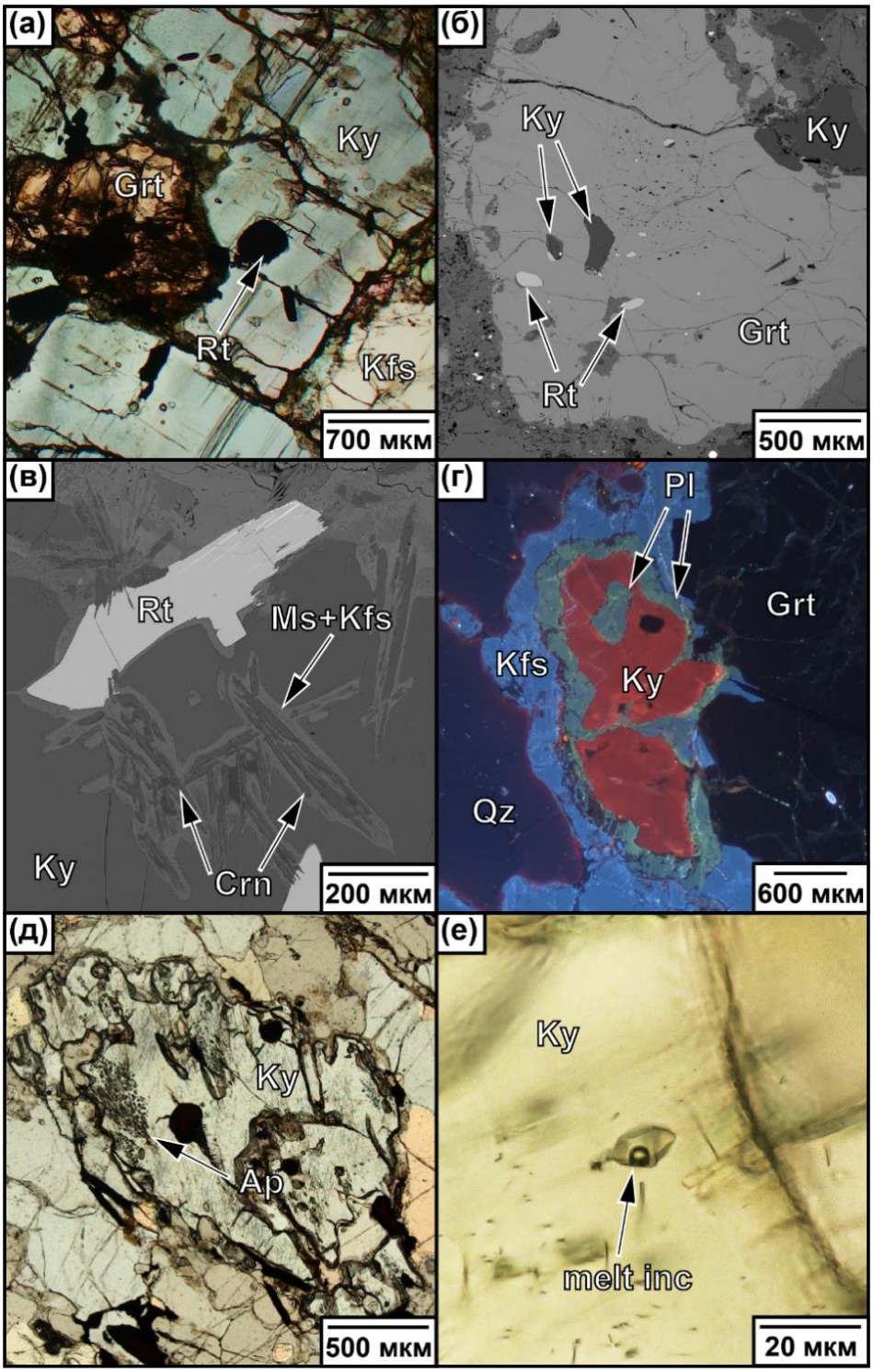


Рисунок 10. Фотографии: (а) порфиробластов кианита в основной массе в проходящем свете; (б) включений кианита в породообразующем гранате в BSE; (в) игольчатый корунд на границе кианита и К-полевого шпата (BSE); (г) CL–изображение кианита с развитым вокруг него плагиоклазом; (д) облачное распределение включений апатита в кианите; (е) расплавное включение в породообразующем кианите.

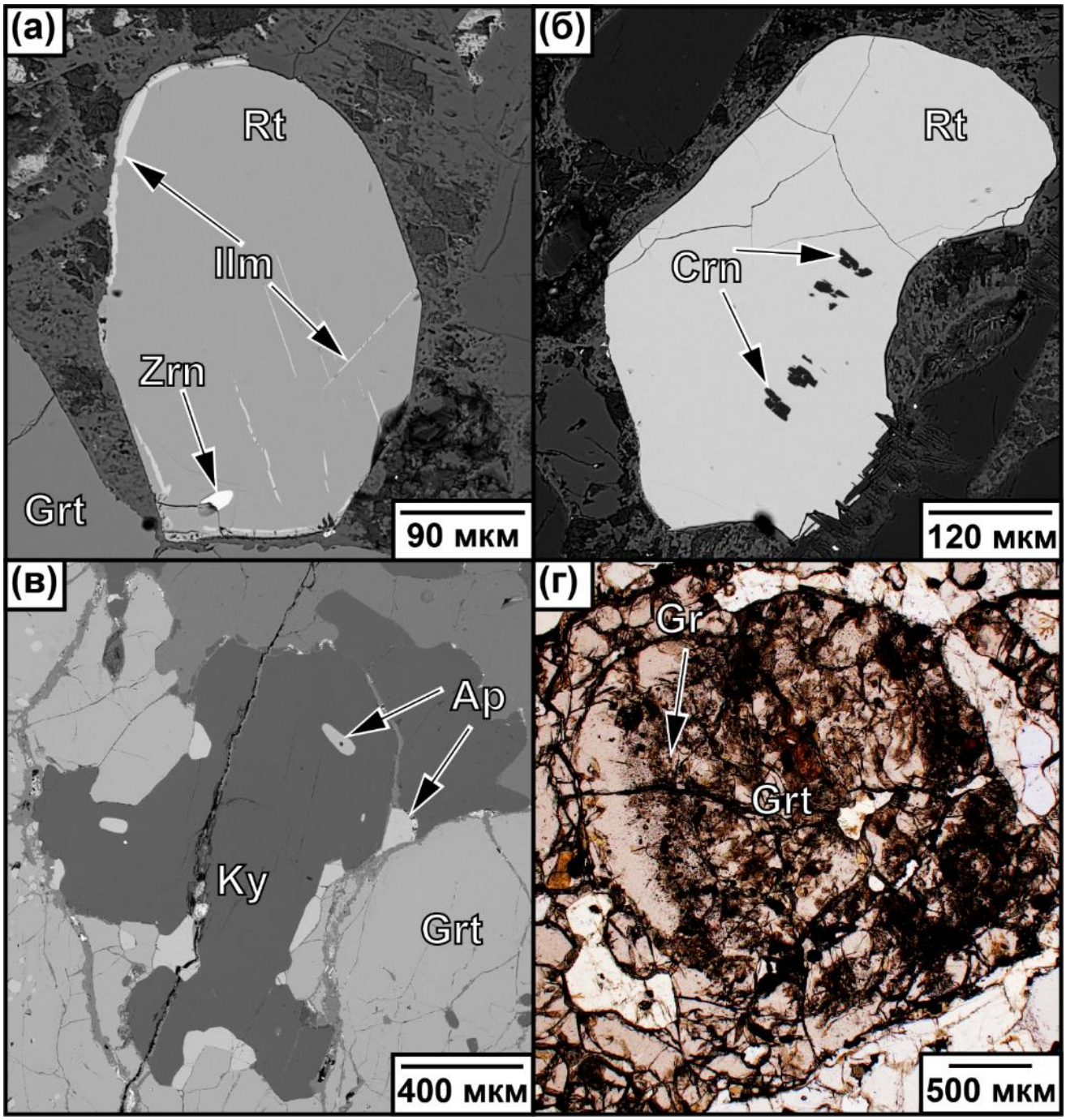


Рисунок 11. (а–в) BSE–фотографии: (а) рутила с каймой и ламелями ильменита; (б) рутила со структурой распада в виде корунда; (в) апатита в межзерновом пространстве и в виде включений в кианите. (г) Зональное распределение включений графита в гранате.

Графит в кианитсодержащих гранулитах встречается как в виде крупных идиоморфных кристаллов (до 5 мм) в матриксе (Рис. 5а; Рис. 9а), так и в виде мелких субидиоморфных включений (до 20 мкм) внутри породообразующих минералов (Рис. 5г; Рис. 7г). В некоторых зернах граната включения графита

концентрируются в ядре, а к кайме их количество уменьшается (Рис. 11г). Кроме того, зерна графита были диагностированы в залеченных трещинах вместе с флюидными включениями (до 10 мкм).

Циркон встречается в виде преимущественно округлых или овальных зёрен, реже — субидиоморфных кристаллов, расположенных как в межзерновом пространстве, так и в виде мелких включений в гранате, кварце (Рис. 12а), полевых шпатах (Рис. 7в) и акцессорных минералах (Рис. 11а). Для циркона характерно обогащение HfO_2 (до 2,3 мас.%), Nb_2O_5 (до 1,7 мас.%) и FeO (до 1,6 мас.%). Во многих кристаллах фиксируются включения рутила, апатита и кварца.

Во всех образцах также отмечается наличие округлых полиминеральных сульфидных глобул (размером до 100 мкм), главным образом состоящих из пирита, пирротина и халькопирита (Рис. 12б), локально присутствуют Fe–Ni-сульфиды пентландитового состава (содержание Ni в которых достигает примерно 23 мас.%). Они расположены преимущественно в межзерновом пространстве, но иногда встречаются также в виде включений в гранате, кианите и кварце. Большинство из них окислено и не имеет четких границ между минеральными фазами.

Монацит является еще одним акцессорным минералом фельзических гранулитов и встречается как в межзерновом пространстве, так и в виде включений в породообразующих минералах (Рис. 5б; Рис. 12в). Размер зёрен, как правило, не превышает 100 мкм. По химическому составу монацит относится к Ce–разновидности: содержание Ce_2O_3 составляет 30,4–33,1 мас.%. Характерной примесью является ThO_2 до 6,6 мас.%; также отмечаются CaO до 1,1 мас.% и FeO до 0,9 мас.%.

Сульфаты в фельзических гранулитах встречаются редко и представлены мелкими изометричными зернами, распределёнными преимущественно в межзерновом пространстве. Их размеры обычно не превышают 90 мкм. По составу сульфаты представлены баритом, содержащий примесь SrO до 2 мас.%.

Карбонаты в фельзических гранулитах встречаются сравнительно редко и представлены в основном кальцитом (Рис. 12г). Кальцит характеризуется

примесью FeO до 7,6 мас.%, SrO до 1,5 мас.%, MnO до 1,5 мас.% и MgO до 0,9 мас.%.

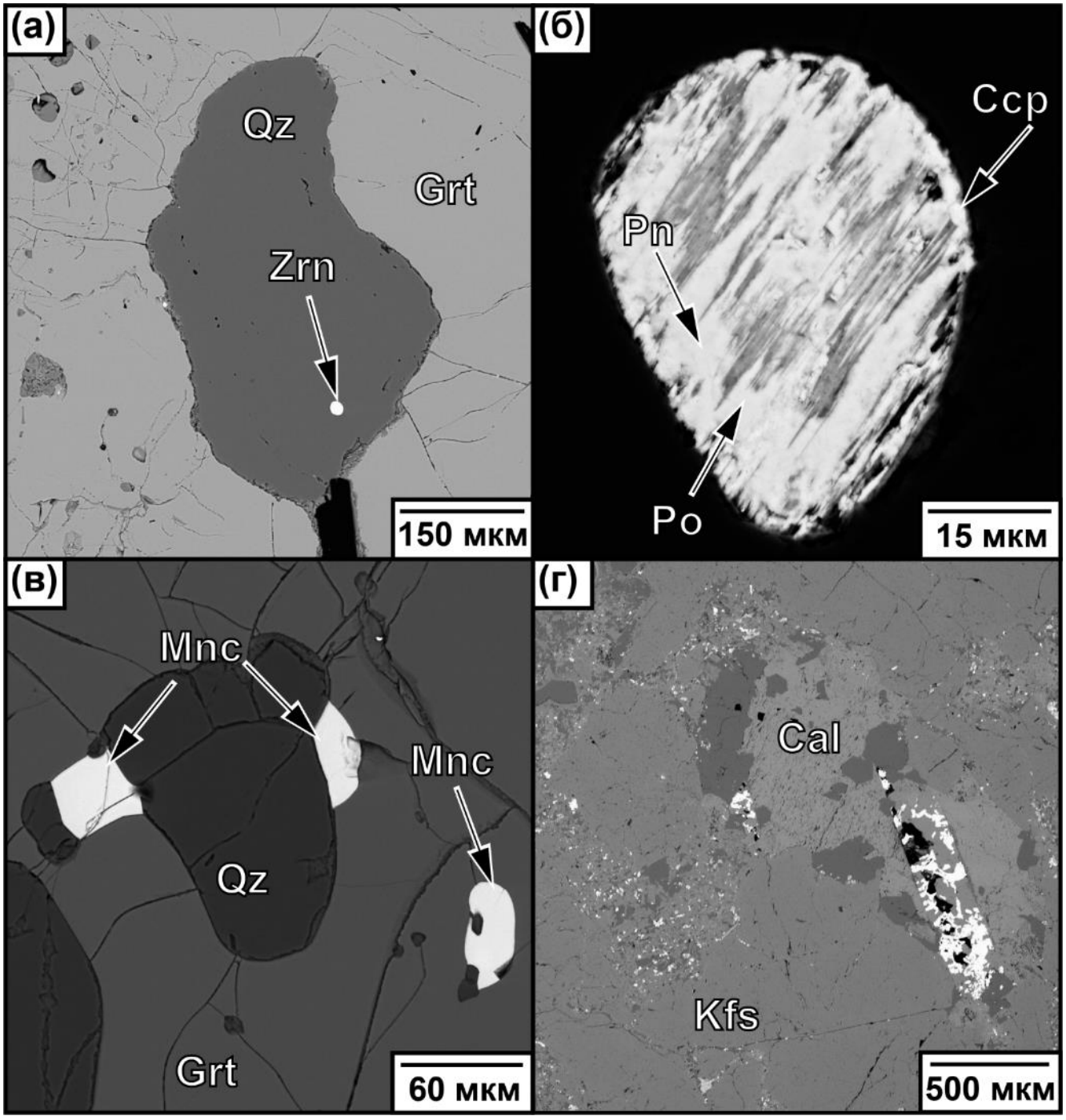


Рисунок 12. BSE–фотографии: (а) включение циркона в кварце; (б) сульфидной глобулы состоящей, из пирита, пентландита и халькопирита; (в) включений кварца и монацита в гранате; (г) зерен кальцита в основном матриксе породы.

4.1.2. Минералого-петрографическая характеристика мафических гранулитов

Образцы мафических гранулитов демонстрируют массивную текстуру с крупнозернистой гранобластовой структурой. Иногда в образцах отмечается слабая полосчатость или пятнистость, выраженная в обособлении мафических минералов (гранат, клинопироксен) в светлом матриксе (плагиоклаз, K-Na полевой шпат, кварц). Породообразующие минеральные ассоциации представлены: гранатом, клинопироксеном, плагиоклазом, K-Na полевым шпатом, кварцем и кианитом. Среди акцессорных минералов отмечаются: рутил, апатит, циркон, сульфиды (пирит, пирротин, халькопирит), сульфаты (целестин, целестинобарит, барит) и карбонаты (доломит, кальцит). Вторичные фазы включают хлорит, биотит, амфибол, кальцит, корунд, магнетит и ильменит.

Гранат (Рис. 13а) образует субидиоморфные кристаллы красно-бурого цвета размером до 9 мм, составляющие около 25–30 % объёма породы. Характерна трещиноватость зёрен, вокруг многих кристаллов развиты келифитовые каймы мощностью 100–300 мкм, представленные плагиоклазом, амфиболом и магнетитом (Рис. 13б). В гранате диагностированы многочисленные включения породообразующих минералов (клинопироксен, плагиоклаз, кварц, K-Na полевой шпат, кианит) и акцессорных фаз (рутил, апатит, циркон, сульфаты, сульфиды, монацит). В некоторых зёрнах встречаются расплавные включения размером до 10 мкм, а также вторичные расплавные и флюидные включения, локализованные вдоль залеченных трещин. По химическому составу гранаты относятся к пироп–гроссуляр–альмандиновому ряду с вариациями $Prp_{19-35}Grs_{18-28}Alm_{37-45}$ (Рис. 6). В ряде образцов в кристаллах граната отмечается слабая химическая зональность, выраженная в увеличении содержаний MgO и FeO при одновременном снижении CaO от центра к краю порфиробласта.

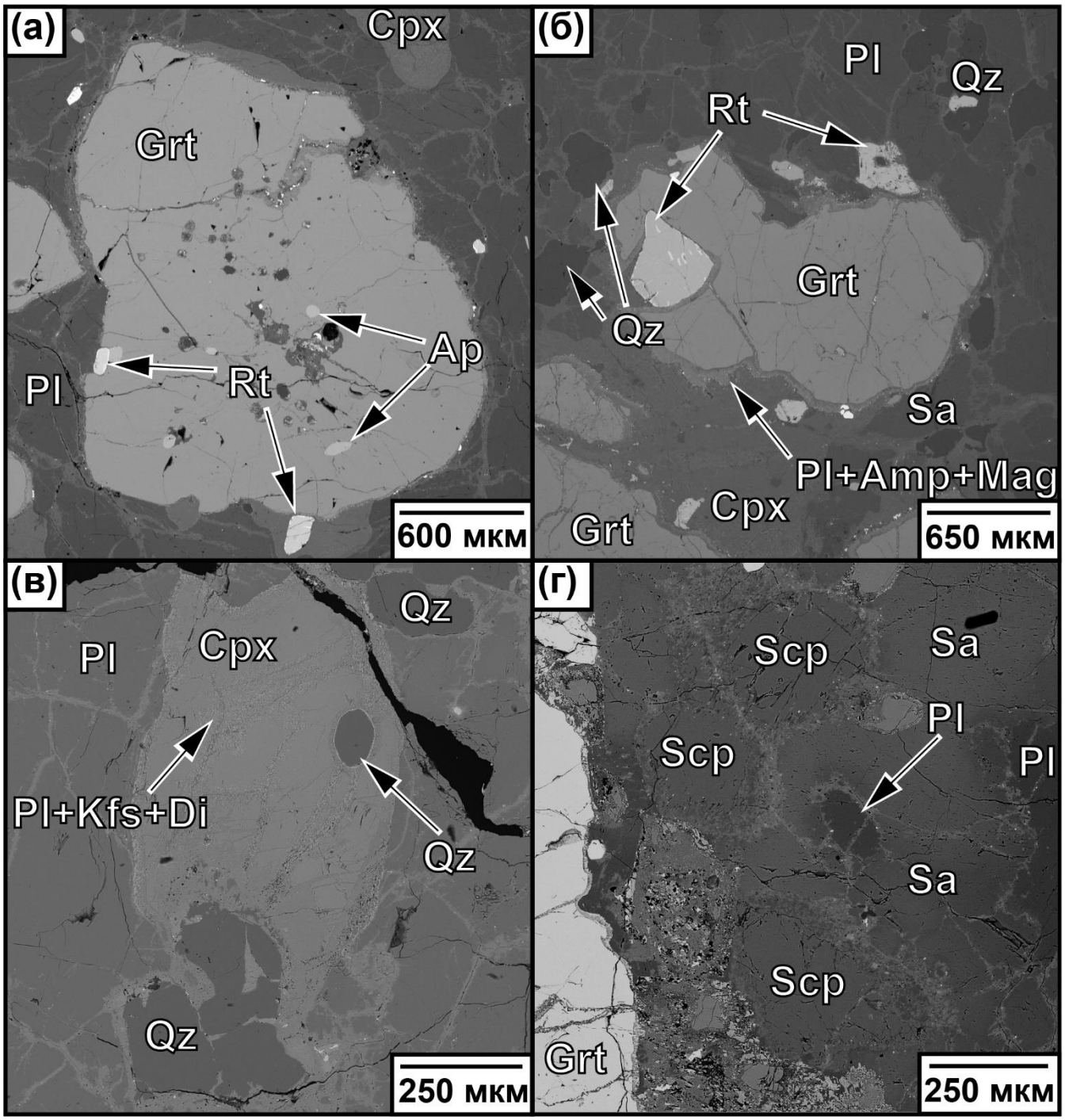


Рисунок 13. BSE–изображения основных породообразующих минералов. (а) Гранат с включениями апатита и рутила; (б) гранат с келифитовой каймой; (в) клинопироксен с включением кварца; (г) породообразующие полевые шпаты.

Первичный клинопироксен присутствует в виде крупных ксеноморфных зелёных реликтов размером 1–7 мм (рис. 13в). Все зёрна окружены симплектитовыми агрегатами, состоящими из диопсида, плагиоклаза и калиевого полевого шпата; некоторые зёрна почти полностью замещены этим симплектитом.

Клинопироксен содержит включения граната, кварца, кианита, полевых шпатов, а также акцессорных минералов (рутил, циркон, апатит и сульфиды). По химическому составу он отвечает омфациту с содержанием жадеитового компонента (Jd) 38–48 мол. % (Рис. 14а). Установлено также присутствие Ca-чермакитовой молекулы (CaTs) — до 9 мол. % (Рис. 14а, б); магнезиальность варьирует от 62 до 71% (Рис. 14б). В некоторых зёрнах отмечается слабая химическая зональность: от центра к периферии увеличиваются содержания Na_2O и Al_2O_3 и снижаются содержания FeO, MgO и CaO.

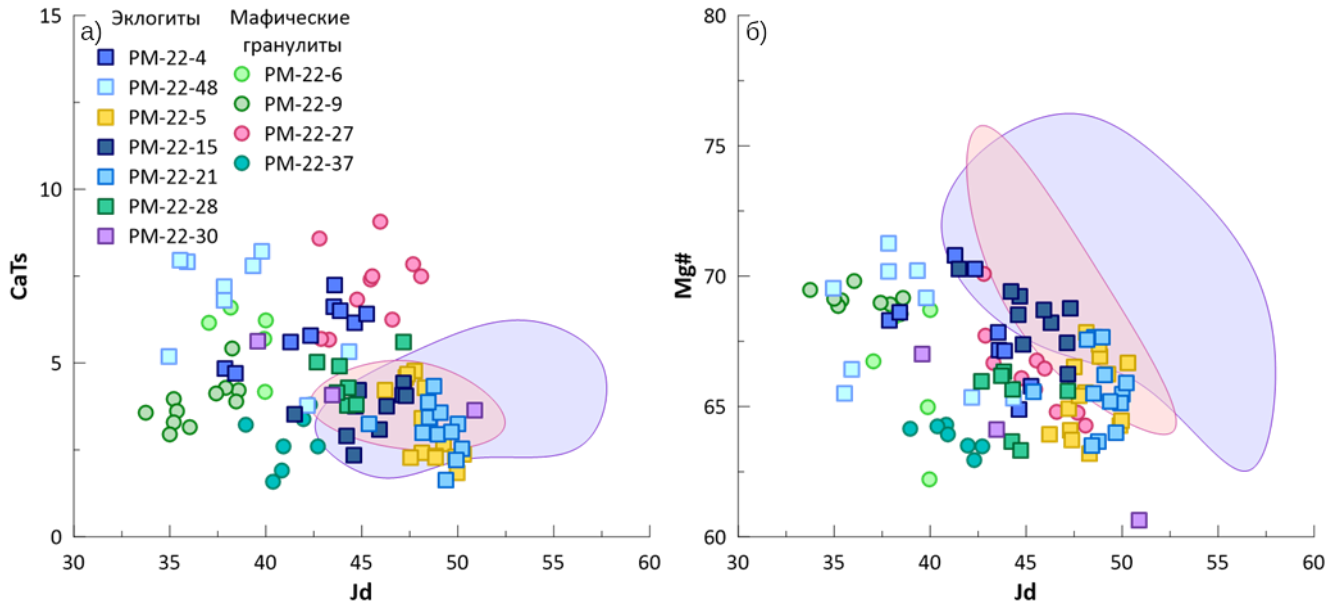


Рисунок 14. Вариационные диаграммы составов клинопироксенов из эклогитов и мафических гранулитов трубки взрыва «Эклогитовая»: (а) зависимость содержания кальций-чермакитового компонента (CaTs) от жадеитового компонента (Jd); (б) зависимость магнезиальности (Mg#) от содержания жадеитового компонента (Jd). Фиолетовым цветом показаны поля составов клинопироксенов по данным Li et al. (2023), розовым — Hacker et al. (2005).

K-Na полевой шпат представлен крупными ксеноморфными желтовато-белыми зёрнами, размером до 5 мм (Рис. 13 г). Он занимает значительную долю матрикса и составляет 20–25 % от объёма породы. Включения представлены кианитом, кварцем, гранатом, а также акцессорными рутилами, апатитом, цирконом. Широко распространены вторичные расплавные и флюидные включения, связанные с зонами залеченных трещин. Химический состав K-Na

полевого шпата отвечает вариациям $Or_{46-68}Ab_{30-50}An_{3-8}$ (Рис. 8). Среди примесей диагностируются FeO до 0,8 мас.% и BaO до 0,9 мас.%.

Плагиоклаз формирует ксеноморфные прозрачные сероватые кристаллы размером от 300 мкм до 4 мм и его доля составляет ~ 5–15 % объёма (Рис. 13в, г). Включения встречаются редко, представлены главным образом кианитом, реже рутилом и апатитом. По составу плагиоклаз отвечает диапазону $Or_{12-39}Ab_{50-71}An_{9-22}$ (Рис. 8). Среди примесей диагностируются FeO до 1,4 мас.% и следовые количества других элементов.

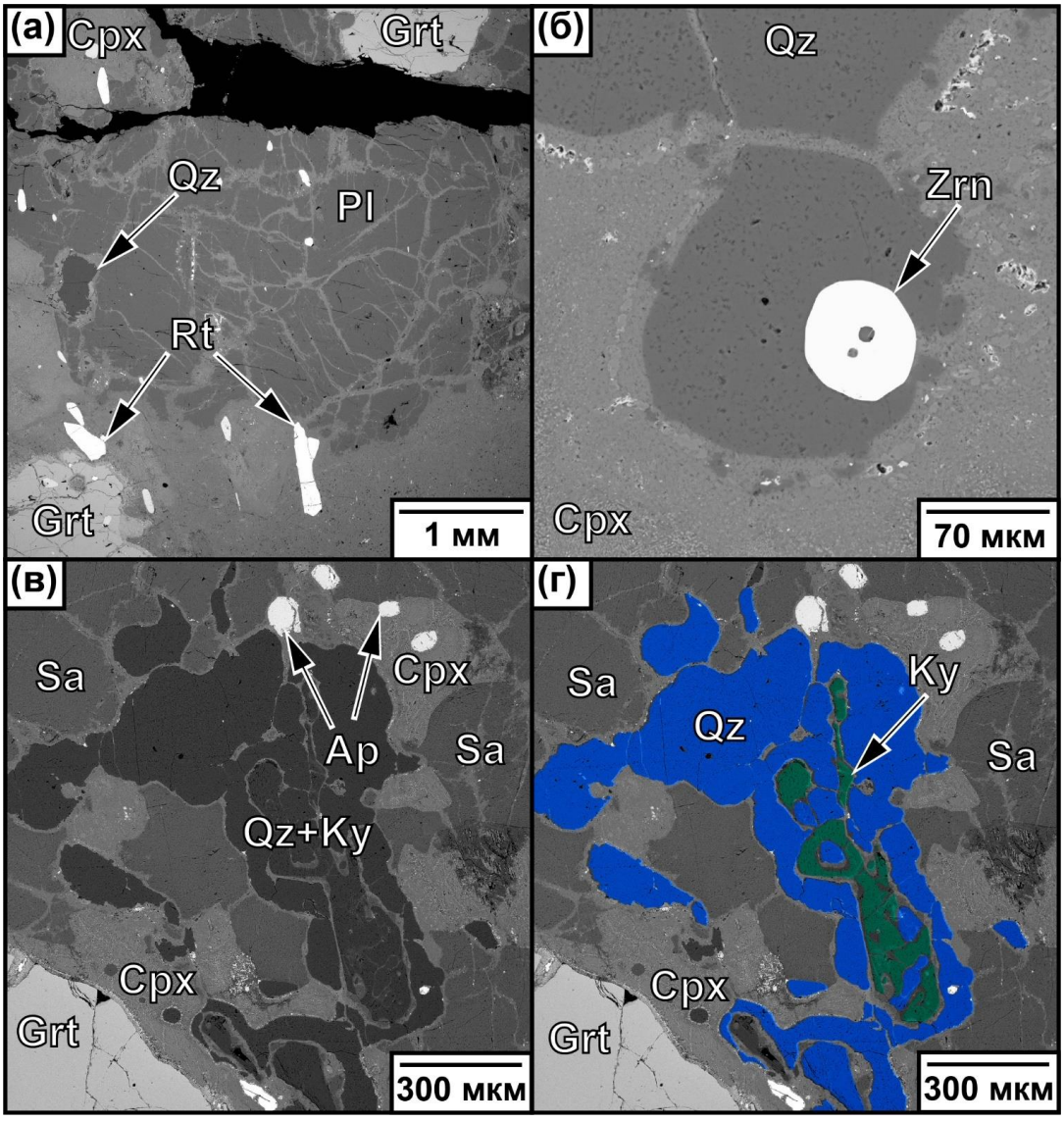


Рисунок 15. Фотографии породообразующих минералов мафических гранулитов: (а) BSE-изображение плагиоклаза; (б) BSE-изображение кварца с включением циркона; (в) BSE-изображение кварц-кианитового агрегата; (г) BSE-изображение кварц-кианитового агрегата в цвете.

Кварц составляет около 5-7 % породы и представлен ксеноморфными бесцветными зёрнами размером до 800 мкм (Рис. 15б), а также входит в состав кварц-кианитовых агрегатов (Рис. 15в, г). В некоторых зёрнах встречаются твердофазные включения циркона, апатита и монацита. Концентрации Ti варьируют от 40 до 130 ppm.

Кианит слагает от 1 до 10% от общего объема пород, поэтому в некоторых образцах он относится к акцессорным минералам. Кианит встречается как в виде отдельных субидиоморфных зёрен (размером до 500 мкм) серо-голубого цвета, так и в составе кварц-кианитового агрегата (Рис. 15в, г), помимо этого он отмечается в виде округлых включений в других первичных породообразующих минералах. Вокруг многих порфиробластов кианита наблюдается развитие симплектитовых кайм, состоящих из калиево-натрового полевого шпата и корунда, в том числе вокруг кианитов из кварц-кианитовых агрегатов. В некоторых зёрнах кианита отмечаются включения акцессорных минералов — рутила и апатита. Кианит химически однороден, однако содержит характерные примеси FeO (до 0,8 мас.%) и TiO_2 (до 0,06 мас.%).

Скаполит является распространённым минералом в мафических гранулитах, присутствует в 5 из 6 изученных образцов и представлен ксеноморфными зёрнами размером до 300 мкм, локализованными преимущественно в межзерновом пространстве (Рис. 16а) и реже встречающимися в виде включений в омфаците (Рис. 16б). По химическому составу скаполит характеризуется значительными вариациями содержания мейонитового компонента (Me ≈ 41–60 %), Cl и SO_3 (Рис. 17). Для большей части анализов характерны содержания Cl около 0,2–0,8 мас.% при сравнительно высоких концентрациях SO_3 — приблизительно 3,8–6,1 мас.%. Наиболее высокие содержания SO_3 и мейонитового компонента установлены в скаполите образца РМ-22-27, для которого одновременно характерны минимальные концентрации Cl. В образце РМ-22-37 наряду с этим типом скаполита выделяется Cl-богатая разновидность с содержанием Cl до 1,5 мас.%, пониженными концентрациями SO_3 (около 2,4–3,4 мас.%) и более низкой долей мейонитового компонента (Me ≈ 41–47 %). В целом между содержанием Cl, с одной

стороны, и SO_3 и мейонитовым компонентом, с другой, наблюдается обратная зависимость. КР-спектры скаполита (Рис. 18) характеризуются полосами около 990 и 1090–1110 $см^{-1}$, соответствующими колебаниям SO_4^{2-} и CO_3^{2-} соответственно. Расчётное содержание CO_2 в скаполитах мафических гранулитов составляет 1,22–1,74 мас.%.

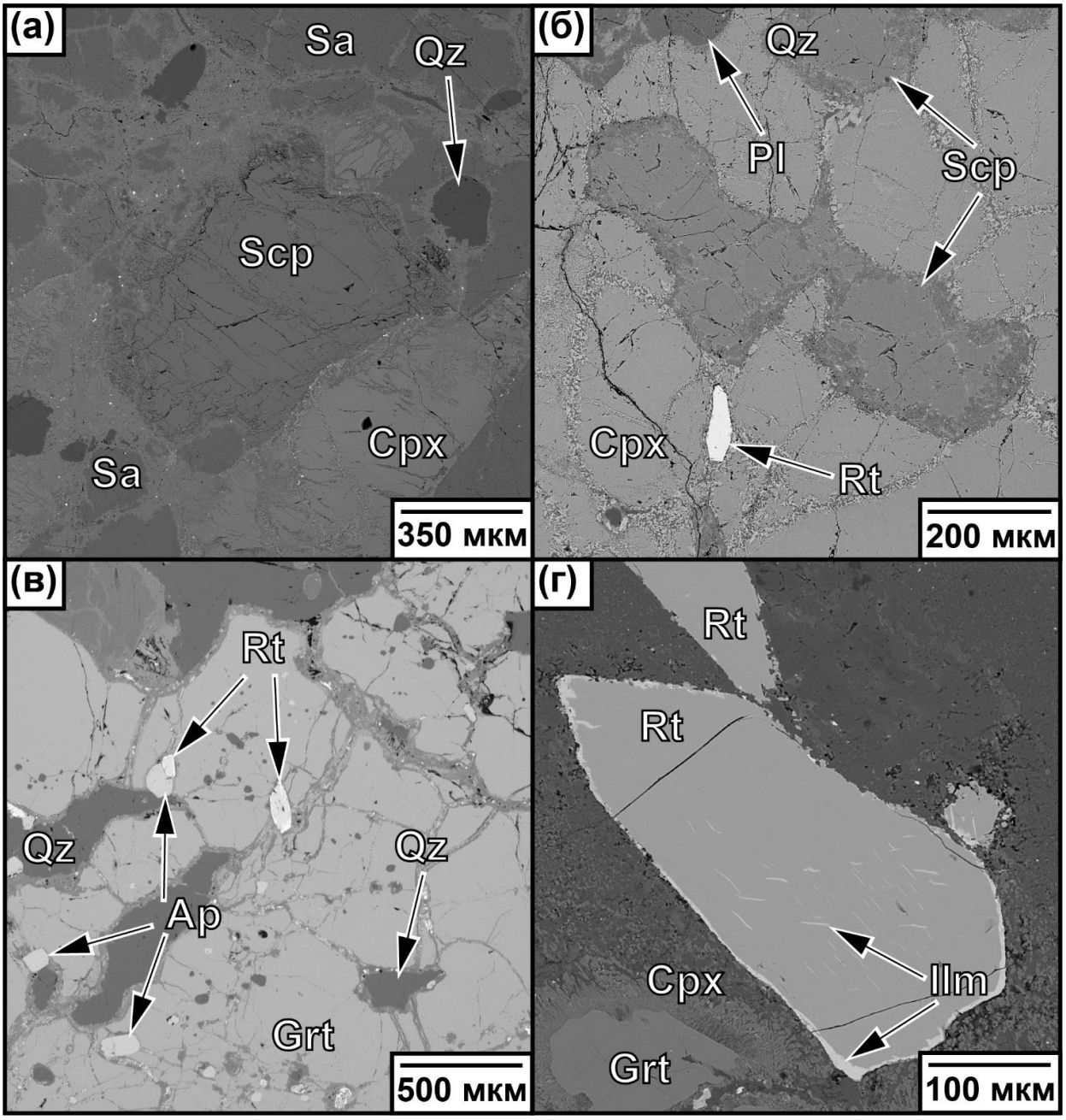


Рисунок 16. BSE-изображение минералов мафических гранулитов: (а) породообразующий скаполит; (б) включения скаполита в клинопироксене; (в) включения акцессорных минералов в гранате; (г) зерно рутила в межзерновом пространстве.

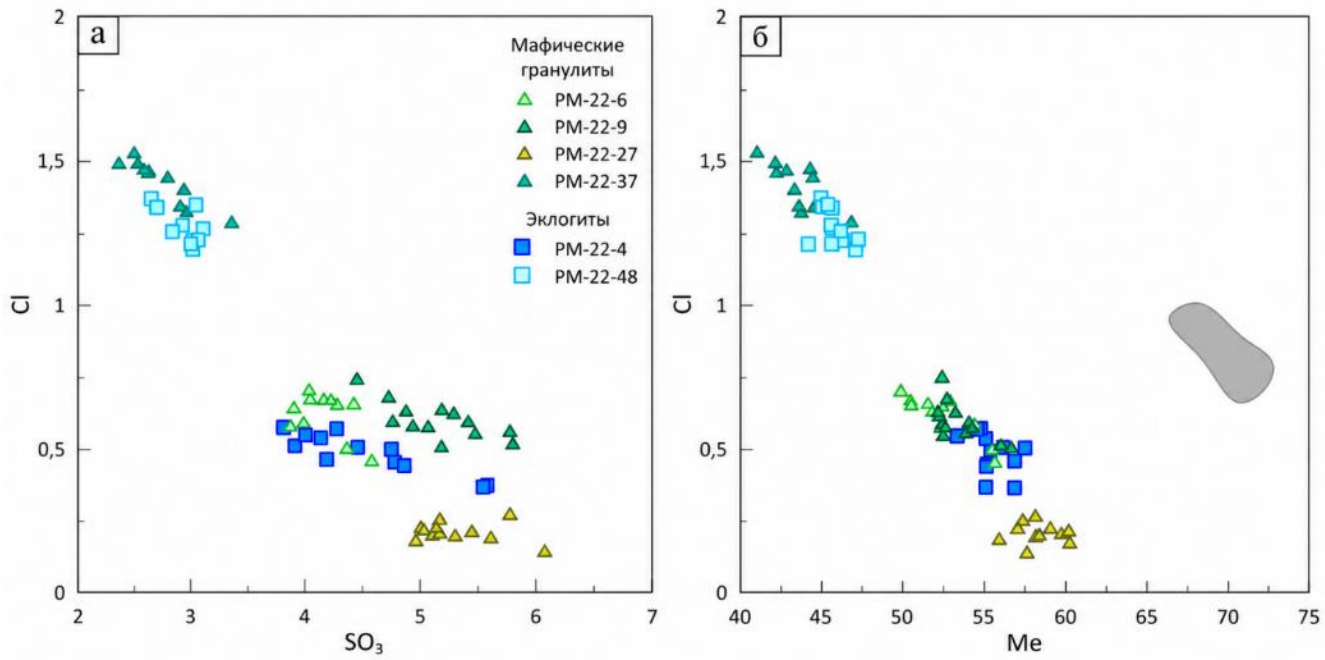


Рисунок 17. (а) Вариации содержаний Cl и SO_3 в скаполитах мафических гранулитов и эклогитов; (б) Вариации мейонитового компонента (Me) и содержания Cl в скаполитах мафических гранулитов и эклогитов. Серым полем показаны составы скаполитов предыдущих исследователей (Мадюков и др., 2011).

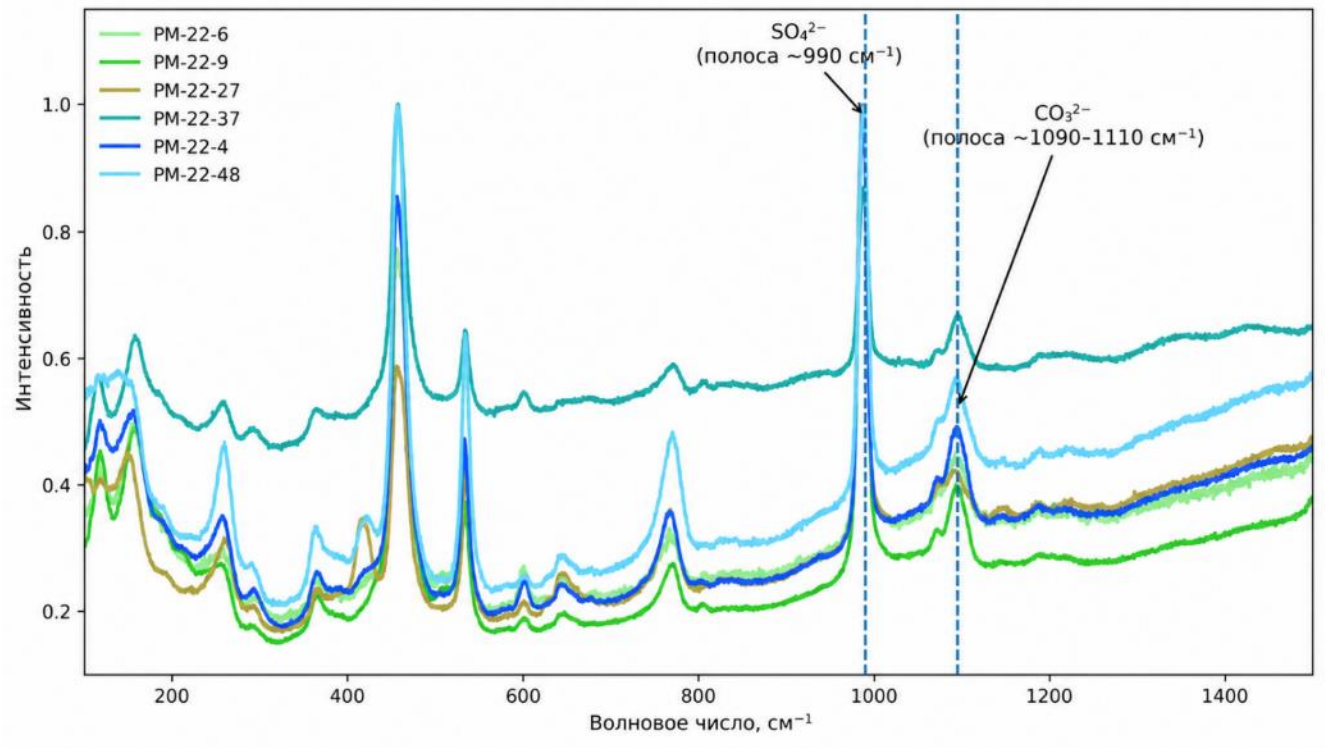


Рисунок 18. КР-спектры скаполитов мафических гранулитов и эклогитов с характерными полосами SO_4^{2-} (~990 $см^{-1}$) и CO_3^{2-} (~1090–1110 $см^{-1}$).

Один из наиболее распространённых акцессорных минералов мафических гранулитов – рутил (Рис. 16г), он представлен субидиоморфными и округлыми зёрнами коричневого цвета размером до 150 мкм. Рутил располагается как в межзерновом пространстве, так и в других минералах — гранате и омфаците — в качестве включений. Для него характерны структуры распада в виде ламелей ильменита. Содержание примеси FeO достигает 1,2 мас.%.

Сульфиды встречаются в межзерновых участках и иногда в виде мелких включений в гранате и клинопироксене (Рис. 19а). Они представлены пиритом и халькопиритом, реже пирротином. Пирит содержит примеси Ni до 1,6 мас.% и Co до 0,6 мас.%.

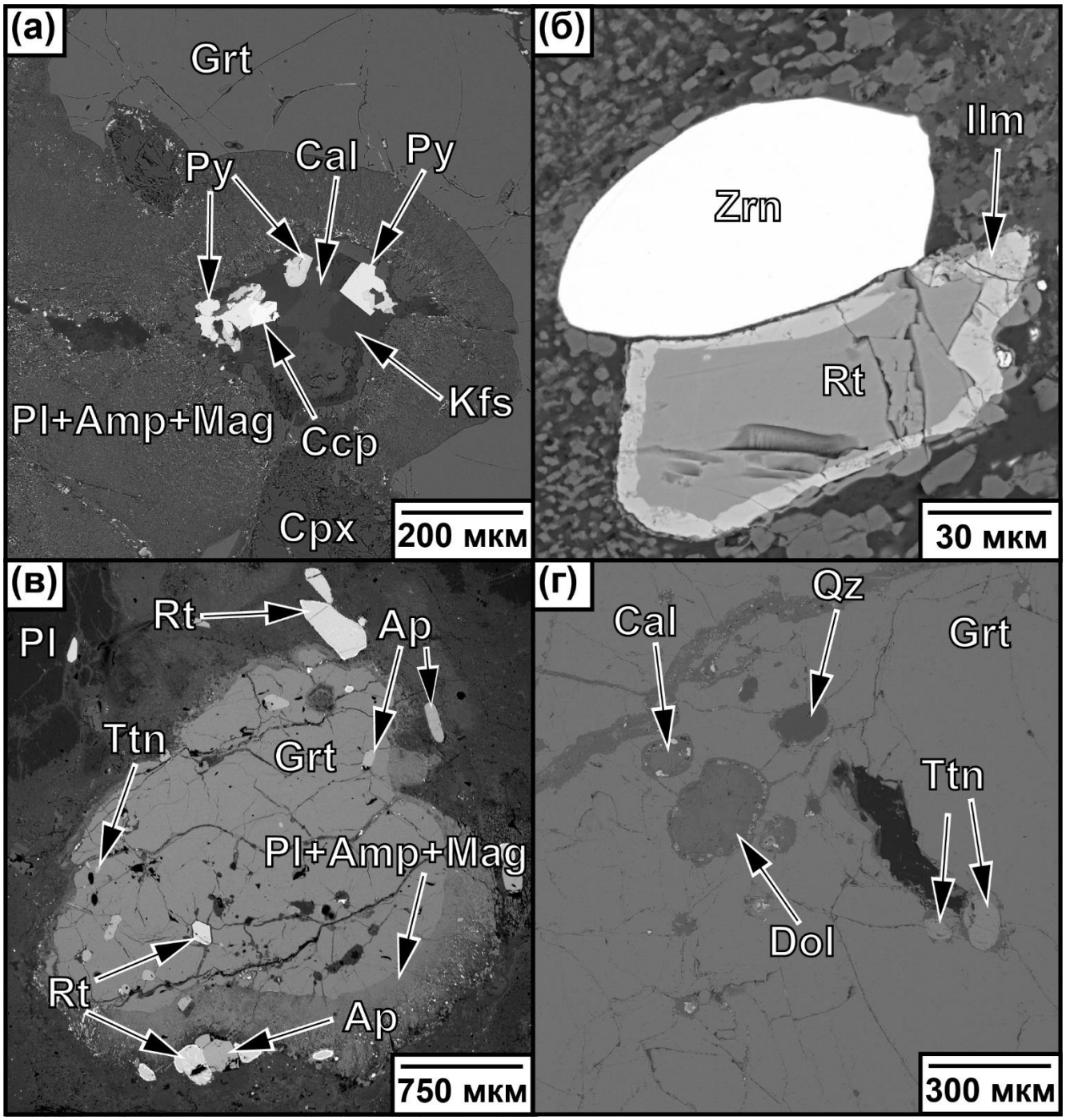


Рисунок 19. BSE-изображения акцессорных минералов из мафических гранулитов: (а) пирита и халькопирита в межзерновом пространстве; (б) зёрна рутила и циркона в межзерновом пространстве; (в) включения акцессорных рутила, апатита и титанита в породообразующем гранате, а также апатита в межзерновом пространстве; (г) включения карбонатов, кварца и титанита в гранате.

Циркон встречается реже, чем ранее описанные акцессорные минералы, и локализуется преимущественно в межзерновом пространстве (Рис. 19б), а также в качестве включений в породообразующих минералах (Рис. 15б). Кроме того, он

нередко присутствует в виде включений в гранате, омфаците и калиево-натровом полевом шпате. Минерал проявлен в форме округлых и субидиоморфных зёрен, обогащённых HfO_2 до 1,4 мас.%, Nb_2O_5 до 1,8 мас.% и FeO до 0,7 мас.%.

Апатит образует овальные бесцветные зёрна до 150 мкм и находится преимущественно в межзерновом пространстве (Рис. 19в), реже в виде включений в породообразующем гранате (Рис. 16в, 19в). Апатит содержит примесь F до 2,5 мас.%, Cl до 1,3 мас.% и FeO до 0,5 мас.%.

Титанит в изученных образцах встречается преимущественно в виде округлых или субокруглых включений в гранате, размер которых достигает 250 мкм (Рис. 19в, г). По химическому составу титанит содержит примеси F до 1 мас.%, Al_2O_3 до 4 мас.% и FeO до 1 мас.%.

Карбонаты в мафических гранулитах встречаются как в виде отдельных мелких зёрен в матриксе (Рис. 19а), так и в форме округлых или неправильной формы включений в гранате (Рис. 19г). Размер карбонатных зёрен достигает 200 мкм. По химическому составу они представлены кальцитом и железистым доломитом. В кальците содержание MgO достигает 1,8 мас.%, FeO — 2,3 мас.%, MnO — 1,8 мас.% и SrO — 0,7 мас.%. Доломит характеризуется вариациями содержания MgO от 9,6 до 12,5 мас.% и FeO от 7,4 до 13,4 мас.%; примесь MnO достигает 0,8 мас.%.

Сульфаты (Рис. 20а, б) в мафических гранулитах встречаются в виде ксеноморфных зёрен размером до 300 мкм и представлены баритом и целестином. Барит содержит примесь SrO до 5,3 мас.%. Целестин характеризуется примесью BaO до 9,7 мас.%, содержание CaO достигает 0,3 мас.%.

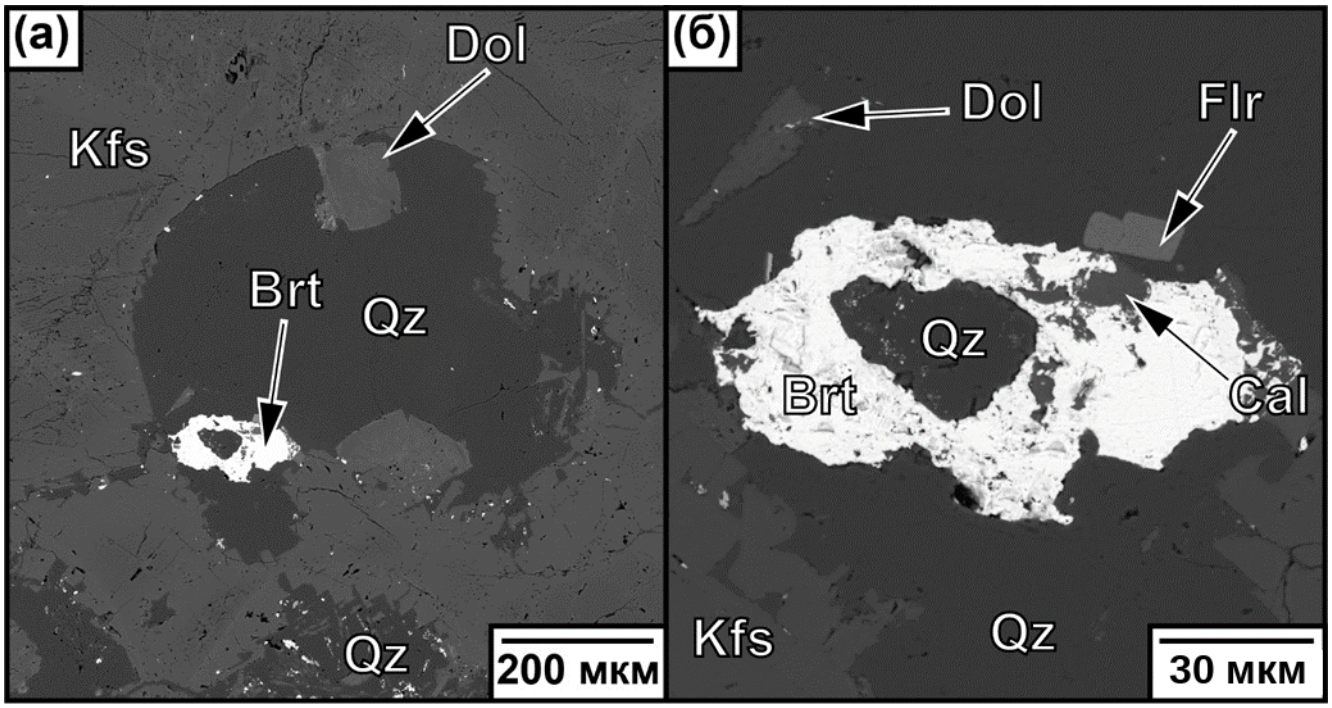


Рисунок 20. (а) BSE-изображения барита в мафических гранулитах; (б) увеличенное изображение (а).

4.1.3. Минералого-петрографическая характеристика эклогитов

Ксенолиты эклогитов характеризуются крупнокристаллической гранобластовой структурой и преимущественно массивной текстурой. Основной матрикс эклогитов представлен клинопироксеном, в котором размещаются отдельные зёрна и скопления граната, а также встречаются изолированные лейкократовые участки (локальные лейкосомы), сложенные санидином, кварцем и кианитом; в двух образцах в качестве первичного породообразующего минерала был также диагностирован скаполит. Среди акцессорных минералов отмечаются рутил, апатит, циркон, монацит, карбонаты (кальцит, анкерит и сидерит), целестин и сульфиды, в некоторых образцах присутствует титанит. Среди вторичных фаз отмечаются плагиоклаз, клинопироксен, хлорит, биотит, амфибол, кальцит и ильменит.

Гранат (Рис. 21а) составляет около 30–40 % объёма породы и представлен преимущественно крупными, субидиоморфными кристаллами красно-вишнёвого цвета, достигающими до 6 мм в поперечнике. Зёрна характеризуются выраженной трещиноватостью; часть залеченных трещин трассируется скоплениями флюидных

включений. В ряде кристаллов граната отмечаются первичные расплавные включения. Вокруг порфиробластов граната развиты келифитовые каймы мощностью до 200 мкм, сложенные плагиоклазом, диопсидом и магнетитом. Зёрна граната содержат включения как породообразующих минералов (клинопироксен, кварц, кианит, полевые шпаты), так и акцессорных фаз (рутил, циркон, монацит, сульфиды). По химическому составу гранаты относятся к пироп-гроссуляр-альмандиновому ряду ($Prp_{19–32}Grs_{20–29}Alm_{39–48}$) (Рис. 6). В отдельных образцах фиксируется слабая химическая зональность: концентрации CaO и MgO уменьшаются от центра к краю, тогда как содержание FeO, напротив, возрастает.

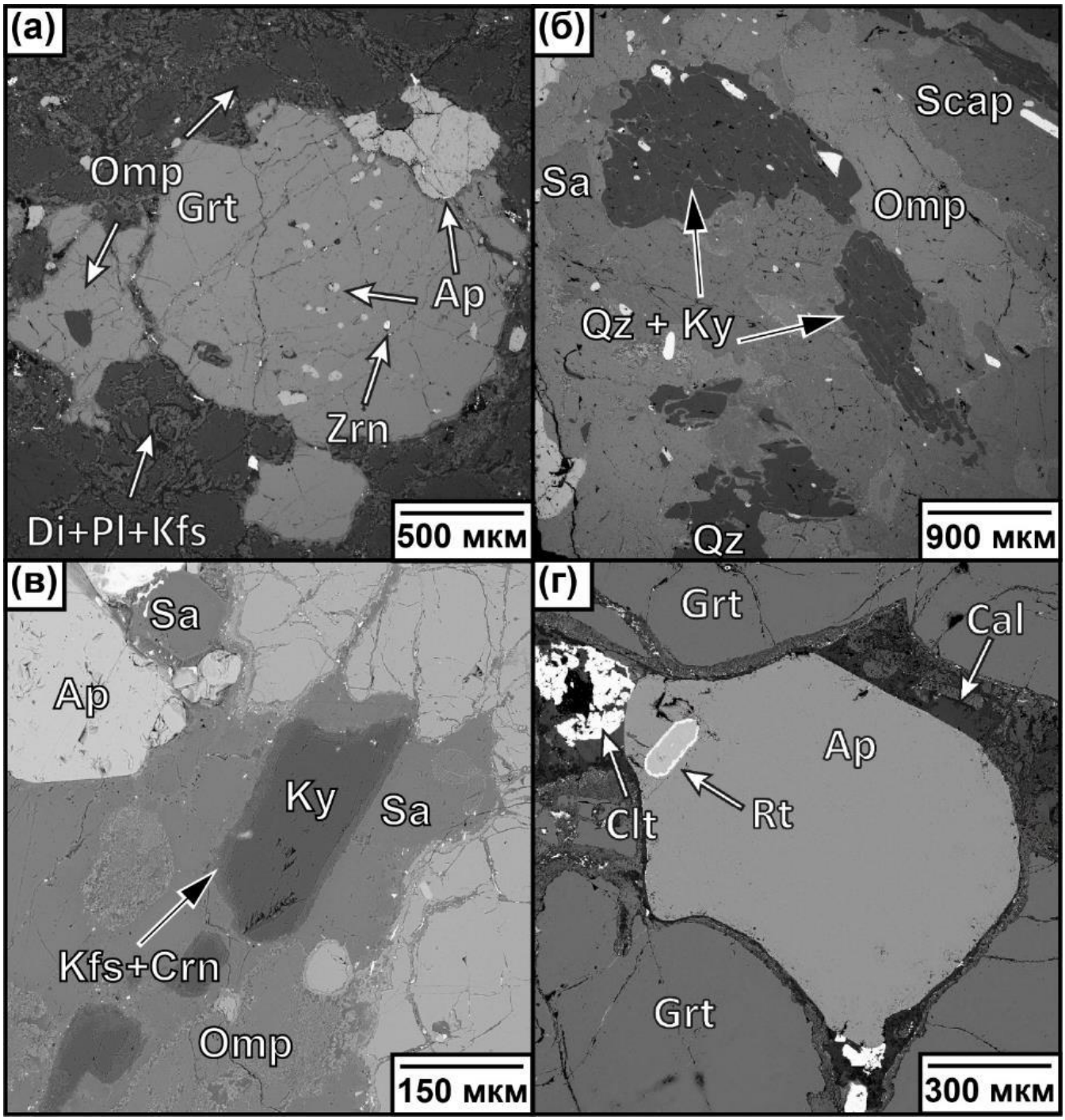


Рисунок 21. BSE-изображения породообразующих и акцессорных минералов кианитсодержащих эклогитов. (а) зерно граната с включениями циркона и апатита; (б) обзорная фотография скаполитсодержащего эклогита с омфацитом, санидином, скаполитом и кварц-кианитовым агрегатом; (в) одиночное зерно кианита, окруженного корунд-калишпатовым симплектитом; (г) акцессорный апатит с включением рутила, окруженного ильменитовой каймой.

Первичный клинопироксен (Рис. 21а, б) имеет разную степень сохранности от крупных прозрачных реликтов размером до 3 мм до почти полностью замещённых симплектитом порфиробластов. Он слагает основной матрикс породы и составляет 40-65% от общего объёма породы. Его химический состав отвечает омфациту (Morimoto, 1989) – содержание жадеитового компонента (Jd) варьирует от 39,5 до 50,9 мол.% (Рис. 14а, б). В нём отмечается наличие Ca-чермакитовой молекулы (CaTs), содержание которой достигает 6,5 мол.% (Рис. 14а). По химическому составу зёрна преимущественно однородные, однако в некоторых образцах отмечается незначительная химическая зональность: от центра к периферии реликта увеличивается содержание Na_2O и Al_2O_3, и уменьшается концентрация FeO, MgO и CaO.

Первичные полевые шпаты представлены крупными ксеноморфными зёрнами санидина (Рис. 21б, в), которые являются основной составляющей лейкократовых обособлений и занимают от 5 до 15% от общего объема породы. Нередко зёрна санидина содержат включения кианита, рутила, апатита, циркона, сульфида и других минералов. Санидин соответствует составу $Or_{55–89}Ab_{11–42}An_{0–5}$ (Рис. 8). Для большинства зёрен характерна химическая зональность: к периферии зерна увеличиваются концентрации Na_2O, а K_2O наоборот – уменьшаются. Отмечается наличие примесей FeO (до 0,3 мас.%) и BaO (до 0,5 мас.%).

Кианит преимущественно наблюдается в виде агрегатов, состоящих из кварца и кианита (Рис. 21б), реже – в форме отдельных зерен субидиоморфного до ксеноморфного облика размером до 300 мкм (Рис. 21в). Он располагается в лейкократовых обособлениях и составляет от 2 до 15 % от общего объема породы. Порфиробласты кианита повсеместно окружены симплектитовыми каймами (мощностью до 200 мкм), состоящими из калиевого полевого шпата и корунда. Химический состав кианита однородный. В нем отмечаются незначительные примеси FeO (до 1,2 мас.%) и TiO_2 (до 0,06 мас.%). Включения редки и, как правило, представлены породообразующими и акцессорными минералами.

Кварц в основном представлен ксеноморфными бесцветными зёрнами (размером до 3–5 мм) в виде скоплений в матриксе (Рис. 21б), реже – в виде

включений в породообразующих минералах, таких как гранат, омфацит и кианит. Также присутствует в составе кварц-кианитового агрегата (Рис. 21б). В химическом составе кварца отмечаются примеси TiO_2 (до 0,03 мас.%) и FeO (до 0,1 мас.%).

Обнаруженный в двух образцах эклогита скаполит (Рис. 21б) представляет собой ксеноморфные зёрна (размером до 300 мкм), расположенные преимущественно в межзерновом пространстве, а также в виде включений в породообразующих минералах. Минерал характеризуется содержанием SO_3 до 5,7 мас.% и Cl до 0,5 мас.%, а в некоторых образцах (РМ-22-48) до 1,5 мас.%.

Рутил встречается как в виде самостоятельных зёрен, так и в виде включений в гранате, омфаците и кианите и других акцессорных минералах, например, в апатите (Рис. 21г). Кристаллы субидиоморфные, красно-коричневые, размером до 200 мкм. Типичны структуры распада в виде ламелей ильменита; в отдельных зёрнах встречаются ориентированные включения корунда. Присутствуют примеси FeO до 1,4 мас.%. Содержание Zr в рутиле из эклогитов варьирует в пределах от 1331 до 1417 ppm.

Апатит образует бесцветные округлые зёрна от 10 до 300 мкм, расположенные как в матриксе (Рис. 21г), так и в виде включений в гранате (Рис. 21а), клинопироксене, цирконе и других минералах. В нём диагностируются включения циркона и рутила, а в образце РМ-22-4 карбоната. Характерные примеси включают FeO (до 1,3 мас.%) и SrO (до 1,6 мас.%). Содержания фтора и хлора могут достигать F (до 3,2 мас.%), Cl (до 2,2 мас.%).

Зёрна циркона (до 100 мкм) от бесцветного до светло-жёлтого цвета встречаются как в межзерновых участках, так и в виде включений в породообразующих минералах (Рис. 21а). Для циркона характерны примеси HfO_2 до 0,2 мас.%, Nb_2O_5 до 1,2 мас.% и FeO до 0,4 мас.%.

Карбонаты в эклогитах имеют широкое распространение и представлены мелкими зернами кальцита и доломита (Рис. 22а). Они встречаются как в матриксе, так и в виде округлых или неправильной формы включений не только в гранате, но также в омфаците, кварце и апатите. Размер отдельных зерен достигает 200 мкм.

По химическому составу анкерит содержит примесь SrO до 1,2 мас.%, тогда как кальцит характеризуется лишь следовыми количествами стронция.

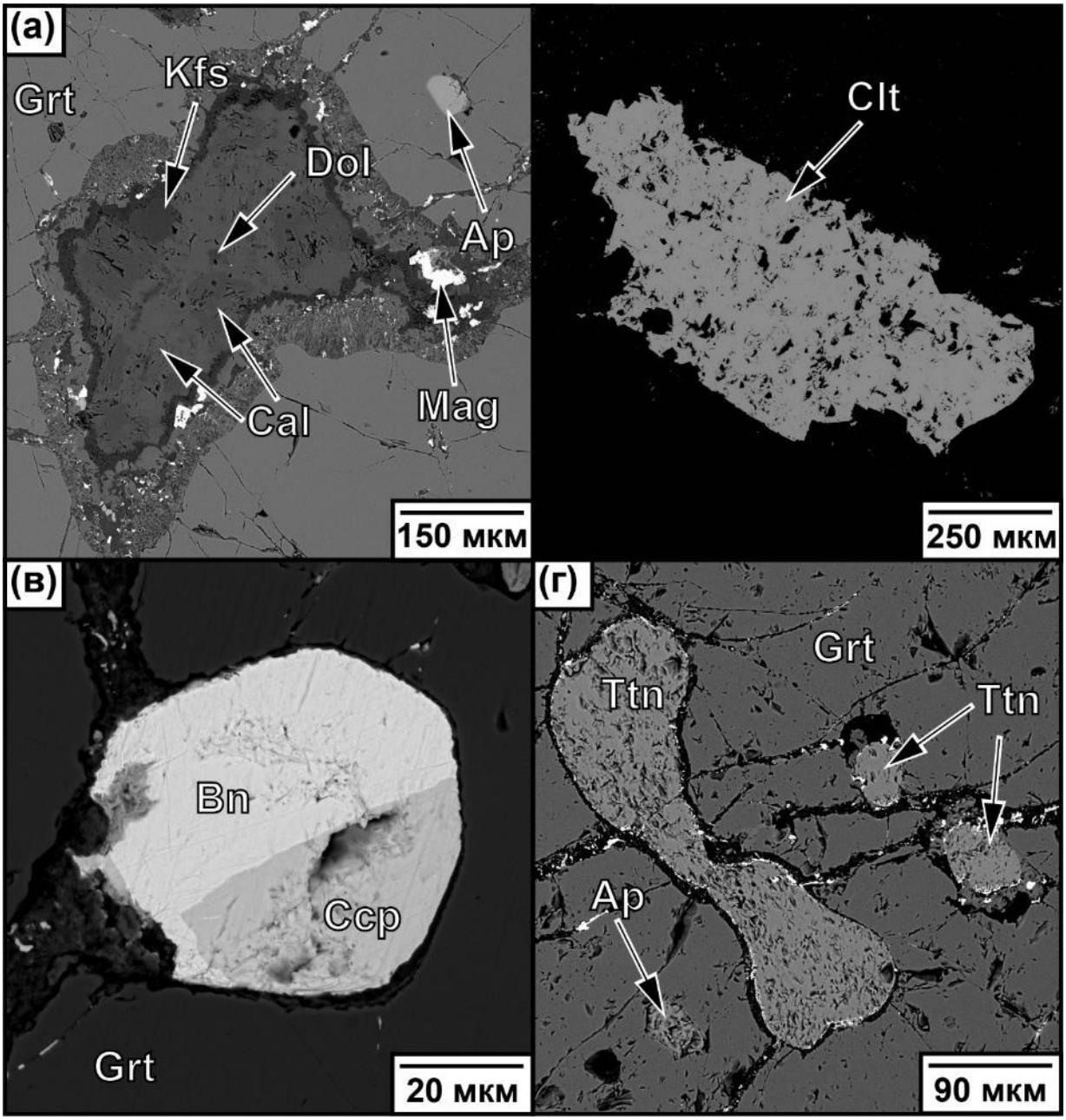


Рисунок 22. BSE-изображения акцессорных минералов кианитсодержащих эклогитов. (а) включение карбонатов (кальцит и доломит) в гранате; (б) зерно целестина в интерстициях; (в) включение сульфидной глобулы, состоящей из халькопирита и борнита, в гранате; (г) включения титанита и апатита в гранате.

Сульфаты встречаются редко и представлены крупными ксеноморфными зернами целестина (Рис. 22б), размеры которых могут достигать 800 мкм. Целестин содержит незначительную примесь BaO — до 3 мас.% и CaO — до 0,5 мас.%.

Сульфиды в эклогитах представлены сульфидными глобулами, состоящими преимущественно из халькопирита и иногда борнита (Рис. 22в), реже пирротина и пирита. Они встречаются в межзерновом пространстве и иногда в виде мелких включений в гранате и клинопироксене.

Титанит представлен субидиоморфными и ксеноморфными зёрнами буровато-коричневого оттенка, локализованными преимущественно в виде включений в гранате (Рис. 22г). В одном образце наблюдается тесное срастание титанита с магнетитом. Основные примеси: Al_2O_3 до 5 мас.%, FeO до 0,9 мас.%, P_2O_5 до 0,2 мас.% и F до 1,5 мас.%.

4.2. Петрохимический состав ксенолитов

Для характеристики петрохимических различий между фельзическими гранулитами, мафическими гранулитами и эклогитами были рассмотрены валовые содержания главных оксидов и величины магнезиальности Mg# (рис. 23). В качестве материала для сравнения привлечены опубликованные составы магматических пород Кохистанского комплекса (Dhuime et al., 2009) и данные глобальной выборки пелитовых пород (Forshaw and Pattison, 2023). Это сопоставление позволяет оценить черты сходства и различия изученных ксенолитов с магматическими и пелитовыми породами и тем самым подойти к обсуждению возможной природы их протолитов. Валовый петрохимический состав ксенолитов представлен в Таблицах П1–П3.

Фельзические гранулиты характеризуются наиболее широкими вариациями содержания SiO_2, максимальные значения которого достигают ~72 мас. % (рис. 23). С увеличением суммы FeO + MgO содержание SiO_2 уменьшается, тогда как содержание Al_2O_3 в целом возрастает. Наиболее богатые Fe–Mg образцы отличаются одновременно пониженными содержаниями SiO_2 и повышенными — Al_2O_3. Значения Mg# фельзических гранулитов перекрываются с таковыми мафических гранулитов и эклогитов. Содержания CaO в фельзических гранулитах не превышают 5 мас. %, концентрации K_2O находятся в пределах 3–6 мас. %, а

содержания Na_2O преимущественно <2 мас. %, что существенно ниже, чем в двух других группах ксенолитов.

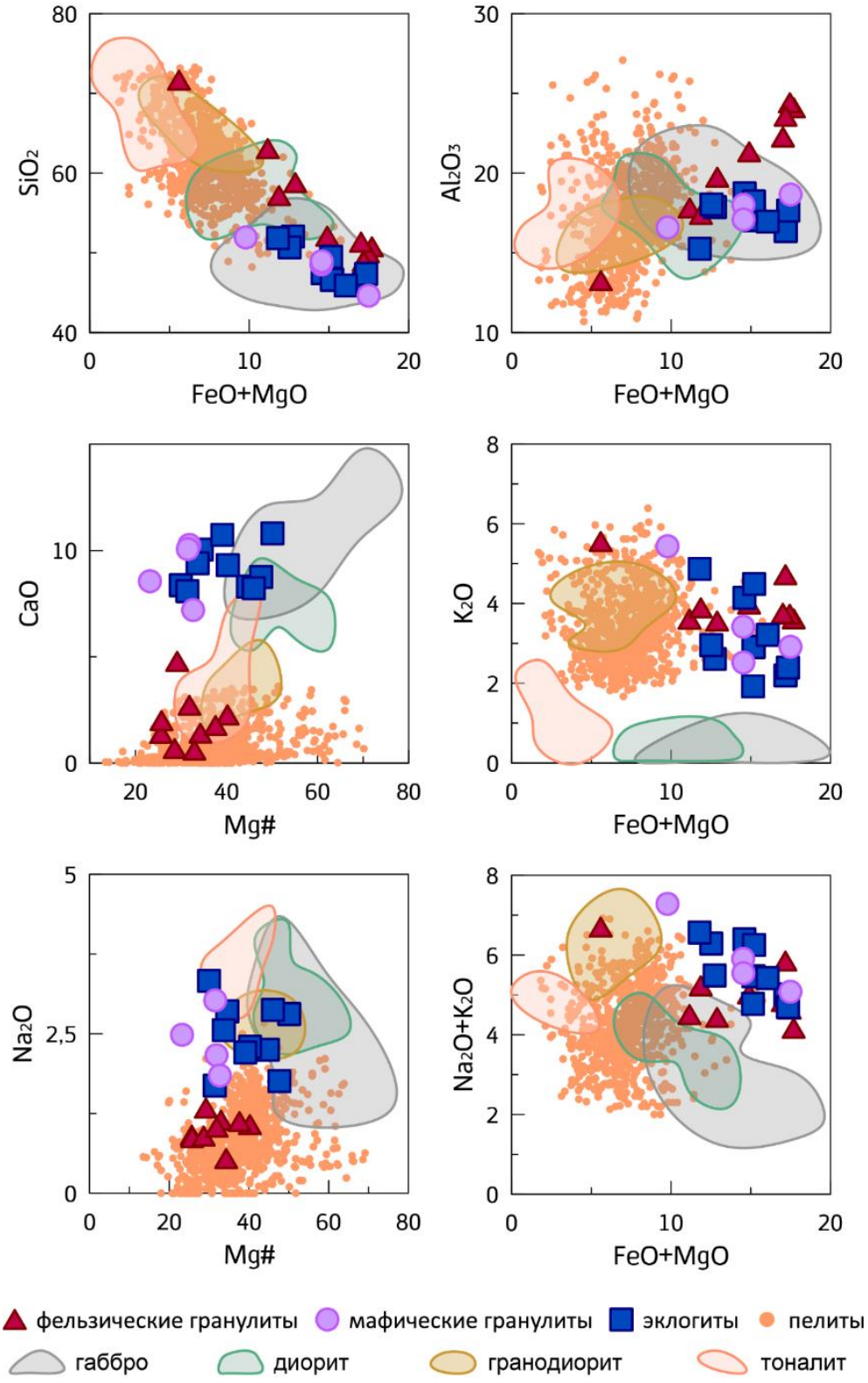


Рисунок 23. Вариационные диаграммы валового состава кианитсодержащих ксенолитов в сравнении с предполагаемыми протолитами (Dhuime et al., 2009; Forshaw and Pattison, 2023).

При сопоставлении с глобальной выборкой пелитов (Forshaw and Pattison, 2023) наиболее отчётливое сходство фельзических гранулитов проявляется в низких содержаниях CaO и Na_2O. Большинство их составов перекрывается с пелитовой выборкой на диаграммах CaO–Mg# и Na_2O –Mg#. Содержания K_2O также находятся в пределах значений, характерных для части пелитов. Вместе с тем совпадение является неполным: наиболее богатые Fe–Mg фельзические гранулиты смещены относительно основной совокупности пелитовых составов и характеризуются повышенными содержаниями Al_2O_3 при сопоставимых значениях FeO + MgO. Таким образом, фельзические гранулиты обнаруживают сходство с пелитовыми породами по ряду главных компонентов, сохраняя при этом собственные петрохимические особенности.

Мафические гранулиты характеризуются значениями Mg# ~ 23–38 и сравнительно узким диапазоном содержания SiO_2 — 44–52 мас.% (Рис. 23). Содержания Al_2O_3 составляют около 16–19 мас.%, CaO — 7–10 мас.%, K_2O — 2,5–6 мас.%, Na_2O — 1,5–3,1 мас.%. По сравнению с фельзическими гранулитами они отличаются более высокими содержаниями CaO и Na_2O и менее выраженной изменчивостью SiO_2.

Эклогиты по валовому составу близки к мафическим гранулитам. Значения Mg# составляют около 30–50, частично перекрываясь с диапазонами других групп ксенолитов (Рис. 23). Содержания SiO_2 также близки к таковым мафических гранулитов. Сумма FeO + MgO находится преимущественно в пределах 12–18 мас.%, содержания Al_2O_3 — около 15–20 мас.%, CaO — 8–11 мас.%. Содержание K_2O достигает примерно 5 мас.%, а сумма Na_2O + K_2O не превышает около 7 мас.%. По содержаниям CaO и Na_2O эклогиты, как и мафические гранулиты, отчётливо отличаются от большинства фельзических гранулитов.

Мафические гранулиты и эклогиты характеризуются близкими петрохимическими составами, что проявляется в значительном перекрытии диапазонов содержания главных оксидов и магнезиальности. При сопоставлении с составами магматических пород Кохистанского комплекса и Памира (Dhuime et al., 2009; Liu et al., 2020), рассматриваемых в качестве возможных аналогов

протолитов, обе группы ксенолитов частично перекрывают поля габбро и диоритов по содержаниям SiO_2, Al_2O_3, CaO и соотношению FeO + MgO (Рис. 23). Основное отличие заключается в повышенных содержаниях K_2O и, соответственно, суммы щелочей (Na_2O + K_2O) в исследованных породах. На классификационной диаграмме плутонических пород (Рис. 24) в координатах SiO_2–(Na_2O + K_2O) составы мафических гранулитов и эклогитов располагаются преимущественно в полях монцогаббро и монцогаббродиоритов, отдельные точки — вблизи поля монцодиоритов (Рис. 24). По содержанию SiO_2 исследованные породы соответствуют преимущественно магматическим породам основного состава, местами приближаясь к границе со средними породами.

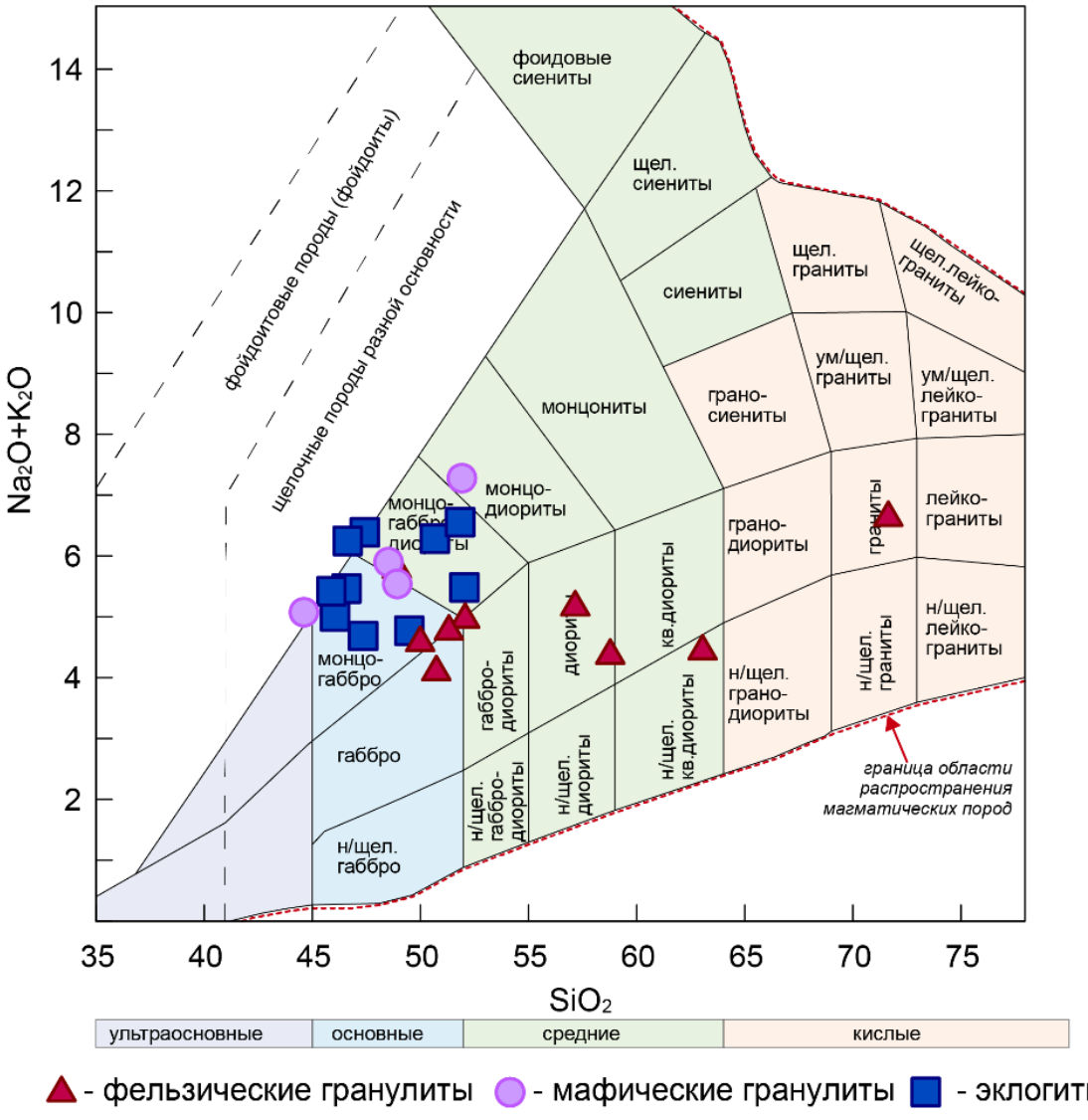


Рисунок 24. TAS–диаграмма плутонических пород (Шарпенок и др., 2013) с вынесенными валовыми составами кианитсодержащих ксенолитов.

Таким образом, наиболее отчётливые петрохимические различия наблюдаются между фельзическими гранулитами, с одной стороны, и мафическими гранулитами и эклогитами — с другой. Фельзические гранулиты характеризуются более широкими вариациями содержания SiO_2 и Al_2O_3 и по ряду петрохимических характеристик обнаруживают сходство с пелитовыми породами из глобальной выборки Forshaw and Pattison (2023). Мафические гранулиты и эклогиты имеют близкие валовые составы и демонстрируют сходство с магматическими породами основного состава.

4.3. Редкоэлементный состав ксенолитов

Для характеристики валового редкоэлементного состава ксенолитов были проанализированы содержания рассеянных и редкоземельных элементов в породах. Полученные спектры сопоставлены со средними составами верхней и нижней континентальной коры (Hacker et al., 2015; Guo et al., 2020). Валовый геохимический состав ксенолитов представлен в Таблицах П14–П16.

Диаграмма распределения рассеянных элементов фельзических гранулитов демонстрирует сходные, почти параллельные спектры во всём диапазоне элементов (Рис. 25а). Фельзические гранулиты характеризуются обогащением крупноионными литофильными элементами (LILE) – Cs, Rb, Ba, а также повышенным содержанием Th и U. В области Nb и Ta у всех образцов отмечается обеднение относительно соседних элементов ряда, при этом присутствует выраженный положительный пик Pb. Для большинства образцов характерна отрицательная Sr-аномалия, менее выраженная в образце РМ-22-20. В остальных частях спектра формы кривых остаются близкими друг к другу, сохраняя единый тип распределения элементов. Спектр РЗЭ характеризуется резким снижением уровней от лёгких к тяжёлым РЗЭ и выраженным углублением кривой в области Eu (Рис. 26а). Суммарное содержание лёгких РЗЭ (ΣLREE = La – Gd) варьирует от 151 до 401 ppm, тогда как сумма тяжёлых РЗЭ (ΣHREE =Tb – Lu) составляет 6–31 ppm. При этом в образце РМ-22-20 фиксируется локальное повышение уровня Eu.

Важным отличием является отрицательная Eu-аномалия (Eu/Eu* = 0,5 – 0,8), кроме образца РМ-22-20, в нём обнаруживается наличие Eu-аномалии, равной 1,4.

Дополнительно степень фракционирования редкоземельных элементов была оценена по отношению La/Yb. Для фельзических гранулитов значения La/Yb доходят до 28, что отражает выраженное обогащение лёгкими РЗЭ относительно тяжёлых и согласуется с крутым наклоном хондрит-нормированных спектров.

При сопоставлении с составами континентальной коры (Hacker et al., 2015; Guo et al., 2020) фельзические гранулиты обнаруживают сходство с верхней континентальной корой по общему характеру распределения рассеянных и редкоземельных элементов (Рис. 25а, 26а). Вместе с тем изученные породы характеризуются более высокими концентрациями ряда несовместимых элементов, прежде всего Rb, Ba, Th, U и Pb, а также повышенными содержаниями лёгких РЗЭ.

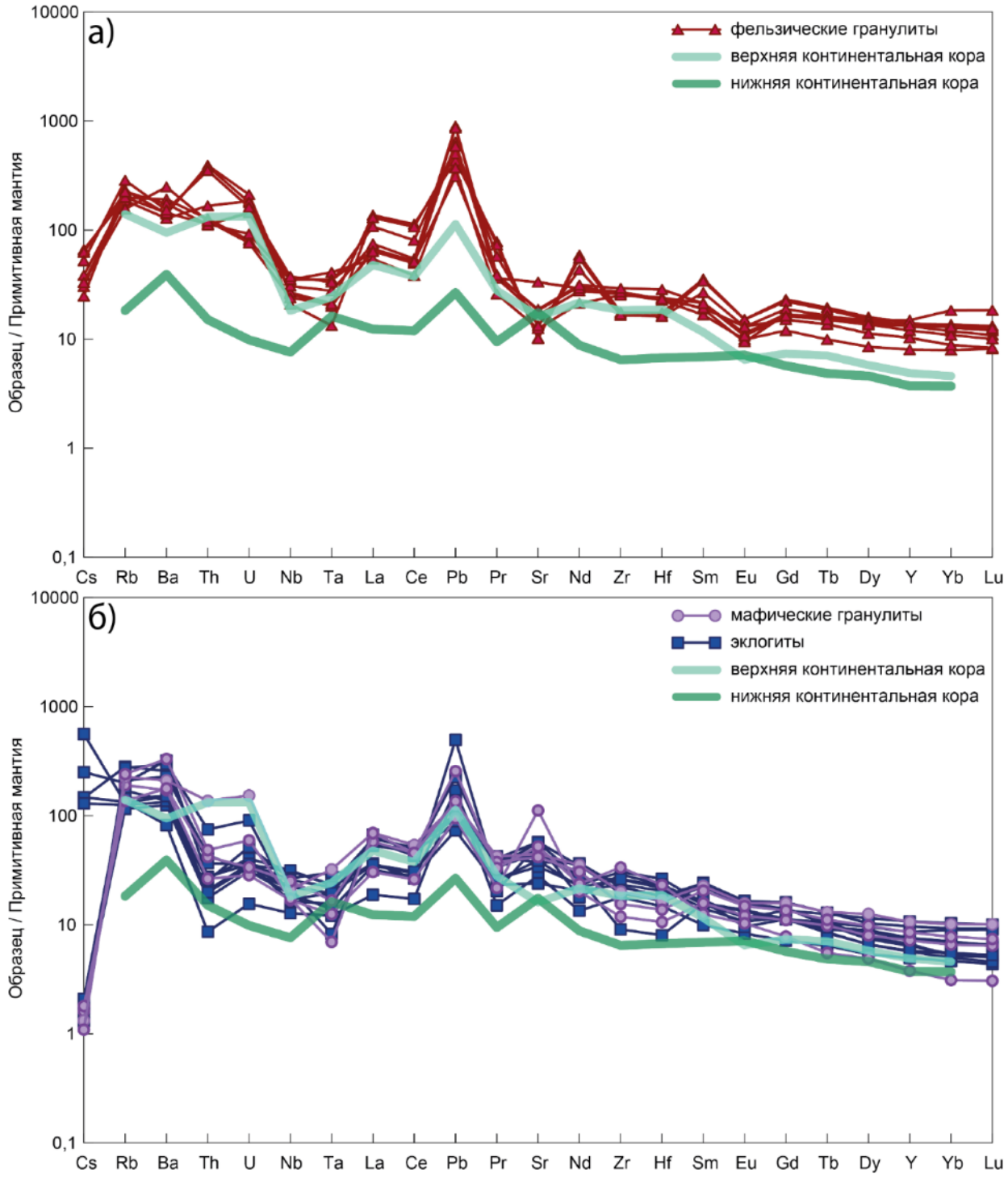


Рисунок 25. Спектры распределения рассеянных элементов, нормированные на примитивную мантию, для кианитсодержащих ксенолитов: а) фельзических гранулитов; б) мафических гранулитов и эклогитов. Составы изученных ксенолитов приведены в сравнении со средними составами верхней и нижней континентальной коры (Hacker et al., 2015; Guo et al., 2020).

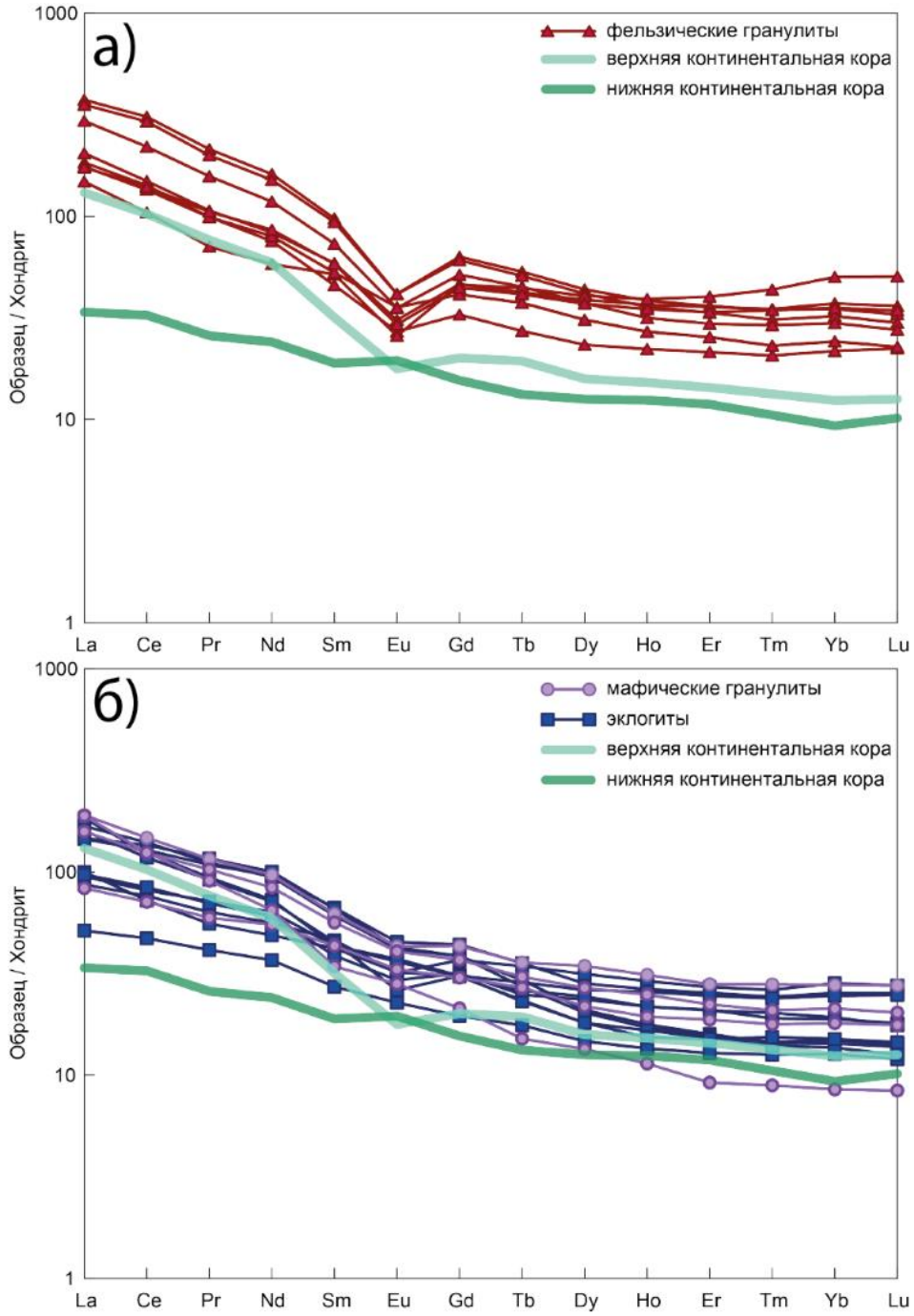


Рисунок 26. Спектры распределения редкоземельных элементов, нормированные на хондрит, для кианитсодержащих ксенолитов: а) фельзических гранулитов; б) мафических гранулитов и эклогитов. Составы изученных ксенолитов приведены в сравнении со средними составами верхней и нижней континентальной коры (Hacker et al., 2015; Guo et al., 2020).

Спектры эклогитов и мафических гранулитов показывают явное сходство, в связи с чем они рассматриваются вместе (Рис. 25б). Для них характерно как обогащение, так и обеднение крупноионными литофильными элементами (LILE)

— Cs, Rb и Ba, при этом Th образует выраженный локальный минимум относительно соседних элементов. В области Nb и Ta проявляется слабое обеднение, менее выраженное, чем у фельзических гранулитов. Pb характеризуется отчётливым положительным максимумом, прослеживающимся во всех кривых. Для большинства образцов характерна положительная Sr-аномалия, выраженность которой различается между отдельными ксенолитами. В остальной части диаграммы кривые сохраняют сходный характер распределения и постепенно снижаются в направлении тяжёлых элементов. Мафические гранулиты характеризуются более сглаженными хондрит-нормированными спектрами РЗЭ по сравнению с фельзическими гранулитами. Значения ΣLREE составляют 108–211 ppm, а ΣHREE — 14–22 ppm. Выраженная Eu-аномалия отсутствует: Eu/Eu* находится в диапазоне 0,8–0,9. Хондрит-нормированные спектры РЗЭ эклогитов также характеризуются плавным снижением содержаний от лёгких к тяжёлым РЗЭ и более сглаженной формой по сравнению с фельзическими гранулитами (Рис. 26б). Суммарное содержание лёгких РЗЭ варьирует от 71 до 198 ppm, а тяжёлых РЗЭ — от 10 до 21 ppm. Выраженные отклонения в области Eu отсутствуют: Eu/Eu* составляет 0,8–1,0.

Для мафических гранулитов и эклогитов значения La/Yb составляют 5-22 и 3-12 соответственно. По сравнению с фельзическими гранулитами эти породы характеризуются менее выраженным фракционированием РЗЭ, что согласуется с более пологой формой хондрит-нормированных спектров. При сопоставлении с референтным составом нижней континентальной коры наблюдается сходство общей тенденции распределения РЗЭ, выраженное в постепенном снижении нормированных содержаний от лёгких к тяжёлым элементам. Вместе с тем спектры мафических гранулитов и эклогитов преимущественно располагаются выше сравнительной кривой, особенно в области лёгких РЗЭ.

Таким образом, редкоэлементный состав изученных ксенолитов также позволяет выделить две основные геохимические группы. Фельзические гранулиты характеризуются повышенными содержаниями ряда несовместимых элементов, выраженным фракционированием РЗЭ и преимущественно отрицательной Eu-

аномалией. Мафические гранулиты и эклогиты, напротив, обнаруживают значительное сходство между собой по характеру распределения рассеянных и редкоземельных элементов. Для обеих групп характерны близкая форма спектров РЗЭ, менее выраженное по сравнению с фельзическими гранулитами фракционирование и слабая отрицательная Eu-аномалия либо её отсутствие. Во всех трёх группах ксенолитов наблюдается относительное обогащение рядом несовместимых элементов, наиболее выраженное в фельзических гранулитах. При этом мафические гранулиты и эклогиты характеризуются сходными геохимическими особенностями, что согласуется с ранее установленной близостью их петрохимического состава и минеральных ассоциаций.

4.4. Редкоэлементный состав граната и клинопироксена

Редкоэлементные составы граната и клинопироксена представлены в Таблицах П17–21.

Для граната из фельзических гранулитов распределение РЗЭ в центральных частях зёрен сильно фракционировано и характеризуется резким обеднением LREE при значительном обогащении HREE (Рис. 27). Спектры имеют дугообразную форму: от La к Sm отмечается крутой рост уровней, на Eu фиксируется выраженный локальный минимум, после чего от Gd к Lu кривые вновь повышаются и переходят в субгоризонтальный или слабовозрастающий тренд. Суммарное содержание LREE составляет 10–29 ppm, тогда как ΣHREE варьирует от 32 до 139 ppm. Концентрации HREE преимущественно значительно увеличиваются от периферии зерна к его центру. Содержание Eu в гранате изменяется от 0,34 до 1,65 ppm. Значения же Eu/Eu* находятся в диапазоне 0,2–0,4, что указывает на наличие отрицательной Eu-аномалии.

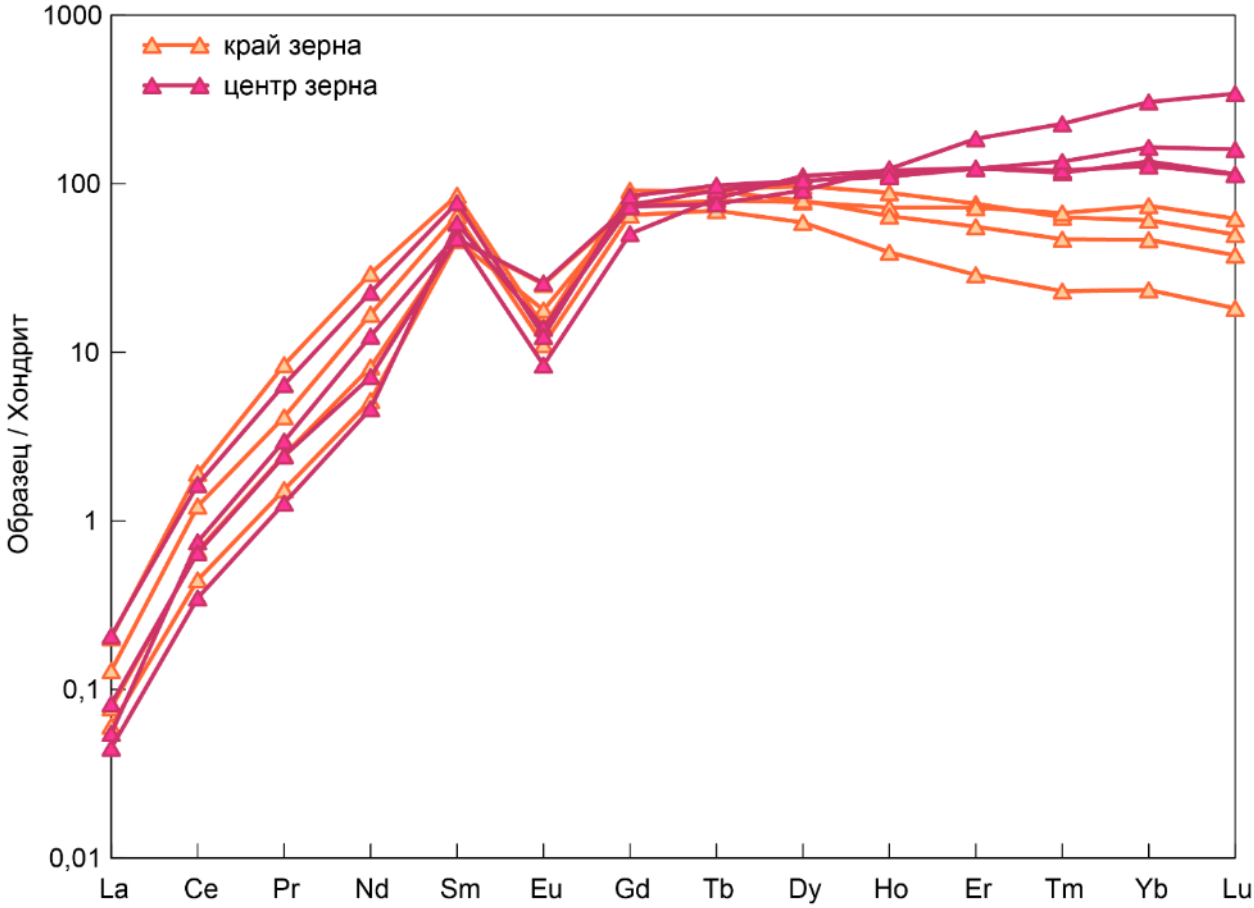


Рисунок 27. Хондрит-нормированные спектры распределения редкоземельных элементов в гранате фельзических гранулитов: сравнение центральных частей зёрен и их краевых зон.

В гранате из мафических гранулитов спектры REE в центральных частях зёрен демонстрируют резко фракционированный характер: лёгкие редкоземельные элементы существенно обеднены, тогда как тяжёлые заметно обогащены (Рис. 28). Кривые имеют типичный дугообразный профиль: от La к Sm уровни быстро возрастают, в области Eu тренд почти выпрямляется и отмечается лишь неглубокое снижение, после чего от Gd к Lu снова прослеживается подъём с переходом к субгоризонтальному либо слабо возрастающему участку. В гранате из мафических гранулитов спектры РЗЭ в центральных частях зёрен демонстрируют резко фракционированный характер: лёгкие редкоземельные элементы существенно обеднены, тогда как тяжёлые заметно обогащены. Суммарное содержание LREE варьирует от 3 до 20 ppm, а ΣHREE — от 16 до 115 ppm. Тяжёлые редкоземельные элементы показывают выраженную радиальную зональность: их содержания, как

правило, возрастают от края зёрен к центру. Содержание Eu в гранате составляет 0,57–2,52 ppm, а Eu/Eu* изменяется в пределах 0,7–0,9, что указывает на наличие от умеренной до слабо отрицательной Eu-аномалии.

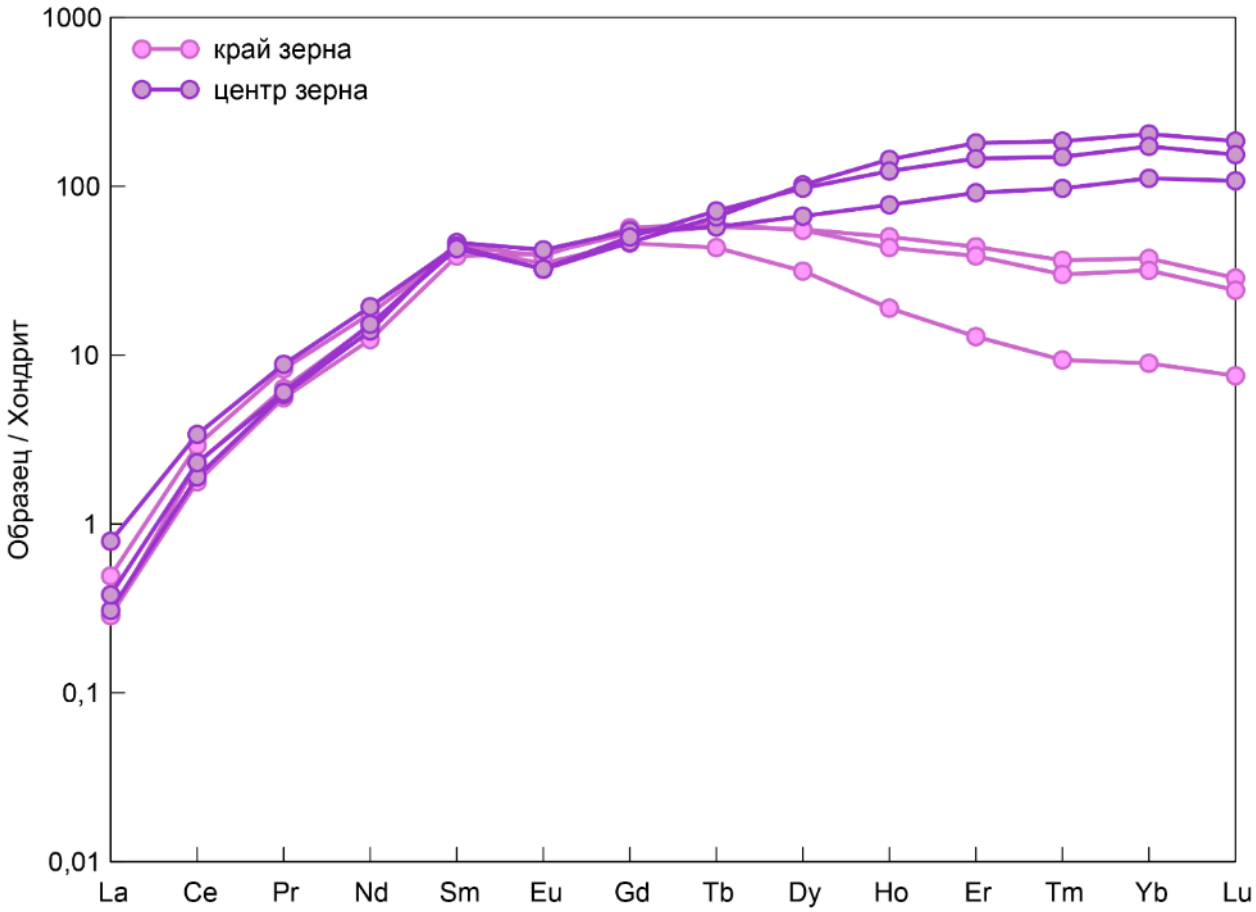


Рисунок 28. Хондрит-нормированные спектры распределения редкоземельных элементов в гранате мафических гранулитов: сравнение центральных частей зёрен и их краевых зон.

В гранате эклогитов спектры РЗЭ также резко фракционированы: LREE существенно обеднены, тогда как HREE обогащены (Рис. 29). Кривые имеют крутой подъём от La к Sm, после чего в области Eu тренд плавно переходит к более пологому участку от Gd к Lu с незначительными локальными повышениями и понижениями. Суммарное содержание LREE составляет 10–18 ppm, тогда как ΣHREE варьирует от 21 до 58 ppm. Распределение тяжёлых редкоземельных элементов в пределах зёрен слабо возрастает от края к центру. Содержание Eu в гранате изменяется от 0,98 до 3,36 ppm, при этом значения Eu/Eu* находятся в

диапазоне 0,9–1,2, что указывает как на отсутствие, так и на наличие слабой положительной Eu-аномалии.

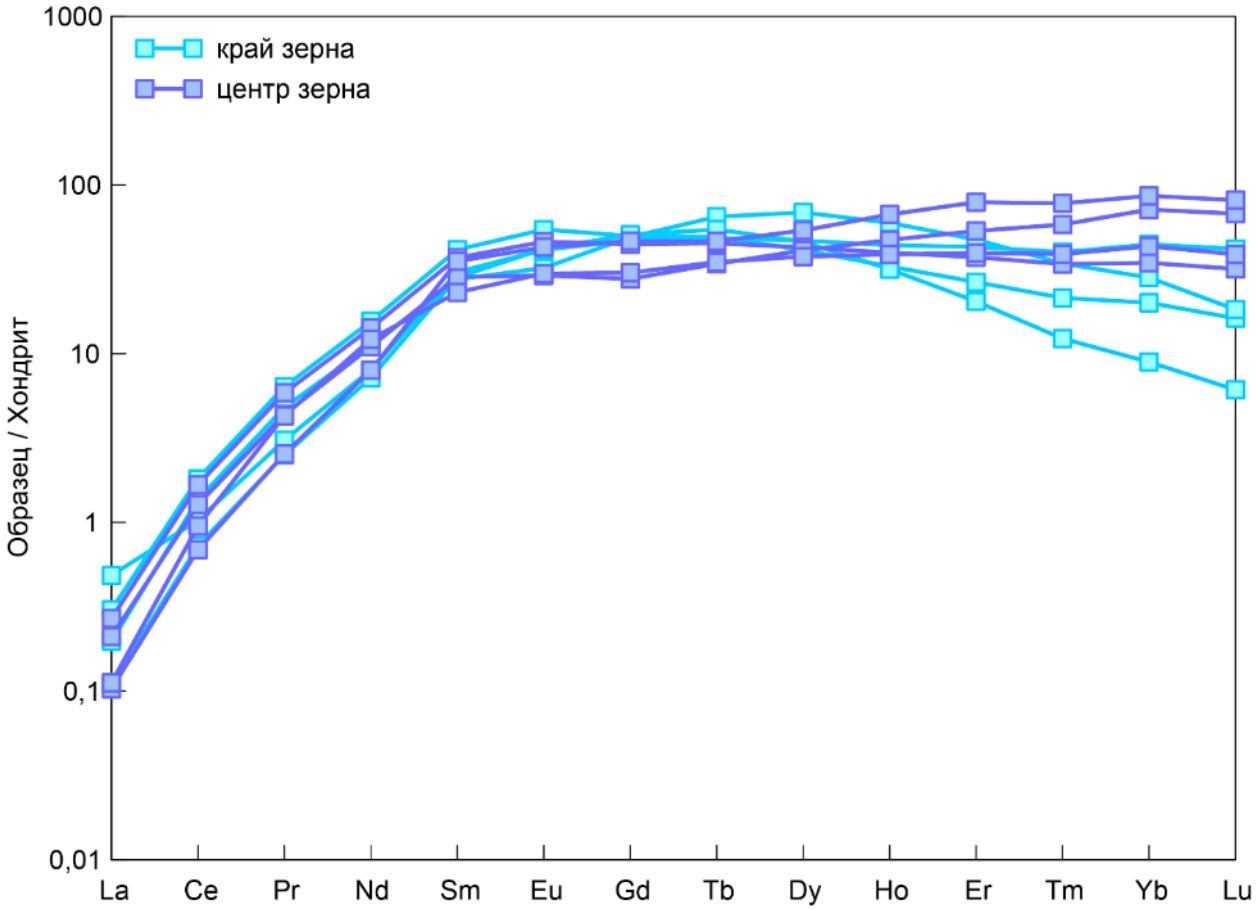


Рисунок 29. Хондрит-нормированные спектры распределения редкоземельных элементов в гранате эклогитов: сравнение центральных частей зёрен и их краевых зон.

Для омфацита из мафических гранулитов распределение РЗЭ в центральных неизменённых частях кристаллов отличается менее фракционированным характером по сравнению с гранатом и характеризуется умеренным обогащением LREE (La–Sm) при плавном снижении уровней к HREE (Gd–Lu) (Рис. 30). Спектры имеют почти сглаженный профиль: от La к Nd значения постепенно возрастают, достигая максимума в области Sm, после чего от Eu к Lu наблюдается монотонное убывание без заметных изломов и локальных минимумов. Суммарное содержание LREE составляет 6–49 ppm, тогда как ΣHREE варьирует от 1 до 5 ppm. Содержание Eu в омфаците изменяется от 0,16 до 0,89 ppm, а значения Eu/Eu* находятся в диапазоне 0,8–1, что указывает на практически полное отсутствие Eu-аномалии.

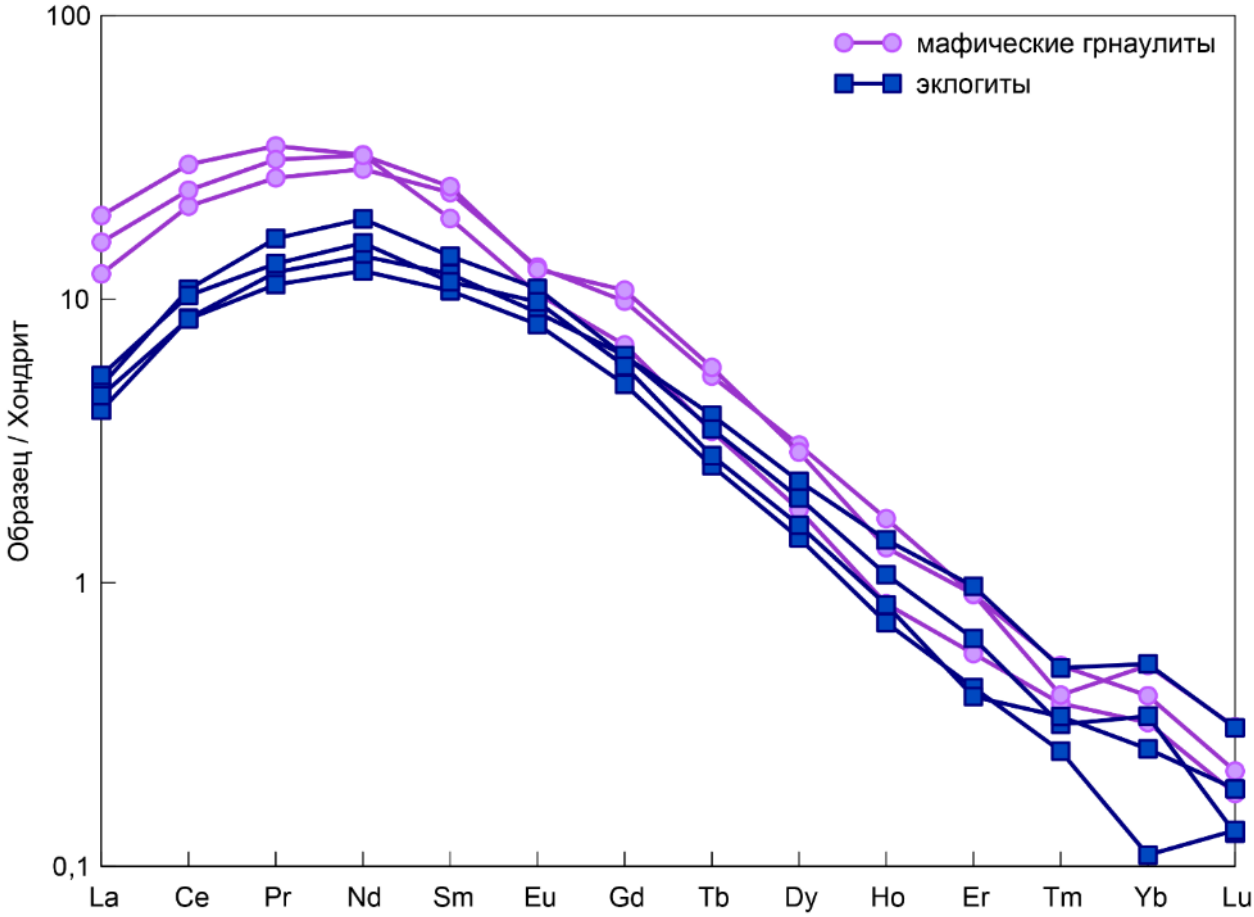


Рисунок 30. Хондрит-нормированные спектры распределения редкоземельных элементов в клинопироксене из мафических гранулитов и эклогитов.

В омфаците эклогитов, в центральных неизменённых участках кристаллов, распределение РЗЭ по общему типу близко к омфациту мафических гранулитов и характеризуется умеренным обогащением LREE при плавном снижении уровней к HREE (Рис. 30). Кривые имеют более округлый профиль: от La к Nd значения растут несколько резче, чем в мафических гранулитах, при этом сами уровни LREE обычно ниже. Далее от Sm через Eu к Gd–Lu спектр переходит в плавно убывающий тренд без выраженных изломов. Суммарное содержание LREE составляет 10–23 ppm, тогда как ΣHREE варьирует от 1 до 3 ppm. Содержание Eu в омфаците изменяется от 0,36 до 0,75 ppm, а Eu/Eu* находится в диапазоне 1–1,2, что указывает на наличие слабой Eu-аномалии.

В целом распределение РЗЭ в гранате и омфаците всех трёх типов пород сходно тем, что во всех случаях спектры резко фракционированы: гранаты

обеднены LREE и обогащены HREE, а омфациты демонстрируют плавный переход от умеренно повышенных LREE к пониженным HREE при сглаженном профиле без резких изломов. На этом фоне гранаты фельзических и мафических гранулитов выделяются наиболее высокими концентрациями тяжёлых редкоземельных элементов и ярко выраженной радиальной зональностью HREE, тогда как в гранате эклогитов уровни HREE заметно ниже, а внутризерновые вариации слабее. По поведению Eu гранаты фельзических гранулитов характеризуются наиболее низкими значениями Eu/Eu*, гранаты мафических гранулитов занимают промежуточное положение, тогда как в гранате эклогитов Eu/Eu* выше и достигает уровня Eu-аномалии. Для омфацита мафических гранулитов отношение Eu/Eu* близко к единице и европиевое поведение практически не выделяется на фоне общего тренда, в то время как омфацит эклогитов при сходной форме спектра демонстрирует повышенные Eu/Eu* и наличие Eu-аномалии, согласующейся с данными по гранату.

ГЛАВА 5. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И КАТОДОЛЮМИНЕСЦЕНТНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КИАНИТА

5.1. Катодолюминесцентная характеристика кианита: морфологические типы и особенности CL-проявления

Катодолюминесцентная (КЛ) микроскопия является экспрессным методом, позволяющим визуализировать внутреннее строение кристаллов кианита, выявлять неоднородности, связанные с различными стадиями его роста и последующего преобразования. Для кианита из изученных ксенолитов выявлены существенные различия в интенсивности, характере и пространственном распределении катодолюминесцентного свечения.

Кианит из фельзических гранулитов характеризуется ярким красным свечением (Рис. 31). Зональность фиксируется часто, однако выражена по-разному в разных зёрнах и образцах. Нередко она слабо проявлена, что, вероятно, обусловлено случайным характером сечения порфиробластов. Значительная часть зёрен выглядит практически однородной по КЛ-интенсивности, но в ряде кристаллов распознаются неоднородности КЛ-интенсивности, отражающиеся в вариациях яркости красного свечения. Некоторые порфиробласты кианита окружены каймой плагиоклаза (Рис. 31а). Наиболее распространённым типом является концентрическая зональность: у некоторых зёрен по периферии прослеживается узкая более яркая кайма, тогда как ядро имеет несколько более слабое и равномерное свечение (Рис. 31б). При этом кайма может быть неравномерной по толщине и иногда занимать большую часть зерна (Рис. 31в). Помимо концентрической зональности, для части кианитов характерна слабая полосчатость — система параллельных или субпараллельных доменов разной интенсивности, согласованно ориентированных в пределах одного кристалла и особенно заметных в вытянутых зёрнах кианита (Рис. 31г). В некоторых зёрнах наблюдается пятнистая неоднородность, выраженная в наличии неправильных доменов разной интенсивности свечения с преимущественно неровными границами. В целом совокупность наблюдений показывает, что характер CL-

строения кианита варьирует от почти однородного ярко-красного свечения до проявлений тонкой концентрической зональности, слабой полосчатости и пятнистой неоднородности, причём разные типы зональности могут сочетаться в пределах одного зерна (Рис. 31г).

Для мафических гранулитов в целом характерно отсутствие (Рис. 32а) или же очень слабое свечение кианита в кварц-кианитовых агрегатах. Однако встречаются отдельные зёрна и фрагменты кианита с красной люминесценцией, при этом она, как правило, неравномерна: чаще наблюдается пятнистая неоднородность с доменами разной интенсивности и неровными границами (Рис. 32б). В отдельных вытянутых кристаллах красная КЛ проявлена более отчётливо и сопровождается параллельными или субпараллельными полосами разной яркости, ориентированными согласованно в пределах зерна (Рис. 32в). Локально наблюдается также слабая концентрическая зональность с различной интенсивностью красного свечения (Рис. 32г). Однако такой тип зональности встречается реже пятнистой и полосчатой неоднородности и нередко сочетается с ними в пределах одного зерна. В целом для кианита мафических гранулитов характерно преимущественное отсутствие катодолюминесценции, тогда как красное свечение проявляется локально в отдельных зёрнах и доменах.

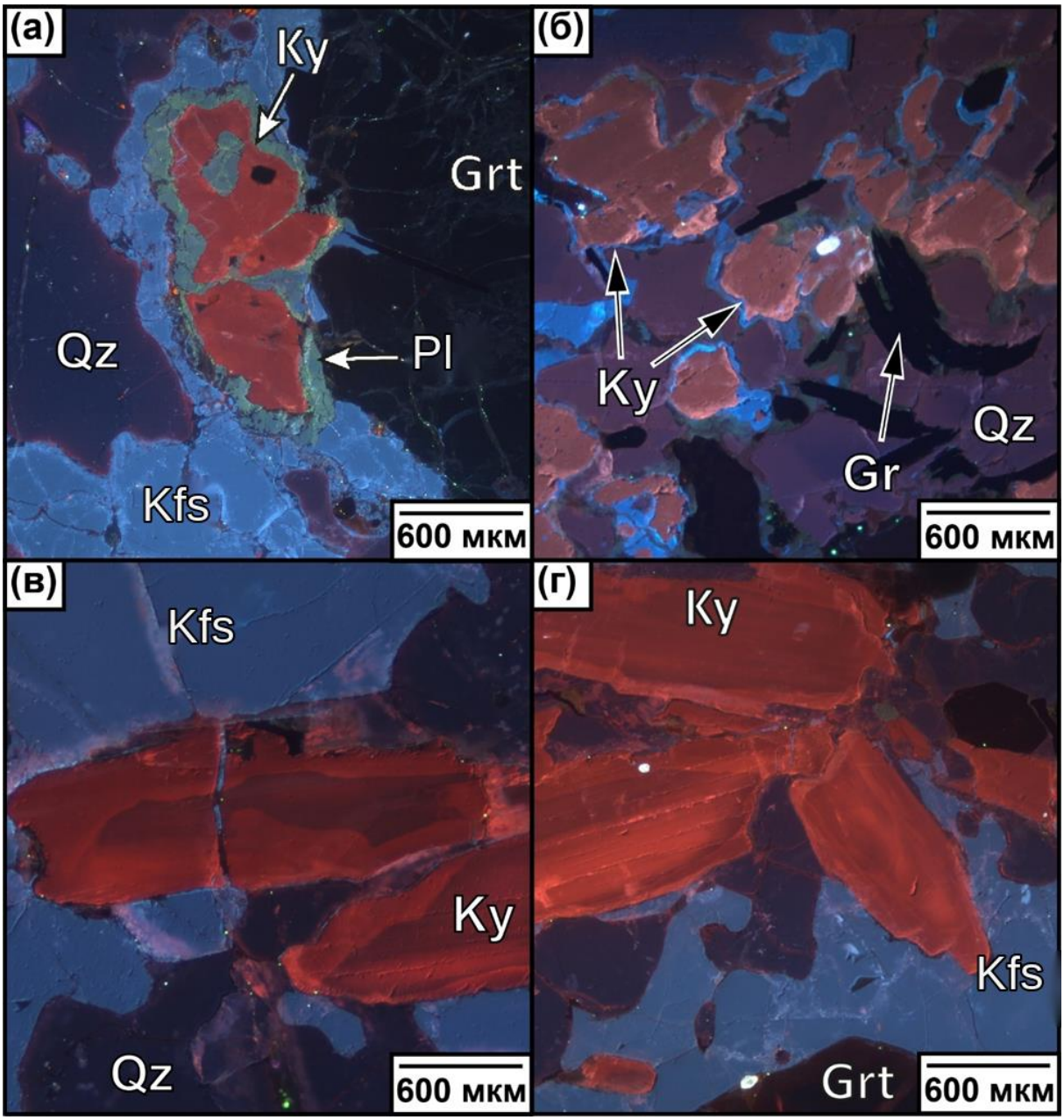


Рисунок 31. Катодолюминесцентные изображения кианита: (а) порфиробласт кианита, окружённый каймой плагиоклаза; (б) концентрическая зональность с узкой яркой каймой и более равномерным, слабосветящимся ядром; (в) вариант краевой зональности с неравномерной каймой, местами занимающей значительную часть зерна; (г) слабая полосчатая зональность кианита.

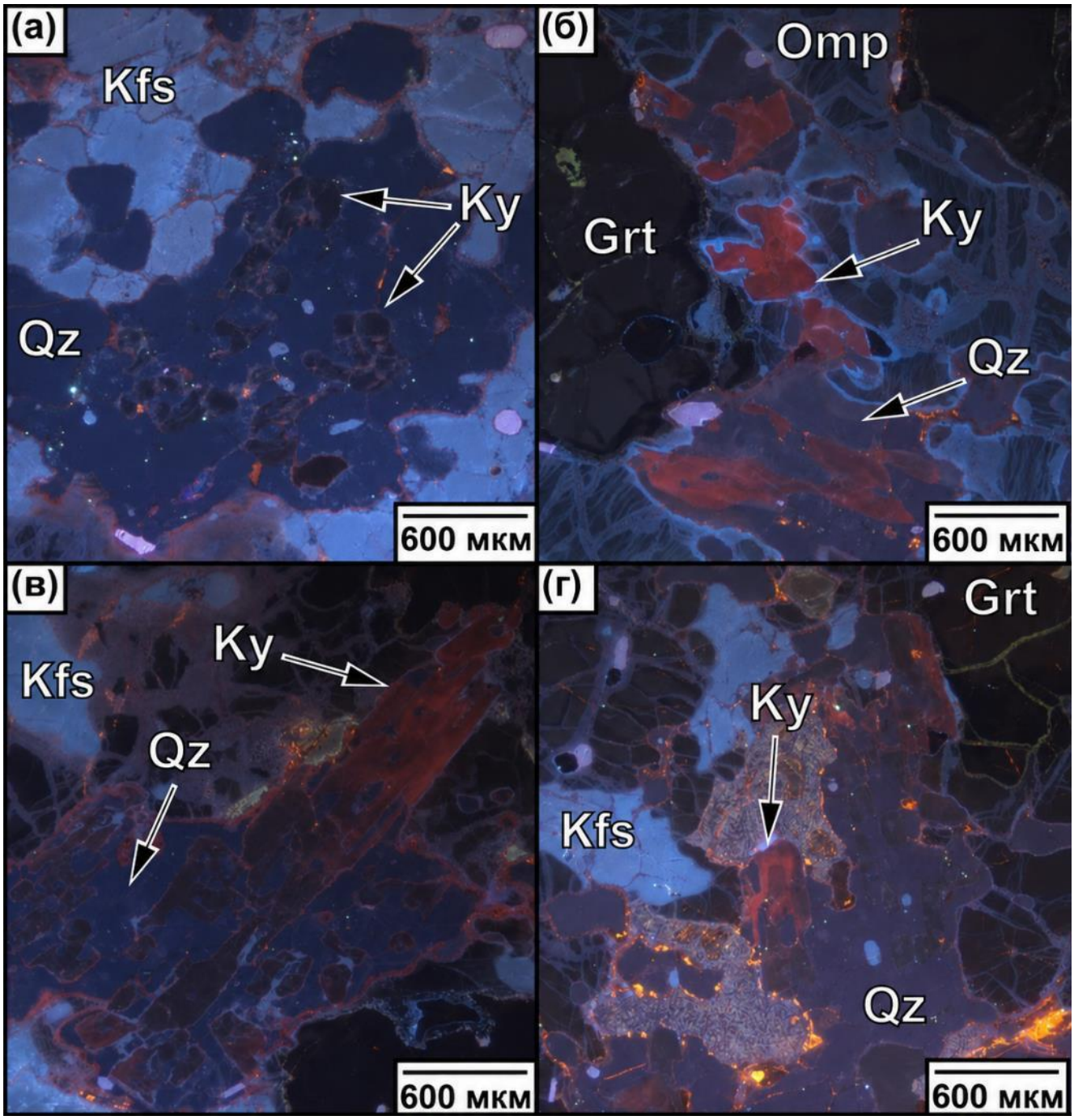


Рисунок 32. Катодолюминесцентные изображения кианита из мафических гранулитов: (а) отсутствие свечения; (б) пятнистая неоднородность; (в) более отчётливо выраженная красная катодолюминесценция в вытянутых кристаллах; (г) слабая концентрическая зональность.

Для кианита из эклогитов, как и для мафических гранулитов, характерно преимущественно отсутствующее (Рис. 33а) или слабое катодолюминесцентное свечение в кварц-кианитовых агрегатах. Вместе с тем доля люминесцирующих зёрен здесь выше, чем в мафических гранулитах, и встречаются участки с ярко-

красной катодолюминесценцией: как однородной (Рис. 33б), так и неоднородной. Наиболее типичны проявления концентрической зональности, причём она представлена несколькими вариантами: (1) зёрна с люминесцирующим ядром и подавленным или же отсутствующим свечением по периферии (Рис. 33в); (2) краевые части люминесцируют ярче, а центральная область выражена слабее (Рис. 33в); (3) зёрна с узкой яркой каймой при относительно ровном внутреннем свечении, аналогично наблюдаемому в фельзических гранулитах (Рис. 33г). Помимо концентрической зональности, локально фиксируется пятнистая неоднородность в интенсивности красного свечения, особенно в мелкозернистых агрегатах, где границы зёрен неровные. В сумме это указывает на то, что в эклогитах при общем преобладании кианитов с отсутствующей люминесценцией периодически проявляются зёрна с красной катодолюминесценцией, чаще всего — с концентрической зональностью различного типа и реже — с пятнистой.

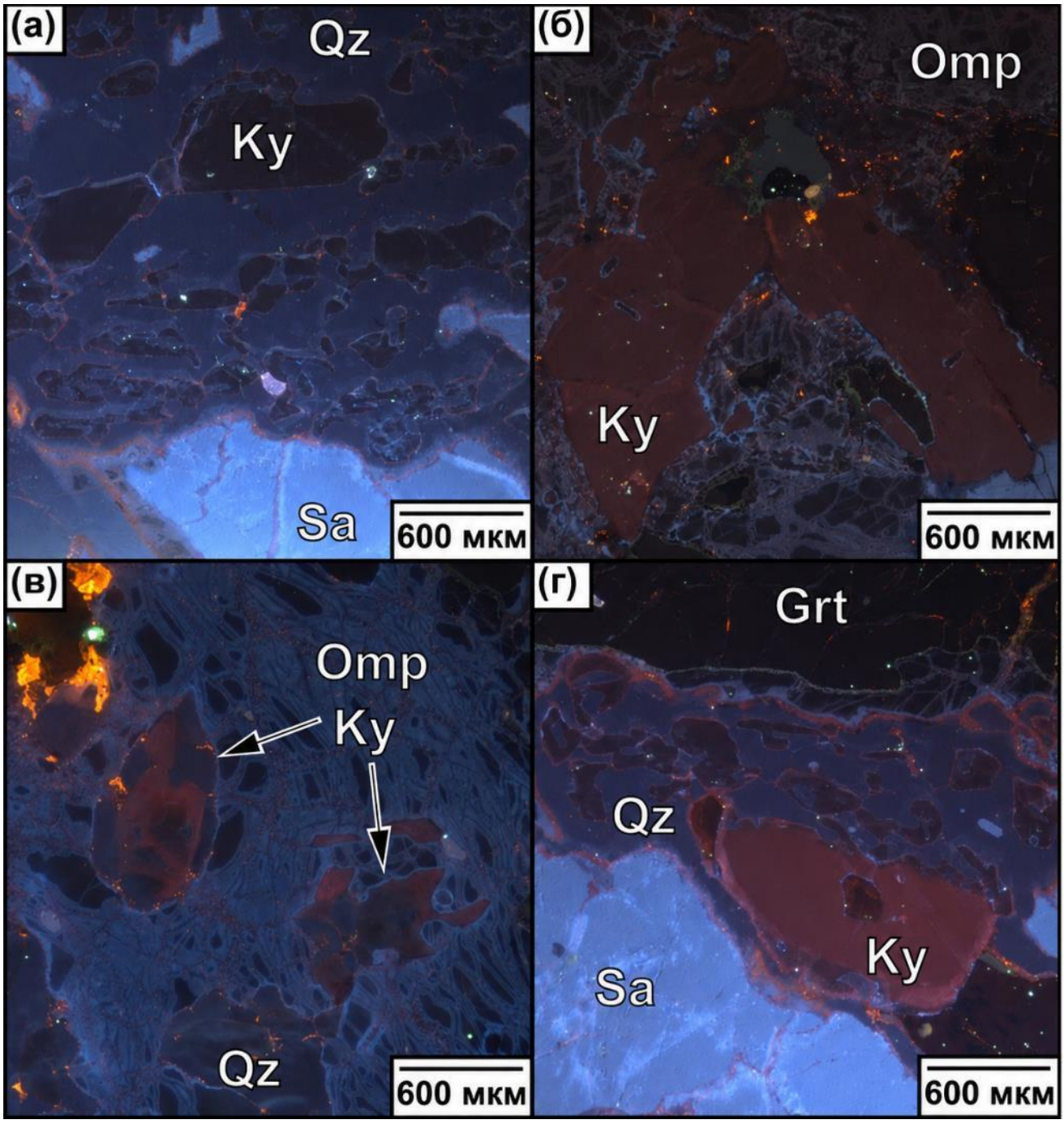


Рисунок 33. Катодолюминесцентные изображения кианита из эклогитов: (а) отсутствующее свечение; (б) участки с однородной ярко-красной катодолюминесценцией; (в) концентрическая зональность с люминесцирующим ядром и подавленным либо отсутствующим свечением по периферии и наоборот; (г) вариант концентрической зональности с узкой яркой каймой при относительно равномерном внутреннем свечении.

В целом катодолюминесценция кианита в изученных ксенолитах демонстрирует систематические различия. Кианит фельзических гранулитов, как

правило, характеризуется устойчивым ярким красным свечением и наиболее разнообразными проявлениями внутрикристаллической неоднородности (концентрическая зональность, слабая полосчатость и пятнистость). В мафических гранулитах и эклогитах, напротив, кианит преимущественно не люминесцирует, а красная катодолюминесценция проявляется лишь локально; при этом в эклогитах люминесцирующие зёрна встречаются несколько чаще, а наиболее характерным типом неоднородности является пятнистая и краевая типы зональности.

5.2. Геохимические особенности кианита

Для порфиробластов кианита из фельзических гранулитов характерны повышенные концентрации Cr и V при сравнительно низком содержании Fe (Рис. 34а, б). Значения Cr составляют 172 – 913 ppm, тогда как Fe варьирует в диапазоне от 800 до 1542 ppm и лишь изредка может достигать 2458 ppm. Концентрации Ti и V имеют широкий разброс значений: Ti 61 – 898 ppm, V 78 – 1216 ppm. В целом для этой группы типичны более высокие значения Cr–Ti–V при пониженном Fe по сравнению с кианитами из мафических гранулитов и эклогитов.

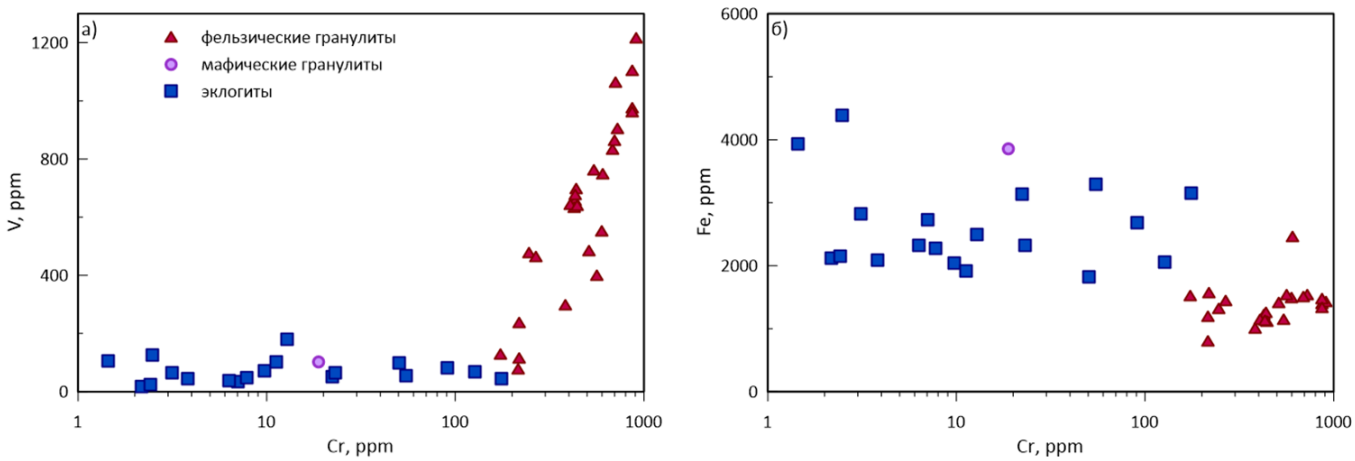


Рисунок 34. Зависимость содержания ванадия (а) и железа (б) от содержания хрома в кианите из фельзических гранулитов, мафических гранулитов и эклогитов.

Примесный состав кианита из мафических гранулитов характеризуется пониженными содержаниями Cr при повышенных концентрациях Fe по сравнению с фельзическими гранулитами (Рис. 34б). Содержание Fe составляет 3850 ppm, тогда как Cr едва достигает 20 ppm. Для Ti и V также фиксируются более низкие

уровни относительно фельзических гранулитов; значения Ti составляют 262 ppm, а V — 102 ppm. В целом мафические гранулиты отличаются сочетанием повышенного Fe и пониженных Cr–Ti–V в составе кианита.

Кианит из эклогитов демонстрирует сходный характер распределения примесей, выраженный в низких содержаниях Cr при повышенных концентрациях Fe (Рис. 34б). Железо широко варьирует в интервале от 1822 до 4633 ppm, тогда как Cr ограничен более узким диапазоном 2–177 ppm. Содержания Ti и V в эклогитовых образцах составляют 171–333 ppm и 17–186 ppm соответственно и в среднем ниже значений, характерных для фельзических гранулитов. Таким образом, для эклогитов типична комбинация повышенного Fe и пониженных Cr–Ti–V в примесном составе кианита.

В целом мафические гранулиты и эклогиты демонстрируют сходный характер распределения примесей в кианите и близкие соотношения их концентраций. Напротив, фельзические гранулиты выделяются контрастным распределением примесей Cr-Fe-V и иными соотношениями их содержаний по сравнению с эклогитами и мафическими гранулитами. Содержания рассеянных элементов в кианите из ксенолитов представлены в Таблицах П22–П24.

5.3. Катодолюминесцентные спектры кианита фельзических гранулитов

Для уточнения природы центров эмиссии в кианите были получены катодолюминесцентные спектры из участков порфиробластов с различной интенсивностью люминесценции из фельзических гранулитов (Рис. 35). Известно, что основной причиной красной люминесценции кианита являются центры люминесценции, связанные с Cr^{3+}, для которого характерно наличие нескольких пиков на спектре, называемых R-линиями. Известно о существовании четырёх R-линий, появление которых объясняется присутствием Cr^{3+} в двух неэквивалентных октаэдрических позициях Al (M1 и M2), что приводит к появлению двух дублетов: R1 и R2 (705,9 и 688,5 нм), имеющих наибольшую интенсивность, и R1' и R2' (704,7 и 690,3 нм), являющихся второстепенными, с низкой интенсивностью, наиболее заметные при температуре 77 K (O’Bannon and Williams, 2022).

Полученные спектры показывают повсеместное наличие двух пиков с максимумом на 710 и 690 нм. Катодолюминесцентная микроскопия показывает наличие нескольких доменов с разной интенсивностью: наиболее яркие домены характеризуются высокой интенсивностью Cr^{3+} спектров, в то время как участки с тусклой или отсутствующей люминесценцией показывают более низкую интенсивность Cr^{3+} центров.

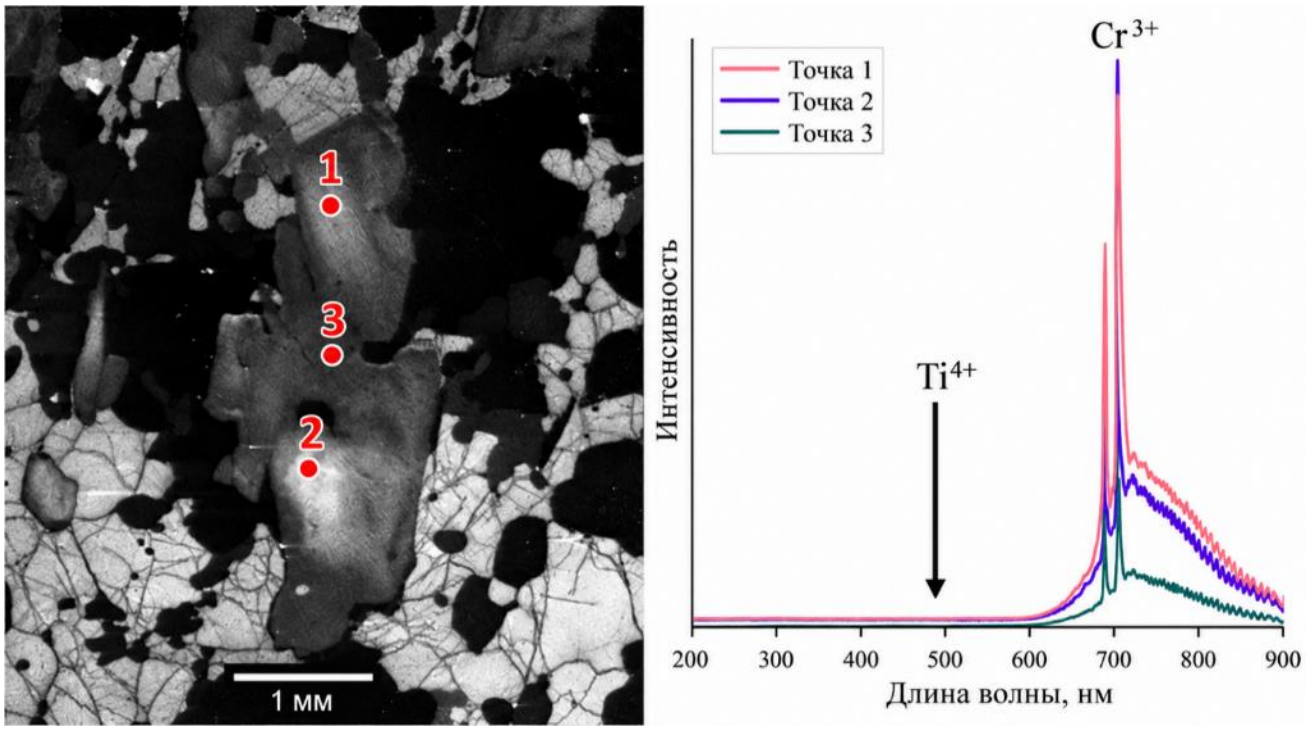


Рисунок 35. Катодолюминесцентное изображение зерна кианита с точками съёмки спектров и соответствующие спектры катодолюминесценции. Спектры демонстрируют различия интенсивности люминесценции между отдельными зонами зерна.

На основании полученных данных красная катодолюминесценция кианита интерпретируется как результат содержания высоких концентраций примеси Cr. Различия в интенсивности люминесценции связаны с неоднородным распределением Cr в пределах отдельных зон минерала: участки с повышенным содержанием Cr характеризуются более высокой интенсивностью свечения.

5.4. Условия и механизмы образования кианита

Сопоставление катодолюминесцентных изображений, спектральных характеристик и примесного состава кианита выявляет различия между фельзическими гранулитами, с одной стороны, и мафическими гранулитами и эклогитами — с другой. Кианит фельзических гранулитов преимущественно характеризуется интенсивной красной люминесценцией и повышенными содержаниями Cr и V при сравнительно низком содержании Fe. В мафических гранулитах и эклогитах преобладает кианит нелюминесцирующий или со слабой люминесценцией, более низкими содержаниями Cr и повышенными концентрациями Fe. При этом в обеих группах встречаются отдельные краснолюминесцирующие зёрна и домены.

Красное свечение в кристаллах кианита связано с Cr^{3+}-центрами, что подтверждается полученными КЛ-спектрами и согласуется с результатами исследований Müller et al. (2016). Повышенные концентрации Fe могут подавлять красную эмиссию, поэтому интенсивность КЛ определяется не только содержанием активатора, но и действием примесей-гасителей. Сочетание повышенного Cr и сравнительно низкого Fe в кианите фельзических гранулитов согласуется с его интенсивным свечением, тогда как особенности состава кианита мафических гранулитов и эклогитов — с преимущественно слабой КЛ.

В фельзических гранулитах кианит входит в ассоциацию с гранатом, калиево-натровым полевым шпатом и кварцем; в части образцов присутствует плагиоклаз. Кианит образует крупные порфиробласты и включения в других породообразующих минералах. В отдельных зёрнах установлены первичные расплавные включения, указывающие на сосуществование кианита с расплавом на соответствующих стадиях его роста.

Основным принимаемым механизмом образования кианита фельзических гранулитов является его формирование при инконгруэнтном плавлении ассоциации мусковит + кварц. Экспериментальные исследования показывают, что в кварцсодержащих системах при высоких давлениях расходование мусковита

может сопровождаться совместным образованием кианита, калиевого полевого шпата и силикатного расплава (Huang and Wyllie, 1974). В обобщённом виде процесс выражается схемой:

- Ms + Qz = Ky + Kfs + L.

Кианит в данном случае образуется как продукт реакции плавления и может захватывать порции сосуществующего расплава.

Дополнительным аргументом в пользу этой модели служат особенности примесного состава кианита. Минералого-химические исследования метапелитовых пород показывают, что мусковит способен аккумулировать Cr и V благодаря изоморфному замещению Al^{3+} трёхвалентными катионами этих элементов в октаэдрических позициях (Dahl et al., 1993; Yang and Rivers, 2001). В метапелитовых мигматитах, исследованных Nerone et al. (2025), содержание Cr в мусковите составляет 131–235 ppm, а V — 242–446 ppm. Авторы установили повышенные содержания Cr и V в перитектическом кианите и связали его обогащение этими элементами с их высвобождением при дегидратационном плавлении мусковита. Подобный механизм перераспределения Cr и V рассматривается и для кианита изученных нами фельзических гранулитов.

Таким образом, образование кианита фельзических гранулитов интерпретируется как результат дегидратационного плавления мусковита при высокотемпературном преобразовании метаосадочного протолита. Эта интерпретация объединяет наблюдаемую минеральную ассоциацию, первичные расплавные включения и особенности примесного состава кианита.

Кианит мафических гранулитов и эклогитов ассоциирует с гранатом, омфацитом и кварцем, встречается в виде отдельных зёрен, включений и кварц-кианитовых агрегатов. В мафических гранулитах в породообразующей минеральной ассоциации сохраняется плагиоклаз, тогда как в эклогитах он описан среди вторичных фаз. Совокупность этих наблюдений позволяет связывать образование основной генерации кианита с высокобарическим преобразованием плагиоклазсодержащего основного протолита.

Основной рассматриваемой реакцией является распад анортитового компонента плагиоклаза с образованием гроссулярового компонента граната, кианита и кварца (Newton, Kennedy, 1963; Goldsmith, 1980, 1981; Essene, 1989):

- An = Grs + Ky + Qtz.

Наличие гранат-кианит-кварцевых ассоциаций и различия в сохранности плагиоклаза согласуются с протеканием подобных высокобарических реакций (Goldsmith, 1980; De Paoli et al., 2012). В принятой модели как мафические гранулиты, так и эклогиты отражают высокобарическое преобразование сходных по составу основных протолитов, при котором плагиоклаз мог в разной степени вовлекаться в реакции.

Слабая или отсутствующая катодолюминесценция кианита мафических гранулитов и эклогитов согласуется с предполагаемым механизмом его образования при высокобарическом распаде плагиоклаза. Экспериментальные исследования показывают, что Cr является преимущественно несовместимым элементом в плагиоклазе, несмотря на возможность ограниченного вхождения Cr^{3+} в его кристаллическую структуру. Низкие коэффициенты распределения Cr между плагиоклазом и базальтовым расплавом (D = 0,019–0,064) свидетельствуют о слабом накоплении этого элемента в плагиоклазе (Aigner-Torres et al., 2007). Это согласуется с данными по природным гранулитовым ксенолитам Нушаня (Китай), в которых содержание Cr_2O_3 в плагиоклазе составляет 0,00–0,01 мас.% (Xia et al., 2006).

Таким образом, распад плагиоклаза, характеризующегося низкими содержаниями Cr, не предполагает высвобождения значительных количеств этого элемента, которые могли бы поступить в новообразованный кианит. При отсутствии дополнительных источников хрома такой кианит может характеризоваться низкой концентрацией Cr, ответственного за красную катодолюминесценцию. Кроме того, установленные в кианите мафических гранулитов и эклогитов повышенные содержания Fe могут дополнительно подавлять Cr-индуцированную люминесценцию (Müller et al., 2016).

Дополнительно допускается образование части кианита мафических гранулитов и эклогитов при распаде парагонита по реакции (Holland, 1979):

- $Pg = Jd + Ky + H_2O$.

Возможность участия парагонита в перераспределении Cr подтверждается минералохимическими исследованиями Sanchez Vizcaino et al. (1995), установившими содержание Cr_2O_3 до 1,37 мас. % в парагоните из метакарбонатных пород комплекса Невадо-Филабриде (Испания). Авторы связывают вхождение Cr^{3+} в структуру парагонита с изоморфным замещением Al^{3+} в октаэдрических позициях, что подтверждается обратной зависимостью между содержаниями этих элементов (Sanchez Vizcaino et al., 1995). Следовательно, при распаде Cr-содержащего парагонита высвобождающийся хром потенциально может включаться в новообразованные минералы, в том числе кианит, что объясняет наличие слабой красной люминесценции отдельных кристаллов кианита из мафических гранулитов и эклогитов.

ГЛАВА 6. ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА И СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАФИТА

Графит в высокобарических метаморфических породах может иметь различное происхождение. Он может представлять собой продукт преобразования углеродистого вещества осадочного протолита, кристаллизоваться или переосаждаться из C–O–H-содержащего флюида, а в ультравысокобарических породах — образовываться при графитизации алмаза во время декомпрессии и эксгумации (Cesare, 1995; Del Luque Villar et al., 1998; Dobrzhinetskaya et al., 1995; Sobolev, Shatsky, 1990). Для установления происхождения графита необходимо совместное использование изотопного состава углерода, его текстурного положения и структурных характеристик. Значения $\delta^{13}C$ позволяют ограничить источник углерода, тогда как КР-спектроскопия и КР-картирование дают информацию о степени структурной упорядоченности графита и её пространственных вариациях.

Графит в изученной коллекции кианитсодержащих ксенолитов установлен только в фельзических гранулитах; в мафических гранулитах и эклогитах он не обнаружен. Графит встречается как в межзерновом пространстве, так и в виде многочисленных включений в породообразующих минералах, прежде всего в гранате. КР-спектроскопическое картирование проводилось для невскрытых включений графита, что позволило исключить механическое воздействие пробоподготовки на исследованные участки графита.

Изотопный состав углерода графита варьирует от −14,5‰ до −20,1‰. Значения $\delta^{13}C$ графита из плагиоклазсодержащих гранулитов находятся в узком диапазоне от −14,5‰ до −15,8‰. Значения $\delta^{13}C$ графита из бесплагиоклазовых гранулитов характеризуются несколько более широким диапазоном — от −16,8‰ до −20,1‰.

Полученный диапазон $\delta^{13}C$ существенно отличается от типичных мантийных значений около −5 ± 3‰ и соответствует более изотопно лёгкому углероду, характерному для переработанного органического вещества осадочного происхождения (Deines, 2002; Cartigny et al., 2014; Shirey et al., 2019). Несколько

более отрицательные значения $\delta^{13}C$ в бесплагиоклазовых разновидностях могут отражать неоднородность исходного углеродистого материала и/или его последующее изотопное фракционирование при метаморфических процессах (Cartigny et al., 2014; Stachel et al., 2019). В совокупности с минералого-геохимическими особенностями фельзических гранулитов эти данные являются дополнительным аргументом в пользу их метаосадочного происхождения.

При интерпретации происхождения графита необходимо различать источник углерода и механизм образования углеродной фазы. Изотопно лёгкий углерод может быть унаследован от органического вещества исходной породы либо поступать при перераспределении углерода из другого источника. Возможность образования эпигенетического графита за счёт ранее существовавшего углеродистого вещества рассмотрена, в частности, Weis et al. (1981). Кроме того, углеродные фазы в высокобарических и мантийных эклогитах могут формироваться при участии метасоматических флюидов и расплавов. В частности, для алмазов из эклогитовых ксенолитов неоднократно показано их более позднее по отношению к породе образование из C–O–H- и карбонатсодержащих метасоматических флюидов; такие взаимоотношения детально установлены, в том числе, для алмазоносных эклогитов трубки Удачная (Misra et al., 2004; Liu et al., 2009). Для графита также известно образование из углеродсодержащих флюидов, а в графит-алмазсодержащих эклогитах Удачной показана возможность совместной кристаллизации графита и алмаза из C–O–H-среды (Mikhailenko et al., 2021).

Вместе с тем совокупность полученных данных указывает на то, что основная масса графита в изученных фельзических гранулитах, вероятнее всего, не является продуктом внешнего метасоматического привноса углерода. В изученной коллекции графит обнаружен только в фельзических гранулитах. Он присутствует как в межзерновом пространстве, так и в виде многочисленных включений и скоплений в породообразующих минералах. В отдельных зёрнах граната включения графита распределены зонально: их количество уменьшается от центральной части к периферии. Такое распределение указывает на присутствие графита при формировании соответствующих зон граната и не позволяет

объяснить все его выделения только поздним поступлением углеродсодержащего флюида по трещинам.

Приуроченность графита к фельзическим гранулитам, его распространение в породообразующих минералах и изотопный состав углерода ($\delta^{13}C$ от −14,5 до −20,1‰) в совокупности служат основанием для интерпретации его образования за счёт преобразования углеродистого вещества, первоначально присутствовавшего в протолите. Метаморфическое преобразование углеродистого вещества осадочных пород в графит описано для различных метаморфических комплексов (Wada et al., 1994). Для исследованных ксенолитов эта модель рассматривается как наиболее вероятная и согласуется с результатами ранее выполненного исследования графита (Podugolnikova et al., 2025).

Отдельные выделения графита в залеченных трещинах совместно с флюидными включениями могут отражать последующее локальное перераспределение углерода. Однако само наличие таких выделений не устанавливает внешний источник углерода и не требует метасоматического происхождения основной массы графита. Таким образом, наиболее вероятным источником углерода изученного графита является углеродистое вещество исходного осадочного субстрата, преобразованное при последующем высокотемпературном метаморфизме.

В ходе исследования графита методом КР-спектроскопии выявлен широкий диапазон степени кристалличности — от хорошо упорядоченного до умеренно разупорядоченного графита. Разупорядоченный графит преимущественно образует кайму переменной мощности вокруг хорошо упорядоченных участков (Рис. 36). Помимо этого, встречаются кристаллы графита как с полностью упорядоченной, так и с полностью разупорядоченной структурой. Наиболее крупные кристаллы обычно характеризуются наличием тонкой каймы разупорядоченного графита, тогда как меньшие по размеру зёрна имеют более мощные каймы и в отдельных случаях оказываются полностью разупорядоченными. Границы между упорядоченными и разупорядоченными участками, как правило, резкие.

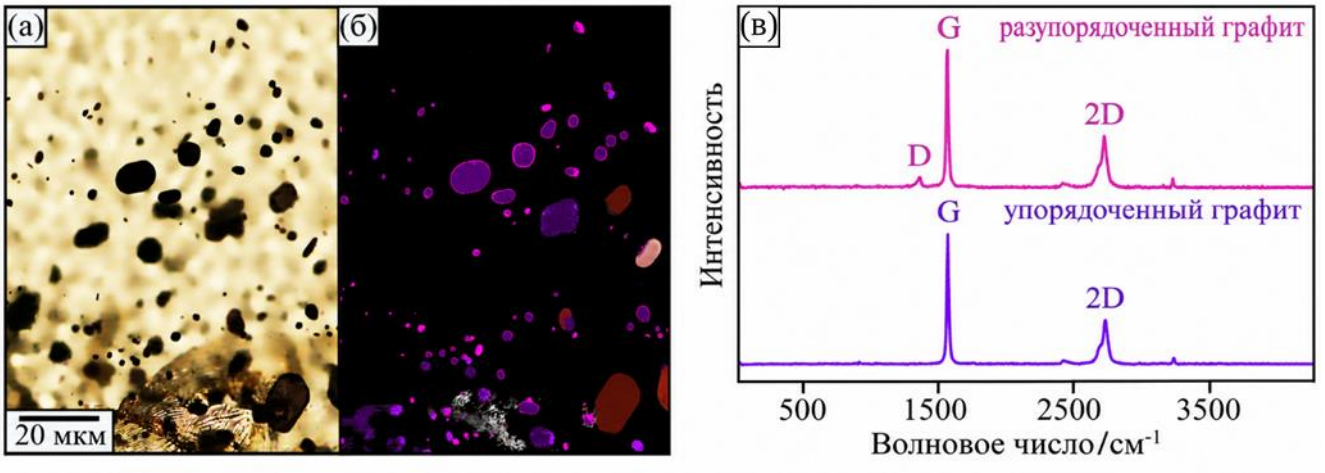


Рисунок 36. (а) Фотографии включений графита в гранате в проходящем свете. (б) карта КР-спектроскопии, показывающая положение и степень упорядоченности графита (чёрный — гранат, фиолетовый — хорошо упорядоченный графит, розовый — разупорядоченный графит, бордовый — рутил, персиковый — циркон). (в) Представительные КР–спектры хорошо упорядоченного и разупорядоченного графита.

Включения сложного состава, представленные сочетанием хорошо упорядоченного графита, разупорядоченного графита и CO_2, наблюдаются в ряде случаев. Во всех таких включениях разупорядоченный графит, как правило, образует кайму, аналогично включениям графита без CO_2. CO_2 в пределах включений распределён неравномерно: в одних случаях он располагается по периферии и формирует домены неправильной формы (Рис. 37), в других — локализуется ближе к центральной части включения (Рис. 38). При этом разупорядоченный графит не фиксируется ни на стенках флюидных включений, ни на контакте между упорядоченным графитом и CO_2. Степень кристалличности графита сопоставима во включениях, содержащих CO_2, и во включениях без CO_2.

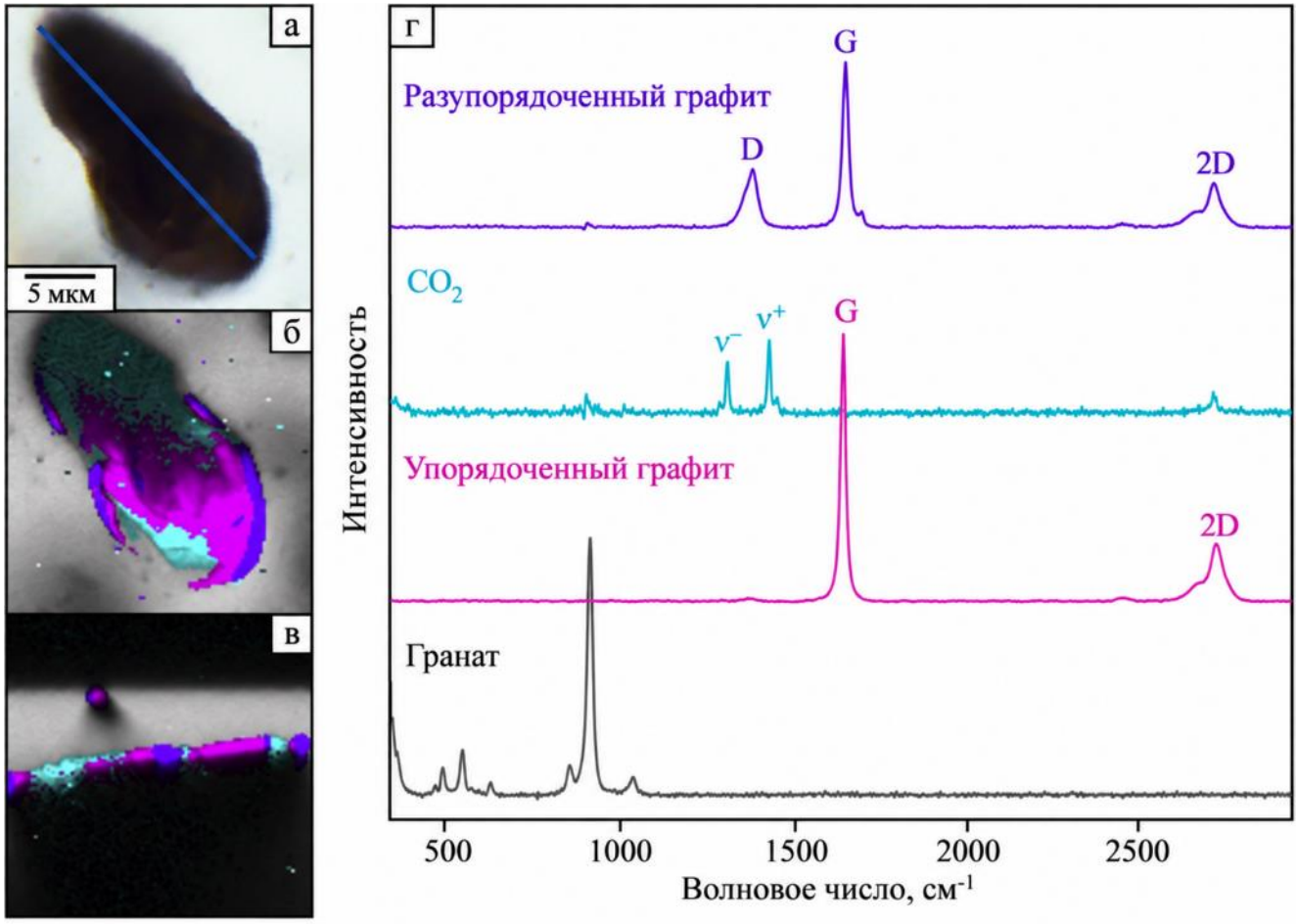


Рисунок 37. (а) Фотографии включений графита в гранате в проходящем свете (синяя линия показывает профиль, вдоль которого был построен разрез, представленный на (в)). (б) Изображение, демонстрирующее взаимодействие хорошо упорядоченного графита, разупорядоченного графита и CO_2, расположенного по периферии включения (серый – гранат, розовый – хорошо упорядоченный графит, фиолетовый – разупорядоченный графит, синий – CO_2). (в) Разрез через комплексное включение (тёмно-синяя линия на (а)), иллюстрирующий его внутреннюю структуру. (г) Представительные КР-спектры граната, графита и CO_2.

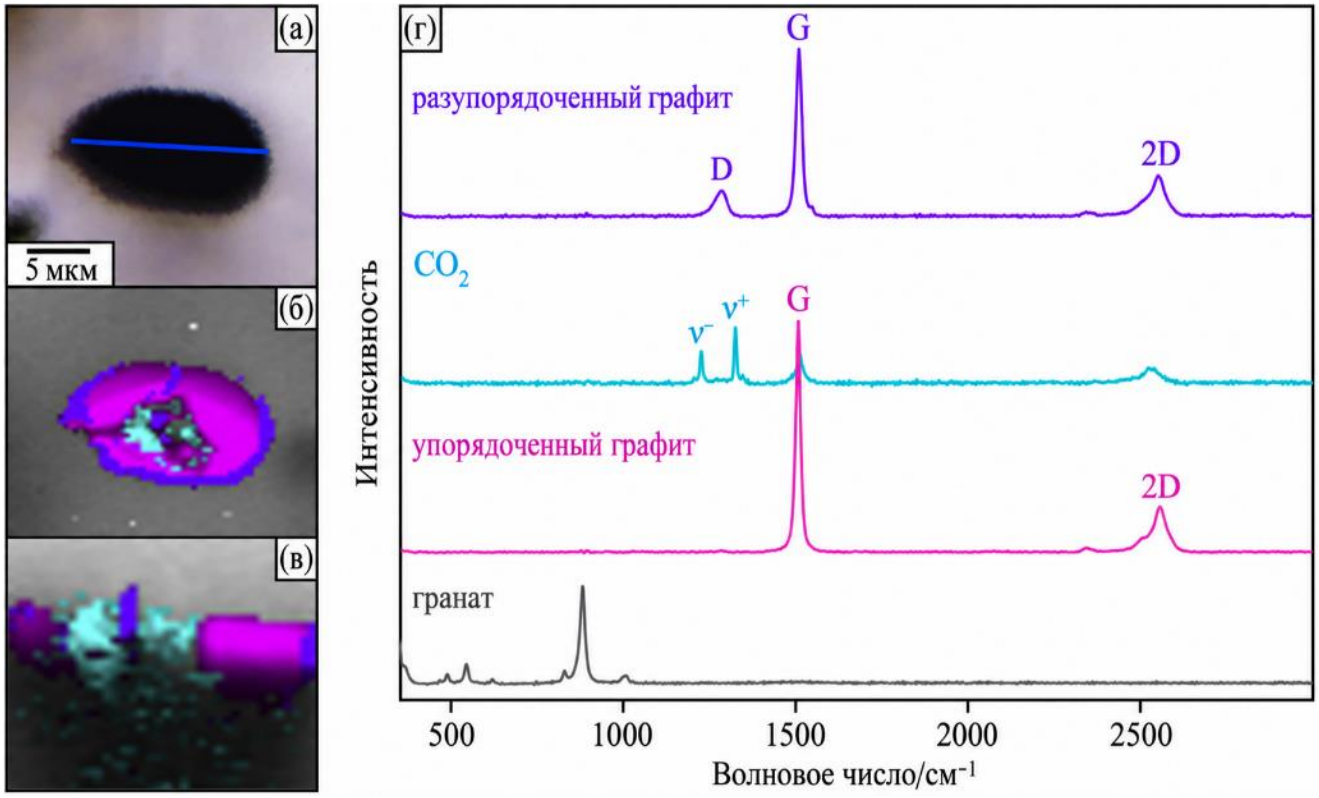


Рисунок 38. (а) Фотографии включений графита в гранате в проходящем свете (синяя линия показывает профиль, вдоль которого был построен разрез, представленный на (в)). (б) Изображение, иллюстрирующее распределение хорошо упорядоченного графита, разупорядоченного графита и CO_2, расположенного ближе к центральной части включения (серый – гранат, розовый – хорошо упорядоченный графит, фиолетовый – разупорядоченный графит, синий – CO_2). (в) Внутренняя структура включения вдоль линии разреза, показанной на (а). (г) КР-спектры основных компонентов: граната, графита и CO_2.

Графит в фельзических гранулитах фиксирует как природу исходного вещества, так и завершающую стадию эволюции ксенолитов. По изотопному составу углерода $\delta^{13}C$ от −14,5 до −20,1‰ он соответствует органическому источнику и, следовательно, указывает на преобразование углеродистого вещества, первоначально присутствовавшего в осадочном протолите. При этом данные КР-спектроскопии показывают, что графит имеет неоднородную структуру: хорошо упорядоченные ядра окружены каймами разупорядоченного графита, а в некоторых включениях совместно присутствуют упорядоченный графит, разупорядоченный графит и CO_2.

Наличие CO_2-содержащих включений в фельзических гранулитах само по себе не свидетельствует о внешнем привносе углерода. Помимо поступления углеродсодержащего флюида извне, возможно образование CO_2 непосредственно в графитсодержащей породе в ходе её высокотемпературного преобразования. Такая возможность показана Cesare et al. (2005) для метапелитовых гранулитов Эль-Ойясо: восстановление Fe^{3+} при плавлении биотита сопровождается окислением графита и образованием CO_2.

Модельная реакция может быть представлена схемой:

$2Fe_2O_3 + C \rightarrow 4FeO + CO_2$

Здесь Fe_2O_3 и FeO обозначают компоненты железосодержащих фаз, а не самостоятельные оксидные минералы. В модели Cesare et al. (2005) источником Fe^{3+} является биотит, а восстановленное железо входит в состав продуктов его преобразования, например гранат. Для изученных фельзических гранулитов данный механизм рассматривается как один из возможных внутренних источников CO_2.

Такое объяснение допускает образование CO_2 за счёт углерода, уже присутствовавшего в породе, и поэтому совместимо с интерпретацией основной массы графита как продукта преобразования углеродистого вещества протолита. Вместе с тем происхождение CO_2 в изученных включениях не установлено однозначно: его внутренняя генерация рассматривается как возможный механизм, показывающий, что наличие CO_2 не требует обязательного привлечения модели внешнего COH метасоматоза.

Для разупорядоченного графита в высокобарических породах можно рассматривать несколько механизмов образования: графитизацию алмаза при эксгумации (Dobrzhinetskaya et al., 1995; Sobolev, Shatsky, 1990; Korsakov et al., 2010; Perraki et al., 2006), осаждение графита из C–O–H-флюида или CO_2-содержащих включений (Cesare, 1995; Del Luque Villar et al., 1998; Pasteris, 1999; Pasteris, Chou, 1998), а также нарушение структуры графита при пробоподготовке (Beyssac et al., 2002; Kouketsu et al., 2019). Однако эти механизмы маловероятны в качестве объяснения формирования разупорядоченных кайм изученного графита.

Алмазы и их реликты в образцах не обнаружены, а форма графитовых зёрен не соответствует псевдоморфозам по алмазу. Происхождение CO_2 следует рассматривать отдельно от механизма формирования разупорядоченных кайм графита. По данным КР-картирования, такие каймы присутствуют как в CO_2-содержащих включениях, так и во включениях, в которых CO_2 не выявлен. При этом разупорядоченный графит не приурочен к стенкам флюидных полостей и контактам упорядоченного графита с CO_2. Следовательно, наблюдаемые пространственные взаимоотношения не поддерживают образование разупорядоченных кайм путём осаждения графита из сохранившейся углеродсодержащей флюидной фазы. Влияние пробоподготовки также исключается, поскольку изучались неповреждённые включения в гранате. Наиболее вероятно, что разупорядоченные каймы сформировались в результате механического нарушения структуры ранее образованного хорошо упорядоченного графита под действием напряжений на границе графит–гранат при быстрой декомпрессии и выносе ксенолитов на поверхность (Zhang, 1998; Mazzucchelli et al., 2018, 2019; Korsakov et al., 2007; Podugolnikova et al., 2025).

Таким образом, графит дополняет общую модель эволюции ксенолитов: его изотопный состав подтверждает осадочную природу протолита фельзических гранулитов, а разупорядоченные каймы вокруг упорядоченных ядер фиксируют завершающий этап — быструю декомпрессию и вынос глубинных пород на поверхность.

ГЛАВА 7. ОЦЕНКА P-T УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД

Реконструкция P–T-условий метаморфизма основывается как на присутствии минеральных фаз и ассоциаций, устойчивых в определённых диапазонах давления и температуры, так и на количественной геотермобарометрии. Наиболее важными минеральными индикаторами высоких и ультравысоких давлений являются высокобарические полиморфы SiO_2 и C. Равновесие кварц–коэсит является одним из основных барических реперов: при температурах 800–1000 °C переход кварца в коэсит происходит при 28–30 кбар (Bohlen, Boettcher, 1982), а сохранение коэсита в метаморфических породах является бесспорным свидетельством их пребывания в условиях ультравысокого давления (Chopin, 1984). Аналогичное значение имеет равновесие графит–алмаз: положение границы их устойчивости зависит от температуры и при высокотемпературном метаморфизме соответствует давлениям порядка 40–50 кбар (Kennedy, Kennedy, 1976); находки метаморфического алмаза являются прямым свидетельством достижения породами мантийных глубин (>120 км) и UHP-условий (Sobolev, Shatsky, 1990). Кианит также является индикатором повышенных давлений, однако его поле устойчивости значительно шире, поэтому само присутствие кианита даёт менее жёсткое ограничение P–T-параметров, чем коэсит или алмаз (Holdaway, 1971; Bohlen et al., 1991).

В изученных ксенолитах коэсит и алмаз не обнаружены: свободная фаза SiO_2 представлена кварцем, а углеродная фаза в фельзических гранулитах — графитом. Поэтому равновесия Qz–Coe и Gr–Dia не дают прямой количественной оценки давления, однако положение соответствующих фазовых границ может использоваться как дополнительный ориентир при интерпретации рассчитанных P–T-параметров. При этом отсутствие коэсита или алмаза само по себе не исключает кратковременного достижения области их устойчивости (Chopin, 1984; Sobolev, Shatsky, 1990).

Для гранулитов, содержащих сосуществующие породообразующие полевые шпаты, применялся двуполевошпатовый термометр Fuhrman & Lindsley (1988) и Stormer (1975). Zr-in-rutile термометр Kohn (2020) использовался для фельзических

гранулитов и эклогитов: при этом анализировался рутил как в виде включений в других минералах, в том числе в гранате, так и в межзерновом пространстве. Ti-in-quartz термометр Osborne et al. (2022) применялся ко всем исследованным типам ксенолитов: для расчётов использовались как включения кварца в других минералах, так и породообразующие зёрна кварца. Для мафических гранулитов и эклогитов дополнительно применялись гранат–клинопироксеновые Fe–Mg обменные термометры Ellis & Green (1979), Ravna (2000) и Nakamura (2009). Давления для фельзических гранулитов определялись с использованием GASP-барометра Holdaway (2001) и Newton & Haselton (1981), а для мафических гранулитов и эклогитов — по Grt-Cpx барометру, основанному на содержании Ca-Ts-компонента в клинопироксене и Grt–Cpx–Ky–Qz Beyer et al. (2015) и Ravna & Terry (2004). Перечень использованных геотермобарометрических методов с указанием их применимости к различным группам ксенолитов и погрешностей соответствующих калибровок представлен в Таблице 1.

Таблица 1. Термометры и барометры, использованные в работе, и их аналитические погрешности.

Группа методов	**Инструмент**	**Фельзические гранулиты**	**Мафические гранулиты**	**Эклогиты**	**Погрешность**
Двуполевошпатовый термометр	Fuhrman & Lindsley, 1988	✓	✓	—	±40 °C
	Stormer, 1975	✓	✓	—	±40 °C
Термометр, Zr-in-rutile	Kohn, 2020	✓	—	✓	±15 °C
Термометр, Ti-in-quartz	Osborne et al., 2022	✓	✓	✓	±21 °C
Grt–Cpx термометр	Ellis & Green, 1979	—	✓	✓	±15 °C
	Ravna, 2000	—	✓	✓	±100 °C
	Nakamura, 2009	—	✓	✓	±74 °C
GASP-барометр	Holdaway, 2001	✓	—	—	±0,8 кбар
	Newton & Haselton, 1981	✓	—	—	±1,0 кбар
Grt–Cpx барометр	Beyer et al., 2015	—	✓	✓	±4 кбар
Grt–Cpx–Ky–Qz барометр	Ravna & Terry, 2004	—	✓	✓	±5,5 кбар

Для фельзических гранулитов, содержащих плагиоклаз, первоначально была применена двуполевошпатовая термометрия по Fuhrman & Lindsley (1988). Однако расчёты по альбитовому, анортитовому и ортоклазовому компонентным выражениям дали существенно различающиеся температуры и не позволили получить единую согласованную оценку. Такое расхождение может быть связано с особенностями распределения компонентов между сосуществующими полевыми шпатами и ограничениями применимости используемой модели активности полевых шпатов. При этом текстурные взаимоотношения плагиоклаза и K–Na полевого шпата указывают на их равновесное сосуществование. В связи с этим для оценки температуры использовалась Ti-in-quartz термометрия по Osborne et al. (2022), по которой получены значения около 850–900 °C. Давления определялись по GASP-барометру с использованием калибровок Newton & Haselton (1981) и Holdaway (2001); полученные оценки составляют около 11–14 кбар.

GASP-барометр обычно применяется к ассоциации Grt–Als–Pl–Qz; причём наиболее надёжные оценки получают при достаточно высоких содержаниях гроссулярового компонента в гранате $X_{Grs} > 0{,}03$ и анортитового компонента в плагиоклазе $X_{An} > 0{,}17$ (Holdaway, 2001). Вместе с тем для высокотемпературных гранулитов показана возможность использования GASP с реконструированным составом исходного тройного полевого шпата, даже если содержание анортитового компонента в нём ниже рекомендуемого диапазона (O’Brien, 1999; Rötzler et al., 2008).

Для фельзических гранулитов, не содержащих плагиоклаз, давление также оценивалось по реакции GASP. В этом случае в расчётах использовалась активность анортитового компонента K–Na полевого шпата (санидина), сосуществующего с гранатом, кианитом и кварцем. Полученные оценки давления составляют около 19–22 кбар. Температуры для этой группы определялись с использованием Ti-in-quartz и Zr-in-rutile термометрии; для последней применялась калибровка Kohn (2020). Средние температурные оценки для бесплагиоклазовых фельзических гранулитов находятся в интервале ~920–970 °C. Таким образом, бесплагиоклазовые разновидности характеризуются более высокими

рассчитанными давлениями и в среднем более высокими температурами по сравнению с плагиоклазсодержащими фельзическими гранулитами (Рис. 39).

Для мафических гранулитов температуры оценивались по гранат–клинопироксеновым термометрам Ravna (2000), Ellis & Green (1979), Nakamura (2009) и Sudholz et al. (2022). Результаты различных калибровок хорошо согласуются между собой и указывают на температуры порядка 1000–1140 °C. Сопоставимые температурные оценки получены при использовании геотермобарометра Ravna & Terry (2004), который одновременно даёт давления в широком интервале ~11–25 кбар (Рис. 39). Независимая Ti-in-quartz термометрия (Osborne et al., 2022) показывает систематически более низкие температуры — около 900–970 °C. Более высокие оценки давления, составляющие ~23–33 кбар, получены по геобарометру Beyer et al. (2015). Этот барометр основан на барочувствительном распределении кальциевой молекулы Чермака (CaTs) в клинопироксене, находящемся в равновесии с гранатом. В основе калибровки лежит реакция между гроссуляровым и пироповым компонентами граната и кальциевой молекулой Чермака (CaTs) и диопсидовым компонентами клинопироксена. В отличие от него, геобарометр Krogh Ravna and Terry (2004) основан на равновесии реакции между гранатом, клинопироксеном, кианитом и кварцем/коэситом и учитывает активности соответствующих минеральных компонентов при определении давления метаморфизма. Для мафических гранулитов оценки по Beyer et al. (2015) систематически выше результатов Krogh Ravna and Terry (2004). Поскольку калибровка Beyer et al. (2015) была разработана для высокотемпературных мантийных эклогитов, полученные по ней значения в настоящей работе рассматриваются как дополнительные, тогда как в качестве основных барометрических оценок используются результаты Krogh Ravna and Terry (2004).

Для эклогитов температуры оценивались по гранат–клинопироксеновым термометрам Ravna (2000), Ellis & Green (1979), Nakamura (2009) и Sudholz et al. (2022). Результаты различных калибровок в целом хорошо согласуются между собой и указывают на температуры порядка 970–1230 °C. Сопоставимые

температурные оценки получены при использовании геотермобарометра Ravna & Terry (2004), который даёт давления в интервале ~18–42 кбар (Рис. 39). Независимые оценки температуры по Ti-in-quartz термометрии составляют около 870–970 °C (Osborne et al., 2022), а по Zr-in-rutile термометрии (Kohn, 2020) — ~900–970 °C. Таким образом, оба независимых термометра дают систематически более низкие значения по сравнению с гранат–клинопироксеновыми калибровками. Барометр по Beyer et al. (2015) даёт существенно более высокие оценки давления — около 25–83 кбар. Верхняя оценка давления этого диапазона представляется геологически нереалистичной для исследованных эклогитов и плохо согласуется с их минеральным составом и текстурно-структурными особенностями. В связи с этим оценки давления по Beyer et al. не рассматриваются как представительные для условий равновесия и не используются в качестве основных при реконструкции P–T параметров эклогитов.

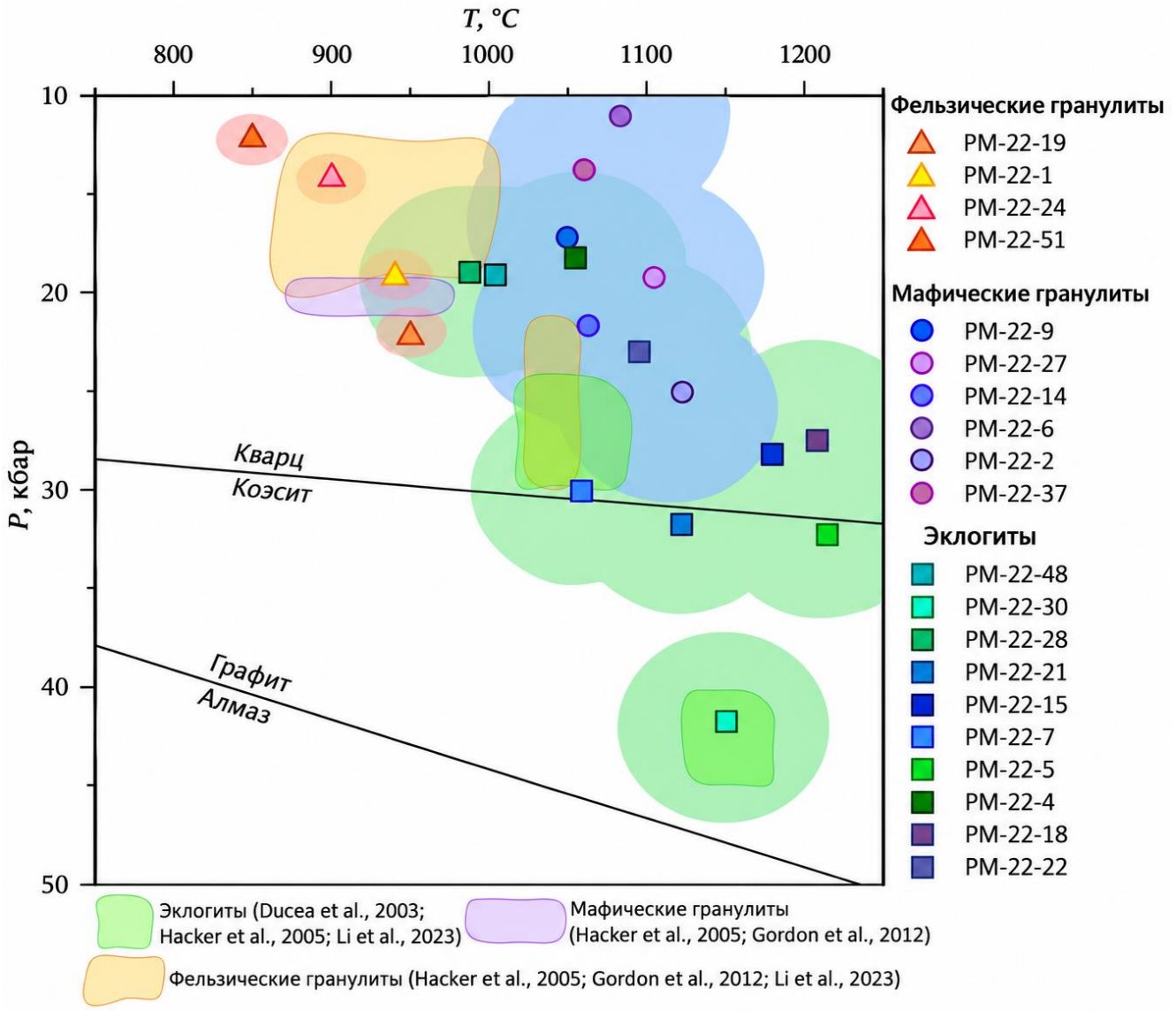


Рисунок 39. P–T-параметры кианитсодержащих ксенолитов трубки «Эклогитовая» в сравнении с данными предыдущих иследований. Линиями показаны границы фазовых переходов кварц–коэсит (Bohlen and Boettcher, 1982) и графит–алмаз (Kennedy and Kennedy, 1976). Персиковые, голубые и зелёные эллипсы отражают погрешности калибровок для фельзических гранулитов, мафических гранулитов и эклогитов соответственно.

В целом результаты термобарометрии показывают, что исследованные ксенолиты отражают разные уровни глубинной коры и фиксируют не единый равновесный P–T-этап, а сложную историю высокотемпературного метаморфизма и последующего переуравновешивания. Фельзические гранулиты неоднородны по условиям формирования: плагиоклазсодержащие разновидности характеризуются

относительно менее высокими давлениями, тогда как бесплагиоклазовые фиксируют более высокобарические и высокотемпературные условия. Мафические гранулиты и эклогиты, напротив, соответствуют более глубинным и высокобарическим условиям. Мафические гранулиты занимают промежуточное положение между фельзическими гранулитами и эклогитами: для них характерны высокие температуры и давления порядка первых десятков кбар. Эклогиты являются наиболее высокобарической группой среди изученных пород, что согласуется не только с расчётными оценками, но и с их минеральной ассоциацией (гранат + омфацит + кианит + кварц).

Таким образом, совокупность расчётных данных указывает на последовательное увеличение глубинности от фельзических гранулитов к мафическим гранулитам и эклогитам. Фельзические гранулиты фиксируют высокотемпературные условия нижней коры, мафические гранулиты — более глубинный высокотемпературный уровень, а эклогиты — наиболее высокобарический этап эволюции исследованного комплекса.

ГЛАВА 8. ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ПАРАГЕНЕЗИСА КСЕНОЛИТОВ ТРУБКИ «ЭКЛОГИТОВАЯ»

8.1. Природа протолитов кианитсодержащих ксенолитов

Изученные кианитсодержащие ксенолиты трубки взрыва «Эклогитовая» подразделяются на три основные группы: фельзические гранулиты, мафические гранулиты и эклогиты. Несмотря на присутствие кианита во всех трёх группах, фельзические гранулиты отличаются от мафических гранулитов и эклогитов по минеральному, петрохимическому и редкоэлементному составу. Мафические гранулиты и эклогиты, напротив, имеют ряд общих минералогических и геохимических особенностей, что позволяет рассматривать их совместно при обсуждении природы протолитов.

Фельзические гранулиты представлены минеральной ассоциацией Grt + K-Na – Fs + Qtz + Ky ± Pl. По петрохимическим характеристикам фельзические гранулиты имеют составы от основного до среднего, реже кислого. Для них характерны повышенные содержания SiO_2, высокое содержание K_2O, а также низкие содержания CaO. Содержание Al_2O_3 варьирует в широком диапазоне, однако больше тяготеет к высокоглинозёмистому характеру пород. Фельзические гранулиты демонстрируют обогащение крупноионными литофильными элементами, повышенные содержания Th и U, отрицательные аномалии Nb–Ta, повышенные содержания LREE и пониженне HREE с отрицательной Eu-аномалией. Валовой состав фельзических гранулитов не позволяет однозначно отнести их к конкретному типу исходных осадочных пород. Поэтому при интерпретации природы их протолита петрохимические и редкоэлементные характеристики рассматриваются совместно с минералогическими признаками и изотопным составом углерода графита.

В фельзических гранулитах отмечается наличие акцессорного графита как в виде включений в породообразующих минералах, так и в межзерновом пространстве. Изотопный состав углерода графита варьирует от −14,5 до −20,1‰ $\delta^{13}C$, что указывает на органический источник углерода в осадочных породах (Weis

et al., 1981). Протолитом фельзических гранулитов, вероятнее всего, послужили осадочные породы, обогащённые органическим веществом; при последующем погружении и высокотемпературном метаморфизме это вещество было преобразовано в графит в ассоциации с гранатом, кианитом, кварцем и полевыми шпатами.

Мафические гранулиты и эклогиты характеризуются близкими минеральными ассоциациями, в которых главную роль играют гранат и клинопироксен. В мафических гранулитах основная ассоциация представлена Grt + Omp + Pl + Sa + Qtz + Ky, тогда как эклогиты сложены преимущественно Grt + Omp + Sa + Qtz + Ky ± Scp. Несмотря на присутствие плагиоклаза в мафических гранулитах и различия в составе полевых шпатов, обе группы пород демонстрируют сходный набор высокобарических минералов и близкие составы основных породообразующих минералов — граната и клинопироксена. Это указывает на близость химического состава исходного субстрата и позволяет рассматривать мафические гранулиты и эклогиты совместно при обсуждении их протолитов. По петрохимическим характеристикам мафические гранулиты и эклогиты также обнаруживают значительное сходство. Для обеих групп характерны умеренные содержания SiO_2, повышенные концентрации FeO + MgO, CaO и Na_2O, а также относительно близкие диапазоны Al_2O_3, K_2O и Mg#. Их состав схож с составами габбро и диоритов Кохистанского комплекса (Dhuime et al., 2009). Нормированные спектры рассеянных элементов для этих пород имеют сходный характер: для них типичны повышенные содержания LILE, локальное понижение Nb–Ta и относительно сглаженное распределение остальных элементов. Спектры РЗЭ мафических гранулитов и эклогитов также близки между собой и характеризуются плавным снижением от лёгких к тяжёлым РЗЭ при отсутствии Eu-аномалий. Минералогические и петрохимические особенности позволяют интерпретировать мафические гранулиты и эклогиты как метаморфизованные породы с магматическим протолитом преимущественно основного состава. Сходство их минерального и валового состава допускает близкий химический состав исходных магматических пород.

Таким образом, совокупность минералогических, петрохимических и изотопных данных позволяет выделить два типа протолитов изученных кианитсодержащих ксенолитов. Для фельзических гранулитов наиболее вероятным исходным материалом являлись осадочные породы, содержащие органическое вещество. Для мафических гранулитов и эклогитов предполагается магматический протолит преимущественно основного состава. При этом различия между мафическими гранулитами и эклогитами, выраженные в присутствии плагиоклаза и более натровом составе полевых шпатов в мафических гранулитах, скорее отражают различную степень метаморфизма и сохранности полевошпатового компонента, нежели различия исходного субстрата.

8.2. Положение изученных ксенолитов в глубинном разрезе коры

Протолиты ксенолитов трубки «Эклогитовая» были вовлечены в кайнозойское погружение корового материала в пределах коллизионной системы Памира (Дмитриев, 1976; Ducea et al., 2003; Hacker et al., 2005; Li et al., 2023). По данным предшествующих исследований, глубина погружения протолитов гранулитов и эклогитов оценивалась более чем в 50–80 км (Ducea et al., 2003). Более поздние оценки показали, что разные типы ксенолитов могли быть погружены на разные уровни: гранулиты — около 62–72 км, эклогиты и пироксениты — около 93–109 км, а кианитсодержащие эклогиты — до 124–143 км (Li et al., 2023).

Полученные P–T-оценки для наших ксенолитов в целом согласуются с данными предшественников о глубинном происхождении памирских ксенолитов, но позволяют уточнить положение изученных групп пород в разрезе (Рис. 40). Для плагиоклазсодержащих фельзических гранулитов GASP-барометры дают давления ~11–14 кбар, что соответствует глубинам около 35–45 км. Для бесплагиоклазовых фельзических гранулитов по GASP-барометрии получены более высокие давления — ~19–22 кбар, соответствующие глубинам около 60–70 км. Температурные оценки для фельзических гранулитов составляют преимущественно ~850–970 °C, причём более высокие значения характерны для бесплагиоклазовых разновидностей. Для мафических гранулитов получены высокие температуры —

~900–1140 °C. Давления варьируют в пределах ~11–25 кбар, что ориентировочно соответствует глубинам ~35–80 км. Для эклогитов получены наиболее высокие P–T-оценки среди исследованных пород. Гранат–клинопироксеновые термометры дают температуры порядка ~970–1230 °C, а геотермобарометр Ravna & Terry (2004) — давления ~18–42 кбар, что ориентировочно соответствует глубинам ~60–140 км.

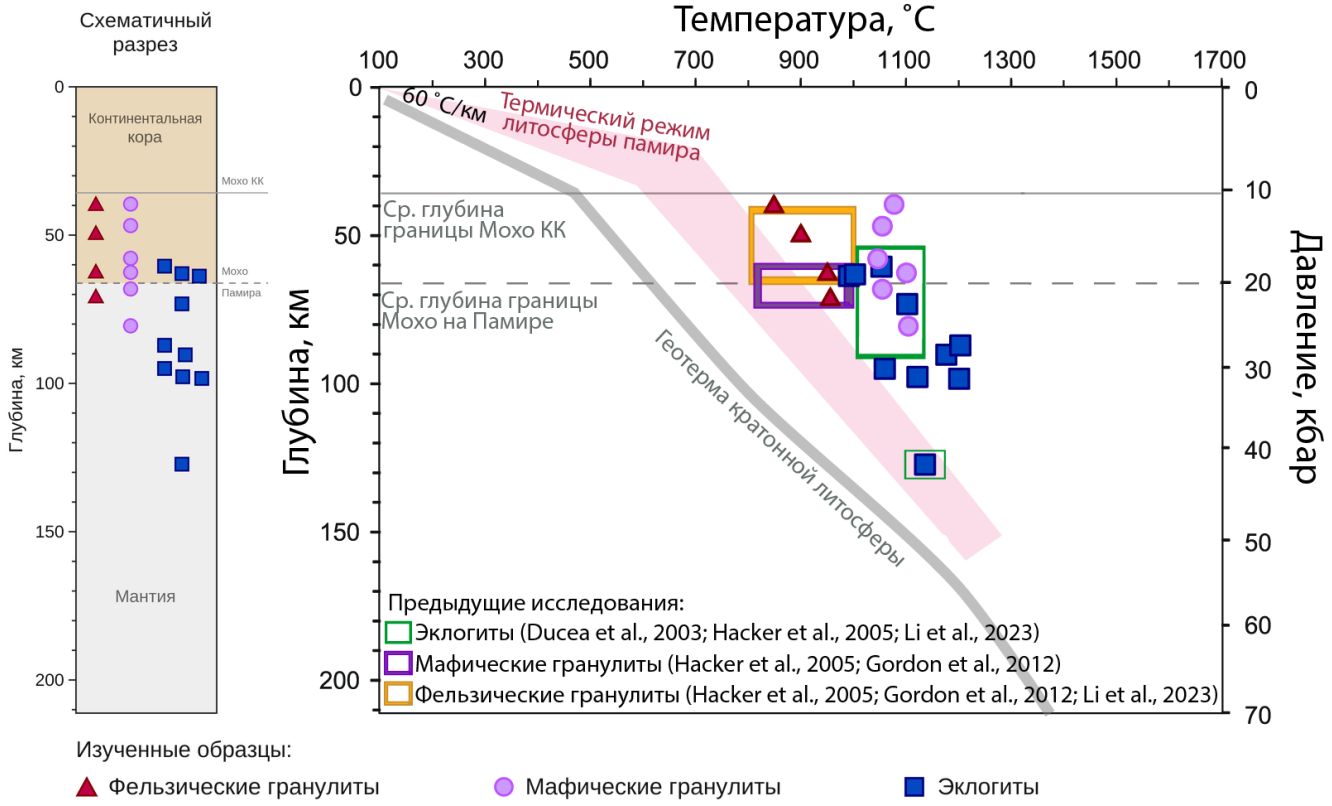


Рисунок 40. P–T условия кианитсодержащих ксенолитов трубки «Эклогитовая» в сравнении с данными предыдущих исследователей. Термический режим континентального кратона по данным McKenzie et al. (2005); и геотермический градиент 60 °C/км по данным Stübner et al. (2013). Модификация Li et al., 2023. Слева приведён схематичный разрез.

В целом совокупность полученных P–T-оценок показывает, что среди исследованных образцов плагиоклазсодержащие фельзические гранулиты фиксируют наименее глубинный уровень преобразования, тогда как бесплагиоклазовые фельзические гранулиты характеризуются более высокобарическими условиями и по рассчитанным давлениям частично перекрываются с мафическими гранулитами. Эклогиты в целом представляют

собой образцы наиболее глубинных пород, сформировавшихся в высоко/ультравысокобарических условиях.

8.3. Реакционные взаимоотношения минеральных фаз в кианитсодержащих ксенолитах

8.3.1. Прогрессивные реакции минералообразования

Полученные P–T-параметры можно рассматривать как оценки, близкие к пиковым условиям метаморфизма, во время которых сформировались или были переуравновешены основные минеральные ассоциации ксенолитов. Набор минеральных ассоциаций и особенности химического состава одноимённых минералов отражают как состав протолита, так и глубину его переработки. В фельзических гранулитах ассоциация Grt + K–Na – Fs + Qtz + Ky ± Pl рассматривается как результат высокобарического и высокотемпературного преобразования пород с осадочным протолитом. В мафических гранулитах формируется ассоциация Grt + Omp + Pl + Sa + Qtz + Ky, а в эклогитах — Grt + Omp + Sa + Qtz + Ky. Формирование этих парагенезисов связывается с прогрессивным высокобарическим преобразованием пород преимущественно основного состава.

Присутствие плагиоклаза в мафических гранулитах, при его отсутствии в высокобарической ассоциации эклогитов, вероятно, отражает различную степень высокобарического преобразования протолита. В мафических породах распад плагиоклаза может приводить к образованию гроссуляра, кианита и кварца по реакции

- An = Grs + Ky + Qtz,

а также к формированию кианита и цоизита в водосодержащих системах (Newton, Kennedy, 1963; Goldsmith, 1980, 1981; Essene, 1989). Однако в природных мафических породах полное исчезновение плагиоклаза зависит от состава системы, температуры и активности флюида, поэтому плагиоклаз может сохраняться в высокобарических гранулитах даже при давлениях порядка 15–20 кбар (O’Brien, Rötzler, 2003; De Paoli et al., 2012). Следовательно, мафические гранулиты можно

рассматривать как породы, сохранившие признаки неполного высокобарического переуравновешивания мафического субстрата, тогда как в эклогитах плагиоклаз был полностью израсходован в ходе реакции эклогитизации, что привело в итоге к образованию бесплагиоклазовой ассоциации Grt–Omp–Ky–Qtz.

Несмотря на относительную однородность граната по главным компонентам, распределение редкоземельных элементов в отдельных зёрнах демонстрирует слабую радиальную зональность: центральные части характеризуются более высокими содержаниями HREE по сравнению с краевыми зонами. Такая зональность может быть объяснена механизмом рейлеевского фракционирования при росте граната (Hollister, 1966): тяжёлые РЗЭ преимущественно включались в ранние зоны кристалла, вследствие чего по мере роста граната их содержание в локальном реакционном объёме постепенно снижалось, что приводило к уменьшению концентраций HREE к периферии зерна. При этом подобная зональность не исключает роста граната в присутствии силикатного расплава. Экспериментальные исследования Rubatto и Hermann (2007) показали возможность формирования граната с обогащёнными Y центральными участками и менее обогащёнными периферическими зонами при сосуществовании с расплавом. Таким образом, распределение HREE в изученных гранатах может отражать закономерное обеднение среды кристаллизации HREE, что, как правило, ассоциируется с формированием порфиробластов граната в замкнутой системе. Следовательно, маловероятно ожидать существенную метасоматическую проработку изученных ксенолитов глубинных пород. Следует отметить, что данный тип зональности в кристаллах граната не противоречит участию расплава в метаморфических процессах, о чем свидетельствуют находки первичных расплавных включений в порфиробластах граната.

В гранатах фельзических гранулитов фиксируется отрицательная Eu-аномалия, наиболее выраженная в образцах с плагиоклазом. Это может быть связано с преимущественным включением Eu^{2+} в плагиоклаз, вследствие чего гранат оказывается относительно обеднён Eu (Drake, Weill, 1975; White, 2013). В то же время отрицательная Eu-аномалия сохраняется и в отдельных

бесплагиоклазовых фельзических гранулитах, что может указывать на особенности состава протолита, обедненного Eu. В гранатах мафических гранулитов Eu-аномалия выражена слабее и имеет слабо отрицательный характер, что может отражать частичное сохранение плагиоклаза и менее выраженный полевошпатовый контроль Eu. В гранатах эклогитов, напротив, отмечается слабоположительная Eu-аномалия. Это, вероятно, связано с отсутствием плагиоклаза в высокобарической ассоциации и возможным высвобождением Eu при его распаде в ходе эклогитизации, после чего Eu частично включался в гранат.

Клинопироксен во всех изученных породах характеризуется относительно однородным составом по главным оксидам, что указывает на его существенное переуравновешивание или рост в условиях близкого минерального равновесия. Зональность по редкоземельным элементам также не выражена. Спектры REE клинопироксена характеризуются относительным обогащением лёгкими редкоземельными элементами и резким обеднением тяжелыми REE. При этом клинопироксен мафических гранулитов отличается несколько более высокими содержаниями LREE по сравнению с клинопироксеном эклогитов. Это может быть связано с различиями в составах протолитов и локальной доступности лёгких редкоземельных элементов, а также с разной степенью взаимодействия с расплавом.

Кианит наряду с гранатом и клинопироксеном является одной из ключевых фаз, поскольку его состав, текстурное положение и катодолюминесцентные свойства позволяют различать механизмы его образования в различных системах. В фельзических гранулитах формирование кианита связывается с дегидратационным плавлением мусковита при высокотемпературном метаморфизме метаосадочного протолита. Этот процесс сопровождается образованием кианита, калиевого полевого шпата и силикатного расплава и может быть представлен обобщённой реакцией (Huang and Wyllie, 1974):

- Ms + Qz = Ky + Kfs + L

В данной реакции кианит образуется как перитектическая фаза при расходовании мусковита. Такая интерпретация согласуется с его присутствием в гранат-кварц-полевошпатовой ассоциации, наличием первичных расплавных включений и повышенными содержаниями Cr и V, которые могли поступать в растущий кианит при перераспределении примесей ранее существовавшего мусковита (Nerone et al., 2025). Таким образом, образование кианита рассматривается как один из признаков высокотемпературного преобразования фельзических гранулитов, сопровождавшегося частичным плавлением.

В мафических гранулитах и эклогитах образование большей части порфиробластов кианита связывается преимущественно с высокобарическим распадом плагиоклаза при преобразовании основного протолита. Одним из вероятных механизмов является реакция распада анортитового компонента плагиоклаза с образованием гроссулярового компонента граната, кианита и кварца (Newton, Kennedy, 1963; Goldsmith, 1980, 1981; Essene, 1989):

- An = Grs + Ky + Qtz,

Протекание подобных реакций согласуется с наличием гранат-кианит-кварцевых ассоциаций и различиями в сохранности плагиоклаза между изученными группами пород. В мафических гранулитах плагиоклаз сохраняется в основной минеральной ассоциации, тогда как в эклогитах он отсутствует среди первичных высокобарических минералов. Такая особенность может отражать различную степень завершенности реакции разложения плагиоклаза при высокобарическом преобразовании близких по составу основных протолитов. При этом устойчивость плагиоклаза зависит не только от давления и температуры, но и от валового состава системы, что показано моделированием перехода от гранулитовых к эклогитовым ассоциациям (De Paoli et al., 2012).

Формирование кианита при распаде плагиоклаза рассматривается как один из процессов прогрессивной перестройки минеральных ассоциаций основных пород, сопровождавшейся образованием и переуравновешиванием граната и омфацита. При этом реакция распада анортитового компонента описывает

образование граната, кианита и кварца и не предполагает непосредственного образования омфацита; последний участвует в других взаимосвязанных высокобарических реакциях многокомпонентной системы.

Таким образом, прогрессивная метаморфическая эволюция изученных ксенолитов сопровождалась формированием различающихся кианитсодержащих минеральных ассоциаций. В фельзических гранулитах основным предполагаемым механизмом образования кианита являлось дегидратационное плавление мусковита, тогда как в мафических гранулитах и эклогитах — высокобарический распад плагиоклаза. Формирование и переуравновешивание граната и омфацита также отражают высокобарическое преобразование пород. Участие силикатного расплава в этих процессах и возможные механизмы его образования рассматриваются в следующем разделе.

8.3.2. Реакции плавления

Совокупность минералого-петрографических признаков указывает на участие силикатного расплава в эволюции кианитсодержащих ксенолитов трубки «Эклогитовая». Наиболее существенным свидетельством является наличие расплавных включений в породообразующих минералах. Формирование лейкократовых обособлений и/или лейкосом в высокометаморфизованных породах рассматривается в качестве одного из косвенных признаков частичного плавления (Stepanov et al., 2024 и ссылки в этой работе). Находки лейкократовых обособлений в изученных нами образцах эклогитов также можно рассматривать в качестве одного из свидетельств процессов частичного плавления. Более того, находки первичных расплавных включений в гранате мафических гранулитов и эклогитов, а также в кианите и кварце фельзических гранулитов указывают на присутствие расплавов при формировании первичных высокобарических ассоциаций этих пород. Присутствие силикатных расплавов при высокобарическом и ультравысокобарическом метаморфизме показано, в частности, для глубоко субдуцированных пород Кокчетавского массива (Shatsky et al., 1999, Hwang et al., 2005, Hwang et al., 2006, Korsakov and Hermann, 2006; Stepanov et al., 2014).

Согласно этим данным, силикатный расплав может присутствовать в ходе формирования высокобарических минеральных ассоциаций и участвовать в реакциях образования граната и клинопироксена. Дополнительным признаком возможного участия расплава является присутствие калиево-натрового полевого шпата в высокобарических ассоциациях (Hermann and Green, 2001; Auzanneau et al., 2006). В природных высокобарических комплексах расплавные включения, лейкосомы и лейкократовые жилы рассматриваются как признаки частичного плавления гранулитов и эклогитов (Hermann et al., 2006; Hacker et al., 2005; Holness and Sawyer, 2008; Wang et al., 2014; Cao et al., 2017). Для памирских ксенолитов участие расплава ранее также предполагалось на основании находок силикатных расплавных включений в гранате, кианите и других минералах (Chupin et al., 2001; Чупин и др., 2006; Мадюков и др., 2011; Корсаков и др., 2025).

Для фельзических гранулитов одним из наиболее вероятных механизмов образования расплава является дегидратационное плавление слюд (мусковита или биотита) метаосадочного протолита. Подобный механизм анатексиса широко рассматривается для высокоглинозёмистых метаосадочных пород и может сопровождаться образованием граната, алюмосиликатов и калиевого полевого шпата (Groppo et al., 2010, 2012; Dyck et al., 2020). Высокобарические минеральные ассоциации изученных фельзических гранулитов представлены безводными минералами — гранатом, кианитом, кварцем и полевыми шпатами. Отсутствие слюд среди минералов, сохранившихся в этих ассоциациях, может быть связано с их расходованием в ходе прогрессивных метаморфических реакций, включая дегидратационное плавление (Hermann and Green, 2001; Groppo et al., 2012).

Одним из возможных механизмов является инконгруэнтное плавление мусковита в присутствии кварца, сопровождающееся образованием калиевого полевого шпата, кианита и силикатного расплава. Такая реакция экспериментально установлена для высокобарических кварцсодержащих систем (Huang and Wyllie, 1974):

$Ms + Qtz \rightarrow Ky + Kfs + L.$

Экспериментальные исследования коровых систем при высоких температурах и давлениях также показывают возможность инконгруэнтного плавления фенгита с одновременным образованием граната, кианита и калиевого полевого шпата по обобщённой реакции (Hermann and Green, 2001):

Phe + Cpx + Coe → Grt + Ky + Kfs + L.

Высокобарические экспериментальные исследования Auzanneau et al. (2006) показали, что частичное плавление метаграувакового материала может происходить в широком диапазоне давлений, а изменение количества расплава определяется не только температурой, но и реакциями, протекающими при декомпрессии. Сопоставление рассчитанных P–T-параметров фельзических гранулитов с экспериментальной диаграммой указывает на возможность частичного плавления при реконструированных условиях метаморфизма (Рис. 41).

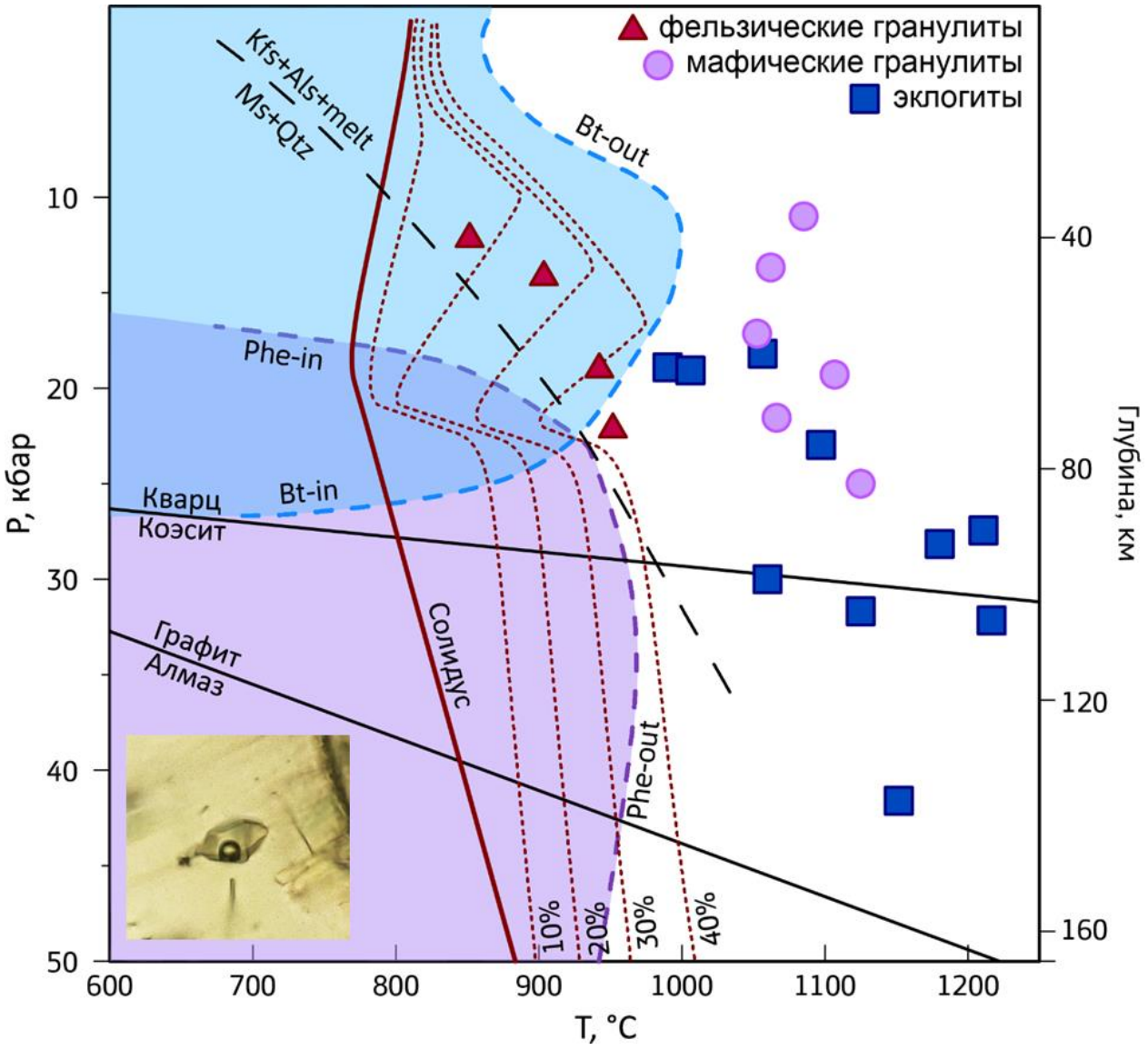


Рисунок 41. P–T-условия формирования фельзических гранулитов, мафических гранулитов и эклогитов трубки «Эклогитовая» в сопоставлении с экспериментально установленной областью частичного плавления метаграувакк (Auzanneau et al., 2006). Красными пунктирными линиями показаны изолинии доли расплава 10–40 % по Auzanneau et al. (2006). Дополнительно нанесены линии Bt-in/Bt-out, реакция Ms + Qtz = Kfs + Als + melt, солидус водонасыщенного гранита, а также границы устойчивости кварц–коэсит (Bohlen and Boettcher, 1982) и графит–алмаз (Kennedy, Kennedy, 1976). Фазовые границы и реакции приведены по Huang, Wyllie (1973), Storre (1972), Hemingway et al. (1998), Schmidt, Poli (1998) и Auzanneau et al. (2006). На вставке показано расплавное включение в кианите фельзических гранулитов, фиксирующее участие расплава в эволюции изученных пород.

Частичное плавление пород основного состава при высоких давлениях может сопровождаться образованием силикатных расплавов тоналитового, трондьемитового и других составов в зависимости от состава исходного материала, температуры, давления, содержания воды и остаточной минеральной ассоциации (Rapp and Watson, 1995; Klemme et al., 2002; Kogiso and Hirschmann, 2006; Zhang et al., 2013). Одним из возможных механизмов является дегидратационное плавление амфиболсодержащих ассоциаций, при котором образуются гранат, клинопироксен и силикатный расплав (Rapp and Watson, 1995; Johannes and Koepke, 2001). Для кварцсодержащих метабазитов этот процесс в обобщённом виде можно представить следующей схемой:

Am + Pl + Qtz → Grt + Cpx + L.

При этом плагиоклаз может расходоваться не полностью и сохраняться в остаточной минеральной ассоциации, что экспериментально показано Johannes and Koepke (2001). Вода, высвобождающаяся при распаде амфибола, может переходить непосредственно в образующийся расплав без формирования самостоятельной свободной водной фазы. Таким образом, дегидратационное плавление может сопровождаться формированием преимущественно безводных гранат-клинопироксеновых ассоциаций.

Природные свидетельства частичного плавления эклогитов описаны в Кокчетавском массиве, где трондьемитовая жила, секущая эклогитовое тело, интерпретируется как продукт плавления эклогитового материала. Особенности распределения РЗЭ в жиле согласуются с образованием расплава в равновесии с гранатсодержащим реститом (Shatsky et al., 1999; Dobretsov and Shatsky, 2004). Сходные проявления плавления эклогитов с образованием кварц-полевошпатовых лейкосом и жил описаны в других высокобарических комплексах (Wang et al., 2014; Cao et al., 2017).

В изученных мафических гранулитах и эклогитах высокобарические ассоциации представлены преимущественно безводными минералами, что согласуется с возможным расходованием ранее существовавших водосодержащих фаз при высокотемпературном преобразовании пород. Однако отсутствие их

реликтов не позволяет однозначно установить конкретные реакции плавления. Свидетельствами участия силикатного расплава являются расплавные включения в гранате, а в эклогитах — также развитие лейкократовых обособлений, сложенных преимущественно санидином, кварцем и кианитом. Эти особенности позволяют рассматривать частичное плавление основного протолита как один из наиболее вероятных процессов метаморфической эволюции мафических гранулитов и эклогитов. При этом степень плавления и объём удалённого расплава остаются неопределёнными.

Дополнительным свидетельством участия флюидно-расплавных процессов в эволюции мафических пород является присутствие скаполита (Подугольникова и др., 2026). Его текстурные взаимоотношения с гранатом и омфацитом, а в эклогитах также приуроченность к лейкократовым обособлениям, позволяют связывать образование скаполита с высокотемпературной стадией преобразования пород. Для скаполитсодержащего эклогита показано, что устойчивость скаполита связана с CO_2-насыщенной системой и его кристаллизацией в присутствии кислого расплава, что указывает на высокую активность CO_2 во флюидно-расплавной системе. Возможным источником CO_2 могла быть декарбонатизация карбонатсодержащего корового субстрата; вместе с тем нельзя исключить дополнительное поступление CO_2-содержащего флюида из более глубокого источника.

При частичном плавлении происходит перераспределение рассеянных и редкоземельных элементов между расплавом и остаточными минералами. Экспериментальные исследования показывают, что крупноионные литофильные элементы, включая Rb, Sr и Ba, преимущественно переходят в силикатный расплав, тогда как тяжёлые РЗЭ удерживаются главным образом гранатом (Hermann and Green, 2001). Распределение лёгких и средних РЗЭ в значительной степени зависит от присутствия акцессорных минералов, в том числе алланита, монацита, апатита и циркона, способных концентрировать отдельные группы редкоземельных элементов (Hermann and Green, 2001; Hermann and Spandler, 2008; Rubatto and Hermann, 2007). Таким образом, химическая дифференциация между расплавом и

остаточной минеральной ассоциацией не обязательно сопровождается одинаковой степенью обеднения пород всеми несовместимыми элементами.

Изученные ксенолиты характеризуются повышенными содержаниями ряда несовместимых элементов, включая Cs, Rb и Ba, а также положительной Pb-аномалией. В фельзических гранулитах дополнительно отмечаются повышенные содержания Th и U и выраженное фракционирование РЗЭ с преобладанием лёгких элементов над тяжёлыми. Однако без независимой оценки исходного состава эти особенности валовой геохимии не позволяют количественно определить степень удаления расплава. Вместе с тем наличие расплавных включений в породообразующих минералах и развитие лейкократовых обособлений в эклогитах свидетельствуют о сохранении определённых порций расплава в пределах исследованных пород. Это позволяет предполагать, что образовавшийся расплав мог не полностью удаляться из системы, а частично сохраняться и впоследствии кристаллизоваться с образованием кварц-полевошпатовых агрегатов. При этом возможность локального перемещения и частичного удаления расплава не исключается.

8.3.3. Ретроградные реакции

В отличие от орогенных метаморфических комплексов высоких и сверхвысоких давлений, в которых высокобарические ассоциации могут быть уничтожены практически полностью (Dobretsov et al., 1995; Shatsky et al., 1995; Корсаков и др., 1998; Лаврова и др., 1999; Hermann et al., 2001), ретроградная история кианитсодержащих ксенолитов проявлена неравномерно и выражена главным образом в развитии реакционных кайм и симплектитов. Наиболее характерными признаками являются келифитовые каймы вокруг граната, сложенные плагиоклазом, диопсидом и магнетитом; симплектитовые агрегаты вокруг омфацита, сложенные диопсидом, плагиоклазом и K–Na полевым шпатом; а также каймы K–Na полевого шпата и корунда вокруг кианита. Такие текстуры указывают на частичное разрушение высокобарических минеральных ассоциаций при снижении давления и взаимодействии с расплавом (Sharygin et al., 2023).

Сходные процессы описаны для памирских ксенолитов Hacker et al. (2005): авторы связывали поздние изменения с симплектитовым распадом омфацита в присутствии расплава, реакциями вокруг граната и кианита, а также проникновением карбонатно-полевошпатового расплава по границам зёрен и трещинам. В более поздней работе Li et al. (2023) также отмечено, что келифитовые каймы вокруг граната и тонкие симплектиты вокруг пироксена являются результатом ретроградных реакций и могут приводить к занижению оценок пиковых P–T-параметров.

Эти ретроградные преобразования, вероятно, были связаны с декомпрессией и быстрым выносом ксенолитов щелочной магмой трубки «Эклогитовая». При подъёме происходило частичное замещение омфацита, граната и кианита, кристаллизация низкобарических фаз по краям зёрен и вдоль трещин, а также локальное перераспределение Na–Ca–K-компонентов. При этом сохранность первичных высокобарических минералов и малая мощность реакционных кайм показывают, что переуравновешивание было весьма кратковременным. Это согласуется с оценками Hacker et al. (2005), согласно которым ксенолиты могли быть вынесены щелочной магмой с глубин 50–100 км за время порядка нескольких часов–сотен часов; за такой интервал возможно развитие тонких реакционных корон, но не полное объемное переуравновешивание граната и клинопироксена. Следовательно, изученные ксенолиты в целом сохраняют информацию о высокобарической стадии, тогда как ретроградные каймы фиксируют завершающий этап их декомпрессии, взаимодействия с расплавом/флюидом и выноса на поверхность.

8.4. Обобщённая петрологическая модель эволюции кианитсодержащих пород

Совокупность минералого-петрографических, геохимических, изотопных и термобарометрических данных позволяет предложить обобщённую модель эволюции пород, представленных кианитсодержащими ксенолитами трубки взрыва «Эклогитовая».

Исходный материал изученных пород представлен двумя основными типами протолитов. Для фельзических гранулитов принимается метаосадочная природа протолита: их предшественниками являлись осадочные породы, содержащие органическое вещество. Такая интерпретация основана на совокупности минеральных ассоциаций, петрохимических особенностей и изотопного состава углерода графита. При метаморфическом преобразовании углеродистое вещество протолита было преобразовано в графит, который сохраняется в межзерновом пространстве и в виде включений в породообразующих минералах. Его изотопный состав — $\delta^{13}C$ от −15 до −20‰ — в сочетании с текстурным положением поддерживает принятую интерпретацию органического источника углерода и метаосадочного происхождения пород.

Для мафических гранулитов и эклогитов предполагаются магматические протолиты преимущественно основного состава. Близость их валового петрохимического и редкоэлементного состава, а также составов граната и омфацита позволяет рассматривать обе группы как продукты высокобарического преобразования химически сходных протолитов. При этом различие между метаосадочным и магматическим субстратом сохраняет принципиальное значение для последующей эволюции: оно определяло состав реагирующих ассоциаций и возможные пути образования кианита. Таким образом, изученная коллекция отражает переработку литологически неоднородного корового материала.

В региональном контексте погружение изученного корового материала связывается с кайнозойской эволюцией коллизионной системы Памира. Опубликованные петрологические и геохронологические исследования показывают, что породы, представленные памирскими ксенолитами, испытывали глубинное погружение и высокотемпературное преобразование до их захвата миоценовыми магмами (Hacker et al., 2005; Kooijman et al., 2017).

При погружении и повышении температуры в метаосадочных породах формировалась ассоциация Grt + K–Na полевой шпат + Qtz + Ky ± Pl. Основным принимаемым механизмом образования кианита является перитектический рост при дегидратационном плавлении мусковита:

- Ms + Qz = Ky + Kfs + L

В рамках данной реакции формирование кианита и образование расплава являются взаимосвязанными составляющими высокотемпературного преобразования породы (Huang and Wyllie, 1974).

В породах основного состава прогрессивное высокобарическое преобразование сопровождалось формированием гранат-омфацитовых ассоциаций и вовлечением плагиоклаза в метаморфические реакции. Образование основной генерации кианита связывается преимущественно с распадом анортитового компонента плагиоклаза в ходе реакции эклогитизации (Newton, Kennedy, 1963; Goldsmith, 1980, 1981; Essene, 1989):

- An = Grs + Ky + Qz.

Эта реакция описывает образование кианита, кварца и гроссулярового компонента граната; формирование омфацита относится к другим взаимосвязанным реакциям многокомпонентной системы (Goldsmith, 1980). В мафических гранулитах плагиоклаз сохраняется в основной ассоциации Grt + Omp + Pl + Sa + Qtz + Ky ± Scp, тогда как в эклогитах первичная высокобарическая ассоциация представлена Grt + Omp + Sa + Qtz + Ky ± Scp. Присутствие плагиоклаза в мафических гранулитах, при его отсутствии в высокобарической ассоциации эклогитов, вероятно, отражает различную степень высокобарического преобразования протолита.

Формирование высокобарических ассоциаций сопровождалось высокотемпературным переуравновешиванием минералов. В гранатах это могло приводить к сглаживанию ростовой зональности по главным компонентам при частичном сохранении неоднородности распределения тяжёлых РЗЭ.

Полученные результаты геотермобарометрии позволили оценить P–T-условия, близкие к пику метаморфизма изученных кианитсодержащих пород. Изученные ксенолиты фиксируют высокотемпературное преобразование корового материала в широком диапазоне глубин, вплоть до мантийных. Для фельзических гранулитов установлены температуры 850–970 °C и давления 11–22 кбар, что

соответствует ориентировочным глубинам 35–65 км. Для мафических гранулитов получены температуры 1000–1140 °C и давления 11–25 кбар, что соответствует глубинам порядка 35–80 км. Наиболее высокобарические условия установлены для эклогитов: температуры составляют 970–1230 °C, давления — 18–42 кбар, что соответствует глубинам около 60–140 км.

Участие силикатного расплава устанавливается по расплавным включениям в гранате мафических гранулитов и эклогитов, а также в кианите и кварце фельзических гранулитов. В эклогитах дополнительным признаком являются лейкократовые обособления, сложенные преимущественно санидином, кварцем и кианитом. Для фельзических гранулитов образование расплава непосредственно связывается с рассмотренным дегидратационным плавлением слюд. Для мафических гранулитов и эклогитов одним из возможных механизмов является дегидратационное плавление ранее существовавших амфиболсодержащих ассоциаций:

- Am + Pl + Qtz → Grt + Cpx + L

Часть расплава сохранялась в виде захваченных включений; локальное сохранение и последующая кристаллизация других его порций рассматриваются как возможный механизм формирования кварц-полевошпатовых обособлений.

Поздняя эволюция пород сопровождалась частичным замещением высокобарических минеральных ассоциаций. В изученных образцах этот процесс выражен развитием келифитовых кайм вокруг граната, симплектитовых агрегатов вокруг омфацита и кианита. Сохранение реликтов основных высокобарических минералов показывает, что преобразование пород было неполным.

К этому этапу, вероятно, относится и локальное разупорядочение графита в фельзических гранулитах. Хорошо упорядоченный графит связывается с метаморфическим преобразованием углеродистого вещества протолита, тогда как образование разупорядоченных кайм рассматривается как следствие механического воздействия на систему графит–минерал-хозяин при быстрой декомпрессии (Podugolnikova et al., 2025).

Завершающим событием стал захват фрагментов глубинных пород щелочными магмами Дункельдыкского поля и их вынос на поверхность около 11 млн лет назад.

Таким образом, предлагаемая модель включает переработку двух типов корового субстрата — осадочного, содержащего органическое вещество, и магматического преимущественно основного состава. Их погружение и высокотемпературное преобразование сопровождались формированием различающихся кианитсодержащих ассоциаций и частичным плавлением. Последующие декомпрессия, локальное реакционное взаимодействие и вынос щелочной магмой обусловили неполное замещение высокобарических минералов и сохранение в ксенолитах признаков нескольких этапов эволюции.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В диссертационной работе на основе комплексного минералого-петрологического изучения кианитсодержащих ксенолитов трубки взрыва «Эклогитовая» реконструированы основные этапы формирования и последующей эволюции глубинных пород Восточного Памира. Полученные результаты позволяют рассматривать изученные ксенолиты как фрагменты континентальной коры, вовлечённой в кайнозойское погружение, высокобарическое преобразование, частичное плавление и последующий быстрый вынос щелочной магмой.

Проведённые исследования позволяют сформулировать следующие выводы.

1. В изученной коллекции выделены три петрографические группы кианитсодержащих пород: фельзические гранулиты, мафические гранулиты и эклогиты. Фельзические гранулиты характеризуются преимущественно гранат-кианит-кварц-полевошпатовой ассоциацией, мафические гранулиты — совместным присутствием граната, омфацита, плагиоклаза, санидина, кварца и кианита, а эклогиты — гранат-омфацитовой ассоциацией с кианитом, кварцем и санидином при отсутствии плагиоклаза среди основных высокобарических минералов.

2. По валовому петрохимическому и редкоэлементному составу выделяются две основные группы пород: фельзические гранулиты и близкие по составу между собой мафические гранулиты и эклогиты. Фельзические гранулиты отличаются широкими вариациями содержания SiO_2, повышенными содержаниями K_2O, Th, U и ряда крупноионных литофильных элементов, выраженным фракционированием РЗЭ и преимущественно отрицательной Eu-аномалией (Eu/Eu* = 0,5–0,8), за исключением образца РМ-22-20 (Eu/Eu* = 1,4). Мафические гранулиты и эклогиты характеризуются близкими содержаниями главных компонентов, сходными спектрами рассеянных и редкоземельных элементов и слабой отрицательной Eu-аномалией либо её отсутствием (Eu/Eu* = 0,8–1,0). Совокупность этих

особенностей согласуется с метаосадочной природой фельзических гранулитов и ортомагматическим основным протолитом мафических гранулитов и эклогитов.

3. Установлены особенности химического и редкоэлементного состава основных породообразующих минералов. Гранаты всех трёх групп относятся к пироп-альмандин-гроссуляровым твёрдым растворам и преимущественно характеризуются однородным распределением главных компонентов. При этом в отдельных зёрнах сохраняется радиальная зональность тяжёлых РЗЭ, выраженная в повышенных содержаниях HREE в центральных частях по сравнению с краевыми. Наиболее отчётливо она проявляется в гранатах фельзических и мафических гранулитов, тогда как в эклогитах внутризерновые вариации слабее. Такое сочетание признаков согласуется с высокотемпературным сглаживанием первоначальной зональности по главным компонентам при частичном сохранении особенностей более раннего роста граната. Омфацит мафических гранулитов и эклогитов характеризуется близким составом, содержанием жадеитового компонента преимущественно в пределах 38–51 мол. % и относительным обогащением лёгкими РЗЭ по сравнению с тяжёлыми.

4. Выявлены систематические различия катодолюминесцентных свойств и примесного состава кианита разных групп пород. Кианит фельзических гранулитов преимущественно характеризуется интенсивной красной люминесценцией, повышенными содержаниями Cr и V при сравнительно низких концентрациях Fe. Для кианита мафических гранулитов и эклогитов характерны более низкие содержания Cr, повышенные концентрации Fe и преимущественно слабая или отсутствующая красная люминесценция В спектрах люминесцирующего кианита установлены максимумы около 690 и 710 нм, соответствующие Cr^{3+}-центрам. Сопоставление катодолюминесцентных характеристик с примесным составом кианита позволило связать образование основной генерации кианита фельзических гранулитов преимущественно с дегидратационным плавлением мусковита, а кианита мафических гранулитов и эклогитов — с высокобарическим распадом плагиоклаза.

5. Графит установлен только в фельзических гранулитах, где он присутствует в межзерновом пространстве и в виде многочисленных включений в породообразующих минералах. Его изотопный состав ($\delta^{13}C$ от −15 до −20‰) согласуется с участием органического углерода осадочного происхождения при формировании породы. Методом конфокальной КР-спектроскопии выявлена структурная неоднородность графита: хорошо упорядоченные области нередко окружены каймами разупорядоченного углеродного вещества. Наиболее вероятный механизм образования каймы разупорядоченного графита связан с механическим нарушением структуры ранее образованного графита при декомпрессии во время эксгумации пород.

6. Полученные P–T-оценки свидетельствуют о высокобарическом и высокотемпературном преобразовании изученных пород в частично перекрывающихся диапазонах условий. Среди фельзических гранулитов выделяются плагиоклазсодержащие разновидности с оценками 850–900 °C и 11–14 кбар и бесплагиоклазовые разновидности с более высокими расчётными параметрами — 920–970 °C и 19–22 кбар. Для мафических гранулитов основные оценки составляют 1000–1140 °C и 11–25 кбар, для эклогитов — 970–1230 °C и 18–42 кбар. Наиболее высокие рассчитанные давления получены для эклогитов и соответствуют преобразованию корового материала на глубинах вплоть до мантийных.

7. Установлены минералого-петрографические признаки участия силикатного расплава в преобразовании всех трёх групп ксенолитов. Расплавные включения обнаружены в гранате мафических гранулитов и эклогитов, а также в кианите и кварце фельзических гранулитов. В эклогитах дополнительно выявлены лейкократовые обособления, сложенные преимущественно санидином, кварцем и кианитом. Совокупность этих признаков в сочетании с реконструированными высокотемпературными условиями согласуется с частичным плавлением корового материала и локальным сохранением образовавшегося расплава.

8. Установлены признаки незначительного ретроградного преобразования высокобарических минеральных ассоциаций. К ним относятся келифитовые каймы

вокруг граната, сложенные плагиоклазом, диопсидом и магнетитом, симплектитовые агрегаты диопсид-плагиоклаз-калиево-полевошпатового состава вокруг омфацита, а также корунд-полевошпатовые реакционные каймы вокруг кианита. Эти особенности отражают начальные стадии частичного замещения высокобарических минералов при декомпрессии. Сохранение значительных объёмов первоначальных минеральных ассоциаций позволяет получать наиболее достоверные оценки условий пика метаморфизма для этих глубинных пород.

В совокупности полученные результаты позволяют реконструировать последовательность их эволюции от преобразования разнородного корового материала в условиях высоких давлений и температур до поздних реакционных изменений и последующего захвата и выноса щелочной магмой Дункельдыкского поля.

СПИСОК ИСПОЛЬЗУЕМЫХ СОКРАЩЕНИЙ

Минералы:

- **Grt** — гранат
- **Omp** — омфацит
- **Ky** — кианит
- **Qtz** — кварц
- **Kfs** — калиево-натровый полевой шпат
- **Pl** — плагиоклаз
- **Rt** — рутил
- **Ap** — апатит
- **Zrn** — циркон
- **Mnc** — монацит
- **Ilm** — ильменит
- **Mag** — магнетит
- **Amp** — амфибол
- **Bt** — биотит
- **Chl** — хлорит
- **Scp** — скаполит
- **Ttn** — титанит
- **Cal** — кальцит
- **Gr** — графит

Геохимические и петрологические термины:

- **REE (РЗЭ)** — редкоземельные элементы
- **LREE** — лёгкие редкоземельные элементы
- **HREE** — тяжёлые редкоземельные элементы
- **Mg#** — магнезиальность, $Mg\# = Mg/(Mg + Fe^{2+})*100$
- **LILE** — крупноионные литофильные элементы

Методы и аналитические обозначения:

- **EPMA** — электронно-зондовый микроанализ

- **LA-ICP-MS** — лазерная абляция с индуктивно связанной плазмой и масс-спектрометрией
- **CL (КЛ)** — катодолюминесценция
- **BSE** — изображение в обратно рассеянных электронах

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дмитриев Э. А. Кайнозойские калиевые щелочные породы Восточного Памира / под ред. Р. Б. Баратова. Душанбе: Дониш, 1976. 167 с.
2. Дмитриев Э.А. Щелочные породы субплатформенного этапа развития Восточного Памира: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Душанбе, 1966
3. Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них / пер. с англ. Ф. В. Каминского; под ред. В. С. Соболева. М.: Мир, 1983. 300 с.
4. Корсаков А. В., Чупин В. П., Кузьмин Д. В., Похиленко Н. П. Включения расплава в минералах ксенолитов гранулитов из диатрем Восточного Памира (Таджикистан): свидетельства инконгруэнтного плавления на границе коры и мантии // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2025. Т. 520, № 2. С. 290–298. DOI: 10.31857/S2686739725020134.
5. Корсаков А. В., Шацкий В. С., Соболев Н. В. Первая находка коэсита в эклогитах Кокчетавского массива // Доклады Российской академии наук. 1998. Т. 360. № 1. С. 77–81.
6. Лаврентьев Ю. Г., Карманов Н. С., Усова Л. В. Электронно-зондовое определение состава минералов: микроанализатор или сканирующий электронный микроскоп? // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 8. С. 1473–1482. DOI: 10.15372/GiG20150806.
7. Лаврова Л. Д., Печников В. А., Плешаков А. М., Надеждина Е. Д., Шуколюков Ю. А. Новый генетический тип алмазных месторождений. М.: Научный мир, 1999. 228 с.
8. Лутков В. С. Петрохимическая эволюция и генезис калиевой пироксенит-эклогит-гранулитовой ассоциации: мантийные и коровые ксенолиты в неогеновых фергуситах Южного Памира, Таджикистан // Геохимия. 2003. № 3. С. 254–265.
9. Лутков В. С., Бабаев А. М., Дмитриев Э. А., Могаровский В. В., Минаев В. Е. Состав, генезис и глубинные ксенолиты позднемиоценовой фергусит-карбонатит-сиенитовой серии Памира: к проблеме

формирования сверхмощной коры подвижных поясов // Российский журнал наук о Земле. 2005. Т. 7, № 1. С. 35–50. DOI: 10.2205/2005ES000170.

10. Лутков В. С., Луткова В. Я. Литосферный разрез киммеридо-альпид Южного Памира: мантийные и нижнекоровые включения в неогеновых щелочных базитах. Душанбе, 1998. 272 с. Деп. в НПИЦентре 12.11.1998, № 93(1237).
11. Лутков В. С., Могаровский В. В. Геохимическая модель гранитно-метаморфического слоя складчатых областей Памира и Южного Тянь-Шаня (Таджикистан) // Геохимия. 1999. № 6. С. 574–581.
12. Лутц Б. Г. Минеральные превращения в нижних частях земной коры и верхней мантии // Проблемы земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1970. С. 172–175.
13. Мадюков И. А., Чупин В. П., Кузьмин Д. В. Генезис скаполита из гранулитов (нижнекоровые ксенолиты из диатрем Памира): результаты изучения расплавных включений // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 11. С. 1677–1694.
14. Подугольникова Е. Е., Дымшиц А. М., Корсаков А. В., Михайленко Д. С. Ксенолит скаполитсодержащего эклогита из фергуситовой трубки взрыва Восточного Памира: реконструкция условий образования редкой высокобарической минеральной ассоциации // Геодинамика и тектонофизика. 2026. Т. 17. № 5. С. 915 DOI: 10.5800/GT-2026-17-5-0915.
15. Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 264 с.
16. Соловьев С. П. Распределение магматических горных пород в СССР и некоторые вопросы петрологии. М.: Госгеолтехиздат, 1952.
17. Специус З. В., Серенко В. П. Состав континентальной верхней мантии и низов коры под Сибирской платформой. М.: Наука, 1990. 272 с.
18. Удовкина Н. Г. Эклогиты СССР. М.: Наука, 1985. 285 с.

19. Фонарёв В. И., Иванов С. Н. Реакции образования кианита в метаморфических породах // Доклады АН СССР. 1972. Т. 206. С. 1185–1188.
20. Чупин В. П., Кузьмин Д. В., Мадюков И. А. Расплавные включения в минералах скаполитсодержащего гранулита (нижнекоровые ксенолиты из диатрем Памира) // Доклады Академии наук. 2006. Т. 407, № 6. С. 823–827.
21. Чупин В. П., Соболев Н. В., Симонов В. А. Расплавные включения в минералах высокобарических ксенолитов Восточного Памира // Доклады РАН. 1993. Т. 331. С. 360–363.
22. Шарпенок Л. Н., Костин А. Е., Кухаренко Е. А. TAS-диаграмма сумма щелочей — кремнезем для химической классификации и диагностики плутонических пород // Региональная геология и металлогения. 2013. № 56. С. 40–50.
23. Acosta-Vigil A., Cesare B., London D., Morgan G. B. VI. Microstructures and composition of melt inclusions in a crustal anatectic environment, represented by metapelitic enclaves within El Hoyazo dacites, SE Spain // Chemical Geology. 2007. Vol. 237, No. 3–4. P. 450–465. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2006.07.014.
24. Ahrens T. J. (ed.). Mineral Physics & Crystallography: A Handbook of Physical Constants. Washington, DC: American Geophysical Union, 1995. AGU Reference Shelf. Vol. 2. 354 p. DOI: 10.1029/RF002.
25. Aigner-Torres M., Blundy J., Ulmer P., Pettke T. Laser Ablation ICPMS study of trace element partitioning between plagioclase and basaltic melts: an experimental approach // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2007. Vol. 153, No. 6. P. 647–667. DOI: 10.1007/s00410-006-0168-2.
26. Albee A. L., Chodos A. A. Minor element content of coexistent Al2SiO5 polymorphs // American Journal of Science. 1969. Vol. 267, No. 3. P. 310–316. DOI: 10.2475/ajs.267.3.310.

27. Angiolini L., Zanchi A., Zanchetta S., Nicora A., Vezzoli G. The Cimmerian geopuzzle: New data from South Pamir // Terra Nova. 2013. Vol. 25. P. 352–360.
28. Angiolini L., Zanchi A., Zanchetta S., Nicora A., Vuolo I., Berra F., Henderson C., Malaspina N., Rettori R., Vachard D., Vezzoli G. From rift to drift in South Pamir (Tajikistan): Permian evolution of a Cimmerian terrane // Journal of Asian Earth Sciences. 2015. Vol. 102. P. 146–169. DOI: 10.1016/j.jseaes.2014.08.001.
29. Anthony J. W., Bideaux R. A., Bladh K. W., Nichols M. C. Handbook of Mineralogy. Chantilly, VA: Mineralogical Society of America, 2001. Электронный ресурс. URL: https://www.handbookofmineralogy.org/ (дата обращения: 30.09.2026).
30. Aranovich L. Y., Makhluf A. R., Manning C. E., Newton R. C. Dehydration melting and the relationship between granites and granulites // Precambrian Research. 2014. Vol. 253. P. 26–37. DOI: 10.1016/j.precamres.2014.07.004.
31. Auzanneau E., Vielzeuf D., Schmidt M. W. Experimental evidence of decompression melting during exhumation of subducted continental crust // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2006. Vol. 152, No. 2. P. 125–148. DOI: 10.1007/s00410-006-0104-5.
32. Barrow G. On an intrusion of muscovite-biotite gneiss in the south-eastern Highlands of Scotland and its accompanying metamorphism // Quarterly Journal of the Geological Society. 1893. Vol. 49. P. 330–358.
33. Bartoli O., Acosta-Vigil A., Ferrero S., Cesare B. Granitoid magmas preserved as melt inclusions in high-grade metamorphic rock // American Mineralogist. 2016. Vol. 101, No. 7. P. 1543–1559. DOI: 10.2138/am-2016-5541ccbyncnd.
34. Beloussov V. V., Belyaevsky N. A., Borisov A. A., et al. Structure of the lithosphere along the deep seismic sounding profile: Tien Shan–Pamirs–Karakorum–Himalayas // Tectonophysics. 1980. Vol. 70, No. 3–4. P. 193–221. DOI: 10.1016/0040-1951(80)90279-6.

35. Beyer C., Frost D. J., Miyajima N. Experimental calibration of a garnet–clinopyroxene geobarometer for mantle eclogites // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2015. Vol. 169. Article 18. DOI: 10.1007/s00410-015-1113-z.
36. Beyssac O., Goffé B., Chopin C., Rouzaud J.-N. Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: A new geothermometer // Journal of Metamorphic Geology. 2002. Vol. 20. P. 859–871.
37. Billington S., Isacks B. L., Barazangi M. Spatial distribution and focal mechanisms of mantle earthquakes in the Hindu Kush–Pamir region: A contorted Benioff zone // Geology. 1977. Vol. 5, No. 11. P. 699–704.
38. Blayney T., Dupont-Nivet G., Najman Y., Proust J.-N., Meijer N., Roperch P., Sobel E. R., Millar I., Guo Z. Tectonic evolution of the Pamir recorded in the western Tarim Basin (China): Sedimentologic and magnetostratigraphic analyses of the Aertashi section // Tectonics. 2019. Vol. 38, No. 2. P. 492–515. DOI: 10.1029/2018TC005146.
39. Blayney T., Najman Y., Dupont-Nivet G., et al. Indentation of the Pamirs with respect to the northern margin of Tibet: Constraints from the Tarim basin sedimentary record // Tectonics. 2016. Vol. 35, No. 10. P. 2345–2369. DOI: 10.1002/2016TC004222.
40. Blereau E., Piazolo S., Trimby P., Skrzypek E. Kyanite microstructural and microchemical characteristics reveal differences in growth, deformation and chemical modification: A case study from the Paleoproterozoic suture zone of South Harris, NW Scotland // Lithos. 2024. Vol. 484–485. Article 107748.
41. Bohlen S. R., Boettcher A. L. The quartz–coesite transformation: A precise determination and the effects of other components // Journal of Geophysical Research. 1982. Vol. 87. P. 7073–7078.
42. Bohlen S. R., Montana A., Kerrick D. M. Precise determinations of the equilibria kyanite = sillimanite and kyanite = andalusite and a revised triple point for Al2SiO5 polymorphs // American Mineralogist. 1991. Vol. 76. P. 677–680.

43. Borghini A., Ferrero S., O'Brien P. J., Laurent O., Günter C., Ziemann M. A. Cryptic metasomatic agent measured in situ in Variscan mantle rocks: Melt inclusions in garnet of eclogite, Granulitgebirge, Germany // Journal of Metamorphic Geology. 2020. Vol. 38, No. 3. P. 207–234. DOI: 10.1111/jmg.12519.
44. Brown M., Johnson T. E. Metamorphism and the evolution of subduction on Earth // American Mineralogist. 2019. Vol. 104, No. 8. P. 1065–1082.
45. Burtman V. S., Molnar P. Geological and Geophysical Evidence for Deep Subduction of Continental Crust Beneath the Pamir. Boulder, CO: Geological Society of America, 1993. Special Paper 281. 76 p.
46. Cao Y.-T., Liu L., Chen D.-L., Wang C., Yang W.-Q., Kang L., Zhu X.-H. Partial melting during exhumation of Paleozoic retrograde eclogite in North Qaidam, western China // Journal of Asian Earth Sciences. 2017. Vol. 148. P. 223–240. DOI: 10.1016/j.jseaes.2017.09.009.
47. Cartigny P., Palot M., Thomassot E., Harris J. W. Diamond formation: A stable isotope perspective // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 2014. Vol. 42. P. 699–732. DOI: 10.1146/annurev-earth-042711-105259.
48. Cesare B. Graphite precipitation in C–O–H fluid inclusions: Closed-system compositional and density changes, and thermobarometric implications // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1995. Vol. 122. P. 25–33.
49. Cesare B., Acosta-Vigil A., Bartoli O., Ferrero S. What can we learn from melt inclusions in migmatites and granulites? // Lithos. 2015. Vol. 239. P. 186–216. DOI: 10.1016/j.lithos.2015.09.028.
50. Cesare B., Maineri C., Baron Toaldo A., Pedron D., Acosta-Vigil A. Immiscibility between carbonic fluids and granitic melts during crustal anatexis: A fluid and melt inclusion study in the enclaves of the Neogene Volcanic Province of SE Spain // Chemical Geology. 2007. Vol. 237, No. 3–4. P. 433–449. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2006.07.013.
51. Cesare B., Meli S., Nodari L., Russo U. Fe^{3+} reduction during biotite melting in graphitic metapelites: another origin of CO_2 in granulites // Contributions to

Mineralogy and Petrology. 2005. Vol. 149. P. 129–140. DOI: 10.1007/s00410-004-0646-3.

52. Chadwick K. M., Rossman G. R. Orange kyanite from Tanzania // Gems & Gemology. 2009. Vol. 45, No. 2. P. 146–147.
53. Chapman J. B., Carrapa B., Ballato P., DeCelles P. G., Worthington J., Oimahmadov I., Gadoev M., Ketcham R. Intracontinental subduction beneath the Pamir Mountains: Constraints from thermokinematic modeling of shortening in the Tajik fold-and-thrust belt // Geological Society of America Bulletin. 2017. Vol. 129, No. 11–12. P. 1450–1471. DOI: 10.1130/B31730.1.
54. Chapman J. B., Scoggin S. H., Kapp P., Carrapa B., Ducea M. N., Worthington J., Oimahmadov I., Gadoev M. Mesozoic to Cenozoic magmatic history of the Pamir // Earth and Planetary Science Letters. 2018. Vol. 482. P. 181–192. DOI: 10.1016/j.epsl.2017.10.041.
55. Chen X., Chen H., Lin X., Cheng X., Yang R., Ding W., Gong J., Wu L., Zhang F., Chen S., Zhang Y., Yan J. Arcuate Pamir in the Paleogene? Insights from a review of stratigraphy and sedimentology of the basin fills in the foreland of NE Chinese Pamir, western Tarim Basin // Earth-Science Reviews. 2018. Vol. 180. P. 1–16. DOI: 10.1016/j.earscirev.2018.03.003.
56. Chinner G. A. The kyanite isograd in Glen Clova, Angus, Scotland // Mineralogical Magazine. 1965. Vol. 34. P. 132–143.
57. Chinner G. A., Smith J. V., Knowles C. R. Transition metal contents of Al2SiO5 polymorphs // American Journal of Science. 1969. Vol. 267-A. P. 96–113. DOI: 10.2475/001c.125212.
58. Chopin C. Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: A first record and some consequences // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1984. Vol. 86, No. 2. P. 107–118. DOI: 10.1007/BF00381838.
59. Chupin V. P., Kuzmin D. V., Touret J. L. R. High-pressure melt and fluid inclusions in minerals of garnet granulites/eclogites (Eastern Pamir) // Memorias. 2001. Vol. 7. P. 95–98.

60. Chupin V. P., Kuzmin D. V., Madyukov I. A., Rodionov N. V., Lutkov V. S., Touret J. L. R. High-pressure magmatic inclusions in zircon and rock-forming minerals of granulite/eclogite xenoliths from diatremes of Pamir // ACROFI III and TBG XIV Abstracts Volume / ed. V. V. Sharygin. Novosibirsk: Publishing House of SB RAS, 2010. P. 46–47.
61. Clark S. P., Robertson E. C., Birch F. Experimental determination of kyanite–sillimanite equilibrium relations at high temperatures and pressures // American Journal of Science. 1957. Vol. 255. P. 628–640.
62. Corfu F., Hanchar J. M., Hoskin P. W. O., Kinny P. Atlas of zircon textures // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2003. Vol. 53. P. 469–500.
63. Cowgill E. Cenozoic right-slip faulting along the eastern margin of the Pamir salient, northwestern China // Geological Society of America Bulletin. 2010. Vol. 122. P. 145–161.
64. Dahl P. S., Wehn D. C., Feldmann S. G. The systematics of trace-element partitioning between coexisting muscovite and biotite in metamorphic rocks from the Black Hills, South Dakota, USA // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1993. Vol. 57, No. 11. P. 2487–2505. DOI: 10.1016/0016-7037(93)90412-P.
65. De Paoli M. C., Clarke G. L., Daczko N. R. Mineral equilibria modeling of the granulite–eclogite transition: Effects of whole-rock composition on metamorphic facies type-assemblages // Journal of Petrology. 2012. Vol. 53, No. 5. P. 949–970. DOI: 10.1093/petrology/egs004.
66. Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. Rock-forming Minerals. Vol. 1A: Orthosilicates. 2nd ed. London: Geological Society, 1997. 919 p.
67. Deines P. The carbon isotope geochemistry of mantle xenoliths // Earth-Science Reviews. 2002. Vol. 58, No. 3–4. P. 247–278. DOI: 10.1016/S0012-8252(02)00064-8.
68. Dhuime B., Bosch D., Garrido C. J., Bodinier J.-L., Bruguier O., Hussain S. S., Dawood H. Geochemical architecture of the lower- to middle-crustal section of a paleo-island arc (Kohistan Complex, Jijal–Kamila area, Northern Pakistan):

Implications for the evolution of an oceanic subduction zone // Journal of Petrology. 2009. Vol. 50, No. 3. P. 531–569. DOI: 10.1093/petrology/egp010.

69. Dobretsov N. L., Shatsky V. S. Exhumation of high-pressure rocks of the Kokchetav Massif: Facts and models // Lithos. 2004. Vol. 78. P. 307–318.
70. Dobretsov N. L., Shatsky V. S., Sobolev N. V. Comparison of the Kokchetav and Dabie Shan metamorphic complexes: Coesite- and diamond-bearing rocks and UHP-HP accretional-collisional events // International Geology Review. 1995. Vol. 37, No. 7. P. 636–656. DOI: 10.1080/00206819509465423.
71. Dobrzhinetskaya L. F., Eide E. A., Larsen R. B., Sturt B. A., Trønnes R. G., Smith D. C., Taylor W. R., Posukhova T. V. Microdiamond in high-grade metamorphic rocks of the Western Gneiss region, Norway // Geology. 1995. Vol. 23. P. 597–600.
72. Drake M. J., Weill D. F. Partition of Sr, Ba, Ca, Y, Eu2+, Eu3+ and other REE between plagioclase feldspar and magmatic liquid: An experimental study // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1975. Vol. 39. P. 689–712.
73. Ducea M. N., Lutkov V., Minaev V. T., Hacker B., Ratschbacher L., Luffi P., Schwab M., Gehrels G. E., McWilliams M., Vervoort J., Metcalf J. Building the Pamirs: The view from the underside // Geology. 2003. Vol. 31, No. 10. P. 849–852. DOI: 10.1130/G19707.1.
74. Dyck B., Waters D. J., St-Onge M. R., Searle M. P. Muscovite dehydration melting: Reaction mechanisms, microstructures, and implications for anatexis // Journal of Metamorphic Geology. 2020. Vol. 38, No. 1. P. 29–52. DOI: 10.1111/jmg.12511.
75. Ellis D. J., Green D. H. An experimental study of the effect of Ca upon garnet–clinopyroxene Fe–Mg exchange equilibria // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1979. Vol. 71. P. 13–22.
76. Enami M., Liou J. G., Mattinson C. G. Epidote minerals in high P/T metamorphic terranes: Subduction zone and high- to ultrahigh-pressure metamorphism // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2004. Vol. 56. P. 347–398. DOI: 10.2138/rmg.2004.56.8.

77. England P., Houseman G. Finite strain calculations of continental deformation: 2. Comparison with the India–Asia collision zone // Journal of Geophysical Research. 1986. Vol. 91. P. 3664–3676.
78. Ernst W. G. Preservation/exhumation of ultrahigh-pressure subduction complexes // Lithos. 2006. Vol. 92. P. 321–335.
79. Ernst W. G., Hacker B. R., Liou J. G. Petrotectonics of ultrahigh-pressure crustal and upper-mantle rocks: Implications for Phanerozoic collisional orogens // Geological Society of America Special Paper. 2007. Vol. 433. P. 27–49. DOI: 10.1130/2007.2433(02).
80. Essene E. J. The current status of thermobarometry in metamorphic rocks // Geological Society, London, Special Publications. 1989. Vol. 43. P. 1–44.
81. Faye G. H., Nickel E. H. On the origin of colour and pleochroism of kyanite // Canadian Mineralogist. 1969. Vol. 10. P. 35–46.
82. Ferry J. M., Spear F. S. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1978. Vol. 66. P. 113–117.
83. Forshaw J. B., Pattison D. R. M. Major-element geochemistry of pelites // Geology. 2023. Vol. 51, No. 1. P. 39–43. DOI: 10.1130/G50542.1.
84. Fuhrman M. L., Lindsley D. H. Ternary-feldspar modeling and thermometry // American Mineralogist. 1988. Vol. 73. P. 201–215.
85. Gaetani M., Leven E. J., Shcheglov A. A. Permian stratigraphy and palaeogeography of the Karakorum and South Pamir // Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia. 1993. Vol. 99. P. 317–352.
86. Gaft M., Nagli L., Panczer G., Rossman G. R. Laser-induced time-resolved luminescence of Cr^{3+} in kyanite // Journal of Spectroscopy and Dynamics. 2013. Vol. 3, No. 22. P. 1–10.
87. Gao L.-E., Zeng L., Asimow P. D. Contrasting geochemical signatures of fluid-absent versus fluid-fluxed melting of muscovite in metasedimentary sources: The Himalayan leucogranites // Geology. 2017. Vol. 45, No. 1. P. 39–42. DOI: 10.1130/G38336.1.

88. Gao X.-Y., Zheng Y.-F., Chen Y.-X. Dehydration melting of ultrahigh-pressure eclogite in the Dabie orogen: Evidence from multiphase solid inclusions in garnet // Journal of Metamorphic Geology. 2012. Vol. 30, No. 2. P. 193–212. DOI: 10.1111/j.1525-1314.2011.00962.x.

89. Goldsmith J. R. The join $CaAl_2Si_2O_8$–H_2O (anorthite–water) at elevated pressures and temperatures // American Mineralogist. 1981. Vol. 66. P. 1183–1188.

90. Goldsmith J. R. The melting and breakdown reactions of anorthite at high pressures and temperatures // American Mineralogist. 1980. Vol. 65. P. 272–284.

91. Gordon S. M., Luffi P., Hacker B., Valley J., Spicuzza M., Kozdon R., Kelemen P., Ratschbacher L., Minaev V. The thermal structure of continental crust in active orogens: Insight from Miocene eclogite and granulite xenoliths of the Pamir Mountains // Journal of Metamorphic Geology. 2012. Vol. 30, No. 4. P. 413–434.

92. Götze J., Gaft M., Möckel R. Optical microscope-cathodoluminescence (OM–CL) imaging as a powerful tool to reveal internal textures of minerals // Mineralogy and Petrology. 2013. Vol. 107, No. 3. P. 373-392.

93. Götze J., Plötze M., Habermann D. Origin, spectral characteristics and practical applications of the cathodoluminescence (CL) of quartz — a review // Mineralogy and Petrology. 2001. Vol. 71. P. 225–250. DOI: 10.1007/s007100170040.

94. Griffin W. L., O'Reilly S. Y., Abe N., Aulbach S., Davies R. M., Pearson N. J., Doyle B. J., Kivi K. The origin and evolution of Archean lithospheric mantle // Precambrian Research. 2003. Vol. 127, No. 1–3. P. 19–41.

95. Groppo C., Rolfo F., Indares A. Partial melting in the Higher Himalayan Crystallines of Eastern Nepal: The effect of decompression and implications for the "channel flow" model // Journal of Petrology. 2012. Vol. 53, No. 5. P. 1057–1088. DOI: 10.1093/petrology/egs009.

96. Groppo C., Rubatto D., Rolfo F., Lombardo B. Early Oligocene partial melting in the Main Central Thrust Zone (Arun valley, eastern Nepal Himalaya) // Lithos. 2010. Vol. 118, No. 3–4. P. 287–301. DOI: 10.1016/j.lithos.2010.05.003.

97. Guo, L., Jagoutz, O., Shinevar, W. J., & Zhang, H. F. Formation and composition of the Late Cretaceous Gangdese arc lower crust in southern Tibet // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2020. Vol. 175, No. 1. 58–26.

98. Habermann D. Quantitative cathodoluminescence (CL) spectroscopy of minerals: Possibilities and limitations // Mineralogy and Petrology. 2002. Vol. 76. P. 247–259. DOI: 10.1007/s007100200044.

99. Hacker B. R., Abers G. A., Peacock S. M. Subduction factory 1. Theoretical mineralogy, densities, seismic wave speeds, and H_2O contents // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2003. Vol. 108, No. B1. Article 2029. DOI: 10.1029/2001JB001127.

100. Hacker B. R., Gnos E., Ratschbacher L., Grove M., McWilliams M., Sobolev S. V., Wan J., Wu Z. Hot and dry deep crustal xenoliths from Tibet // Science. 2000. Vol. 287. P. 2463–2466. DOI: 10.1126/science.287.5462.2463.

101. Hacker B. R., Kelemen P. B., Behn M. D. Continental lower crust // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 2015. Vol. 43. P. 167–205.

102. Hacker B. R., Kelemen P. B., Behn M. D. Differentiation of the continental crust by relamination // Earth and Planetary Science Letters. 2011. Vol. 307. P. 501–516.

103. Hacker B. R., Luffi P., Lutkov V., Minaev V., Ratschbacher L., Plank T., Ducea M. N., Patiño-Douce A. E., McWilliams M., Metcalf J. Near-ultrahigh pressure processing of continental crust: Miocene crustal xenoliths from the Pamir // Journal of Petrology. 2005. Vol. 46, No. 8. P. 1661–1687.

104. Hanchar J. M., Miller C. F. Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images: Implications for interpretation of complex crustal histories // Chemical Geology. 1993. Vol. 110. P. 1–13.

105. Hasterok D., Chapman D. S. Heat production and geotherms for the continental lithosphere // Earth and Planetary Science Letters. 2011. Vol. 307. P. 59–70.

106. Hemingway B. S., Bohlen S. R., Hankins W. B., Westrum E. F., Jr., Kuskov O. L. Heat capacity and thermodynamic properties for coesite and jadeite, reexamination of the quartz-coesite equilibrium boundary // American Mineralogist. 1998. Vol. 83. P. 409–418. DOI: 10.2138/am-1998-5-601.

107. Hermann J., Green D. H. Experimental constraints on high pressure melting in subducted crust // Earth and Planetary Science Letters. 2001. Vol. 188. P. 149–168.

108. Hermann J., Rubatto D. Accessory phase control on the trace element signature of sediment melts in subduction zones // Chemical Geology. 2009. Vol. 265, No. 3–4. P. 512–526. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2009.05.018.

109. Hermann J., Rubatto D., Korsakov A., Shatsky V. S. Multiple zircon growth during fast exhumation of diamondiferous, deeply subducted continental crust (Kokchetav Massif, Kazakhstan) // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2001. Vol. 141. P. 66–82.

110. Hermann J., Spandler C. J. Sediment melts at sub-arc depths: An experimental study // Journal of Petrology. 2008. Vol. 49. P. 717–740. DOI: 10.1093/petrology/egm073.

111. Hermann J., Spandler C., Hack A., Korsakov A. V. Aqueous fluids and hydrous melts in high-pressure and ultra-high pressure rocks: Implications for element transfer in subduction zones // Lithos. 2006. Vol. 92, No. 3–4. P. 399–417. DOI: 10.1016/j.lithos.2006.03.055.

112. Herz N., Dutra C. V. Geochemistry of some kyanites from Brazil // American Mineralogist. 1964. Vol. 49. P. 1290–1305.

113. Herzberg C., Rudnick R. Formation of cratonic lithosphere: An integrated thermal and petrological model // Lithos. 2012. Vol. 149. P. 4–15.

114. Holdaway M. J. Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet–biotite geothermometer // American Mineralogist. 2000. Vol. 85. P. 881–892.

115. Holdaway M. J. Recalibration of the GASP geobarometer in light of recent garnet and plagioclase activity models and versions of the garnet–biotite geothermometer // American Mineralogist. 2001. Vol. 86. P. 1117–1129.

116. Holdaway M. J. Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram // American Journal of Science. 1971. Vol. 271. P. 97–131.

117. Holland T. J. B. Experimental determination of the reaction paragonite = jadeite + kyanite + H_2O, and internally consistent thermodynamic data for part of the system Na_2O–Al_2O_3–SiO_2–H_2O, with applications to eclogites and blueschists // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1979. Vol. 68. P. 293–301. DOI: 10.1007/BF00371551.

118. Hollister L. S. Garnet zoning: An interpretation based on the Rayleigh fractionation model // Science. 1966. Vol. 154. P. 1647–1651.

119. Holness M. B., Sawyer E. W. On the pseudomorphing of melt-filled pores during the crystallization of migmatites // Journal of Petrology. 2008. Vol. 49. P. 1343–1363.

120. Hong J., Ji W. H., Yang X. Y., Khan T., Wang R., Li W. Y., Zhang H. S. Origin of a Miocene alkaline–carbonatite complex in the Dunkeldik area of Pamir, Tajikistan: Petrology, geochemistry, LA–ICP–MS zircon U–Pb dating, and Hf isotope analysis // Ore Geology Reviews. 2019. Vol. 107. P. 820–836. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2019.03.009.

121. Horkley L. K. S., Spear F., Ruscitto D., Tailby N. The secret life of kyanite // Geological Society of America Abstracts with Programs. 2013. Vol. 45, No. 1. P. 96.

122. Huang W. L., Wyllie P. J. Melting relations of muscovite with quartz and sanidine in the K_2O–Al_2O_3–SiO_2–H_2O system to 30 kilobars and an outline of paragonite melting relations // American Journal of Science. 1974. Vol. 274, No. 4. P. 378–395. DOI: 10.2475/ajs.274.4.378.

123. Huang W. L., Wyllie P. J. Melting relations of muscovite-granite to 35 kbar as a model for fusion of metamorphosed subducted oceanic sediments // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1973. Vol. 42. P. 1–14. DOI: 10.1007/BF00521643.

124. Hwang S.-L., Chu H.-T., Yui T.-F., Shen P., Schertl H.-P., Liou J. G., Sobolev N. V. Nanometer-size P/K-rich silica glass (former melt) inclusions in microdiamond from the gneisses of Kokchetav and Erzgebirge massifs: Diversified characteristics of the formation media of metamorphic microdiamond in UHP rocks due to host-rock buffering // Earth and Planetary Science Letters. 2006. Vol. 243, No. 1–2. P. 94–106. DOI: 10.1016/j.epsl.2005.12.015.

125. Hwang S.-L., Shen P., Chu H.-T., Yui T.-F., Liou J. G., Sobolev N. V., Shatsky V. S. Crust-derived potassic fluid in metamorphic microdiamond // Earth and Planetary Science Letters. 2005. Vol. 231, No. 3–4. P. 295–306. DOI: 10.1016/j.epsl.2005.01.002.

126. Imayama T., Takeshita T., Yi K., Fukuyama M. Early Oligocene partial melting via biotite dehydration melting and prolonged low-pressure–low-temperature metamorphism of the upper High Himalaya Crystalline Sequence in the far east of Nepal // Geological Society, London, Special Publications. 2019. Vol. 481, No. 1. P. 147–173. DOI: 10.1144/SP481.2.

127. Johannes W., Koepke J. Incomplete reaction of plagioclase in experimental dehydration melting of amphibolite // Australian Journal of Earth Sciences. 2001. Vol. 48, No. 4. P. 581–590. DOI: 10.1046/j.1440-0952.2001.00876.x.

128. Johnson M. R. W. Shortening budgets and the role of continental subduction during the India–Asia collision // Earth-Science Reviews. 2002. Vol. 59. P. 101–123. DOI: 10.1016/S0012-8252(02)00071-5.

129. Jordan T. H. Composition and development of the continental tectosphere // Nature. 1978. Vol. 274. P. 544–548.

130. Kendrick J., Indares A. The reaction history of kyanite in high-P aluminous granulites // Journal of Metamorphic Geology. 2018. Vol. 36, No. 2. P. 125–146.

131. Kennedy C. S., Kennedy G. C. The equilibrium boundary between graphite and diamond // Journal of Geophysical Research. 1976. Vol. 81. P. 2467–2470.

132. Kerrick D. M. The Al2SiO5 polymorphs // Reviews in Mineralogy. 1990. Vol. 22. Washington, DC: Mineralogical Society of America. 406 p.

133. Kessel R., Schmidt M. W., Ulmer P., Pettke T. Trace element signature of subduction-zone fluids, melts and supercritical liquids at 120–180 km depth // Nature. 2005. Vol. 437. P. 724–727. DOI: 10.1038/nature03971.

134. Klemme S., Blundy J. D., Wood B. J. Experimental constraints on major and trace element partitioning during partial melting of eclogite // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2002. Vol. 66. P. 3109–3123.

135. Kogiso T., Hirschmann M. M. Partial melting experiments of bimineralic eclogite and the role of recycled mafic oceanic crust in the genesis of ocean island basalts // Earth and Planetary Science Letters. 2006. Vol. 249. P. 188–199.

136. Kohn M. J. A refined zirconium-in-rutile thermometer // American Mineralogist. 2020. Vol. 105. P. 963–971.

137. Kohn M. J. Geochemical zoning in metamorphic minerals // Treatise on Geochemistry. 2nd ed. Vol. 4: The Crust. Amsterdam: Elsevier, 2014. P. 249–280. DOI: 10.1016/B978-0-08-095975-7.00307-7.

138. Kooijman E., Smit M. A., Ratschbacher L., Kylander-Clark A. R. C. A view into crustal evolution at mantle depths // Earth and Planetary Science Letters. 2017. Vol. 465. P. 59–69.

139. Korsakov A. V., Hermann J. Silicate and carbonate melt inclusions associated with diamonds in deeply subducted carbonate rocks // Earth and Planetary Science Letters. 2006. Vol. 241, No. 1–2. P. 104–118. DOI: 10.1016/j.epsl.2005.10.037.

140. Korsakov A. V., Hutsebaut D., Theunissen K., Vandenabeele P., Stepanov A. S. Raman mapping of coesite inclusions in garnet from the Kokchetav Massif (Northern Kazakhstan) // Spectrochimica Acta Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy. 2007. Vol. 68, No. 4. P. 1046–1052. DOI: 10.1016/j.saa.2007.04.005.

141. Korsakov A. V., Perraki M., Zedgenizov D. A., Bindi L., Vandenabeele P., Suzuki A., Kagi H. Diamond–Graphite Relationships in Ultrahigh-pressure Metamorphic Rocks from the Kokchetav Massif, Northern Kazakhstan // Journal of Petrology. 2010. Vol. 51, No. 3. P. 763–783. DOI: 10.1093/petrology/egq001.

142. Kouketsu Y., Miyake A., Igami Y., Taguchi T., Kagi H., Enami M. Drastic effect of shearing on graphite microtexture: attention and application to Earth science // Progress in Earth and Planetary Science. 2019. Vol. 6. Article 23. DOI: 10.1186/s40645-019-0271-4.

143. Krogh E. J. The garnet–clinopyroxene Fe–Mg geothermometer: A reinterpretation of existing experimental data // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1988. Vol. 99. P. 44–48.

144. Krogh Ravna E. J., Terry M. P. Geothermobarometry of UHP and HP eclogites and schists — an evaluation of equilibria among garnet–clinopyroxene–kyanite–phengite–coesite/quartz // Journal of Metamorphic Geology. 2004. Vol. 22. P. 579–592.

145. Krogh Ravna E. The garnet–clinopyroxene Fe2+–Mg geothermometer: An updated calibration // Journal of Metamorphic Geology. 2000. Vol. 18. P. 211–219. DOI: 10.1046/j.1525-1314.2000.00247.x.

146. Kufner S.-K., Schurr B., Sippl C., Yuan X., Ratschbacher L., Akbar A. s/o M., Ischuk A., Murodkulov S., Schneider F., Mechie J., Tilmann F. Deep India meets deep Asia: Lithospheric indentation, delamination and break-off under Pamir and Hindu Kush (Central Asia) // Earth and Planetary Science Letters. 2016. Vol. 435. P. 171–184. DOI: 10.1016/j.epsl.2015.11.046.

147. Lanari P., Engi M. Local bulk composition effects on metamorphic mineral assemblages // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2017. Vol. 83. P. 55–102.

148. Leven E. J. Permian and Triassic of the Rushan-Pshart zone (Pamir) // Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia. 1995. Vol. 101, No. 1. P. 3–16. DOI: 10.13130/2039-4942/8562.

149. Li W., Chen Y., Yuan X., et al. Lithospheric structure and delamination beneath the Pamir from seismic observations // Geophysical Research Letters. 2019. Vol. 46. P. 1–10.

150. Li Y. P., Ding L., Robinson A. C., Liu D. L., Xie J., Zhang L. Y., et al. Was cratonic Asia deeply subducted beneath the Pamir? Evidence from P–T conditions and tectonic affinities of Cenozoic Pamir crustal xenoliths // Journal of Metamorphic Geology. 2023. Vol. 41, No. 7. P. 925–965.

151. Li Y.-P., Robinson A. C., Gadoev M., Oimuhammadzoda I. Was the Pamir salient built along a Late Paleozoic embayment on the southern Asian margin? // Earth and Planetary Science Letters. 2020. Vol. 550. Article 116554. DOI: 10.1016/j.epsl.2020.116554.

152. Liou J. G., Ernst W. G., Zhang R. Y., Tsujimori T., Jahn B. M. Ultrahigh-pressure minerals and metamorphic terranes – The view from China // Journal of Asian Earth Sciences. 2009. Vol. 35. P. 199–231. DOI: 10.1016/j.jseaes.2008.10.012.

153. Liu Y., Taylor L. A., Sarbadhikari A. B., Valley J. W., Ushikubo T., Spicuzza M. J., Kita N., Ketcham R. A., Carlson W., Shatsky V., Sobolev N. V. Metasomatic origin of diamonds in the world's largest diamondiferous eclogite // Lithos. 2009. Vol. 112. P. 1014–1024. DOI: 10.1016/j.lithos.2009.06.036.

154. Liu, X. Q., Zhang, C. L., Zou, H., Wang, Q., Hao, X. S., Zhao, H. X., & Ye, X. T. Triassic-Jurassic granitoids and pegmatites from western Kunlun-Pamir Syntax: Implications for the Paleo-Tethys evolution at the northern margin of the Tibetan Plateau // Lithosphere. 2020. Vol. 2020. P. 7282037

155. Luque F. J., Pasteris J. D., Wopenka B., Rodas M., Barrenechea J. F. Natural fluid-deposited graphite: Mineralogical characteristics and mechanisms of formation // American Journal of Science. 1998. Vol. 298. P. 471–498. DOI: 10.2475/ajs.298.6.471.

156. Marshall D. J. Cathodoluminescence of Geological Materials. Boston: Unwin Hyman, 1988. 146 p.

157. Mazzucchelli M. L., Burnley P., Angel R. J., Morganti S., Domeneghetti M. C., Nestola F., Alvaro M. Elastic geothermobarometry: Corrections for the geometry of the host-inclusion system // Geology. 2018. Vol. 46, No. 3. P. 231–234. DOI: 10.1130/G39807.1.

158. Mazzucchelli M. L., Reali A., Morganti S., Angel R. J., Alvaro M. Elastic geobarometry for anisotropic inclusions in cubic hosts // Lithos. 2019. Vol. 350–351. Article 105218. DOI: 10.1016/j.lithos.2019.105218.

159. McKenzie D., Jackson J., Priestley K. Thermal structure of oceanic and continental lithosphere // Earth and Planetary Science Letters. 2005. Vol. 233. P. 337–349. DOI: 10.1016/j.epsl.2005.02.005.

160. Mechie J., Yuan X., Schurr B., Schneider F., Sippl C., Ratschbacher L., Minaev V., Gadoev M., Oimahmadov I., Abdybachaev U., Moldobekov B., Orunbaev S., Negmatullaev S. Crustal and uppermost mantle velocity structure along a profile across the Pamir and southern Tien Shan as derived from project TIPAGE wide-angle seismic data // Geophysical Journal International. 2012. Vol. 188, No. 2. P. 385–407. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2011.05278.x.

161. Mikhailenko D. S., Aulbach S., Korsakov A. V., Golovin A. V., Malygina E. V., Gerdes A., Stepanov A. S., Xu Y.-G. Origin of graphite–diamond-bearing eclogites from Udachnaya Kimberlite Pipe // Journal of Petrology. 2021. Vol. 62, No. 8. Article egab033. DOI: 10.1093/petrology/egab033.

162. Misra K. C., Anand M., Taylor L. A., Sobolev N. V. Multi-stage metasomatism of diamondiferous eclogite xenoliths from the Udachnaya kimberlite pipe, Yakutia, Siberia // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2004. Vol. 146, No. 6. P. 696–714. DOI: 10.1007/s00410-003-0529-z.

163. Miyashiro A. The stability relation of kyanite, sillimanite, and andalusite, and the physical conditions of the metamorphic processes // Journal of the Geological Society of Japan. 1950. Vol. 55, No. 650–651. P. 218–223. DOI: 10.5575/geosoc.55.218.

164. Mohadjer S., Bendick R., Ischuk A., Kuzikov S., Kostuk A., Saydullaev U., Lodi S., Kakar D. M., Wasy A., Khan M. A., Molnar P., Bilham R., Zubovich A. V. Partitioning of India–Eurasia convergence in the Pamir–Hindu Kush from GPS measurements // Geophysical Research Letters. 2010. Vol. 37. L04305. DOI: 10.1029/2009GL041737.

165. Molnar P., Bendick R. Seismic moments of intermediate-depth earthquakes beneath the Hindu Kush: Active stretching of a blob of sinking thickened mantle lithosphere? // Tectonics. 2019. Vol. 38, No. 5. P. 1651–1665. DOI: 10.1029/2018TC005336.

166. Molnar P., Fitch T. J., Wu F. T. Fault plane solutions of shallow earthquakes and contemporary tectonics in Asia // Earth and Planetary Science Letters. 1973. Vol. 19. P. 101–112.

167. Morimoto N. Nomenclature of pyroxenes // Canadian Mineralogist. 1989. Vol. 27. P. 143–156.

168. Morteani G., Raase P. Metamorphic plagioclase crystallization and zones of equal anorthite content in epidote-bearing, amphibole-free rocks of the western Tauernfenster, eastern Alps // Lithos. 1974. Vol. 7. P. 101–111. DOI: 10.1016/0024-4937(74)90023-1.

169. Müller A., van den Kerhof A. M., Broekmans M. A. T. M. Trace element content and optical cathodoluminescence of kyanite // Proceedings of the 10th International Congress for Applied Mineralogy (ICAM) / ed. M. A. T. M. Broekmans. Berlin, Heidelberg: Springer, 2012. P. 453–461. DOI: 10.1007/978-3-642-27682-8_54.

170. Müller A., van den Kerkhof A. M., Selbekk R. S., Broekmans M. A. T. M. Trace element composition and cathodoluminescence of kyanite and its

petrogenetic implications // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2016. Vol. 171, No. 8–9. Article 70. DOI: 10.1007/s00410-016-1280-6.

171. Nakamura D. A new formulation of garnet–clinopyroxene geothermometer based on accumulation and statistical analysis of a large experimental data set // Journal of Metamorphic Geology. 2009. Vol. 27. P. 495–508.

172. Negredo A. M., Replumaz A., Villaseñor A., Guillot S. Modeling the evolution of continental subduction processes in the Pamir–Hindu Kush region // Earth and Planetary Science Letters. 2007. Vol. 259. P. 212–225.

173. Neiva A. M. R. Chromium-bearing kyanite from Mozambique // Mineralogical Magazine. 1984. Vol. 48, No. 349. P. 563–564. DOI: 10.1180/minmag.1984.048.349.18.

174. Nerone S., Groppo C., Ágreda-López M., Petrelli M., Rolfo F. Multi-stage growth of kyanite in migmatites interpreted by integrating forward thermodynamic modelling and trace element signature // Journal of Metamorphic Geology. 2025. Vol. 43, No. 4. P. 315–339.

175. Newton R. C., Haselton H. T. Thermodynamics of the garnet–plagioclase–Al2SiO5–quartz geobarometer // Thermodynamics of Minerals and Melts / ed. R. C. Newton, A. Navrotsky, B. J. Wood. New York: Springer, 1981. P. 131–147.

176. Newton R. C., Kennedy G. C. Some equilibrium reactions in the join $CaAl_2Si_2O_8$–H_2O // Journal of Geophysical Research. 1963. Vol. 68. P. 2967–2983.

177. Nixon P. H., Boyd F. R. Lesotho Kimberlites. Maseru: Lesotho National Development Corporation, 1973. 350 p.

178. O'Bannon E. F. III, Williams Q. High-pressure Cr^{3+} R-line luminescence of zoisite and kyanite: A probe of octahedral site distortion // Physics and Chemistry of Minerals. 2022. Vol. 49. Article 35. DOI: 10.1007/s00269-022-01211-8.

179. O’Brien P. J. Asymmetric zoning profiles in garnet from HP-HT granulite and implications for volume and grain-boundary diffusion // Mineralogical Magazine. 1999. Vol. 63, No. 2. P. 227–238. DOI: 10.1180/002646199548457.

180. O’Brien P. J., Rötzler J. High-pressure granulites: Formation, recovery of peak conditions and implications for tectonics // Journal of Metamorphic Geology. 2003. Vol. 21. P. 3–20.

181. O'hara M. J., Saunders M. J., Mercy E. L. P. Garnet-peridotite, primary ultrabasic magma and eclogite; interpretation of upper mantle processes in kimberlite // Physics and Chemistry of the Earth. 1975. P. 571-604.

182. Osborne Z. R., Thomas J. B., Nachlas W. O., Angel R. J., Hoff C. M., Watson E. B. TitaniQ revisited: Expanded and improved Ti-in-quartz solubility model for thermobarometry // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2022. Vol. 177. Article 31. DOI: 10.1007/s00410-022-01896-8.

183. Owens B. E., Dickerson S. E. Kyanite color as a clue to contrasting protolith compositions for kyanite quartzites in the Piedmont Province of Virginia // Southeastern Geology. 2001. Vol. 40, No. 4. P. 285–298.

184. Pagel M., Barbin V., Blanc P., Ohnenstetter D. (eds.). Cathodoluminescence in Geosciences. Berlin, Heidelberg: Springer, 2000. XV, 514 p. DOI: 10.1007/978-3-662-04086-7.

185. Pasteris J. D. Causes of the uniformly high crystallinity of graphite in large epigenetic deposits // Journal of Metamorphic Geology. 1999. Vol. 17. P. 779–787.

186. Pasteris J. D., Chou I.-M. Fluid-deposited graphitic inclusions in quartz: Comparison between KTB (German Continental Deep-Drilling) core samples and artificially reequilibrated natural inclusions // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1998. Vol. 62. P. 109–122. DOI: 10.1016/S0016-7037(97)00322-0.

187. Pearce M. A., Wheeler J. Modelling grain-recycling zoning during metamorphism // Journal of Metamorphic Geology. 2010. Vol. 28. P. 423–437.

188. Pearson G. R., Shaw D. M. Trace elements in kyanite, sillimanite and andalusite // American Mineralogist. 1960. Vol. 45. P. 808–817.

189. Pegler G., Das S. An enhanced image of the Pamir–Hindu Kush seismic zone from relocated earthquake hypocentres // Geophysical Journal International. 1998. Vol. 134. P. 573–595.

190. Perraki M., Proyer A., Mposkos E., Kaindl R., Hoinkes G. Raman micro-spectroscopy on diamond, graphite and other carbon polymorphs from the ultrahigh-pressure metamorphic Kimi Complex of the Rhodope Metamorphic Province, NE Greece // Earth and Planetary Science Letters. 2006. Vol. 241. P. 672–685.

191. Peterman E. M., Jercinovic M. J., Beane R. J., de Wet C. B. Kyanite preserves prograde and retrograde metamorphic events as revealed by cathodoluminescence, geochemistry, and crystallographic orientation // Journal of Metamorphic Geology. 2021. Vol. 39, No. 7. P. 843–866. DOI: 10.1111/jmg.12593.

192. Phillips S. E., Argles T. W., Warren C. J., Harris N. B. W., Kunz B. E. Kyanite petrogenesis in migmatites: Resolving melting and metamorphic signatures // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2023. Vol. 178, No. 2. Article 10.

193. Podugolnikova E. E., Korsakov A. V., Mikhailenko D. S., Odinaev S. A., Gadoev M. L. Raman spectroscopic study and isotopic composition of graphite inclusions in HP xenoliths from “Eclogitovaya” pipe (the Eastern Pamir) // Journal of Raman Spectroscopy. 2025. Vol. 56, No. 11. P. 1178–1187. DOI: 10.1002/jrs.70011.

194. Rapp R. P., Watson E. B. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: Implications for continental growth and crust-mantle recycling // Journal of Petrology. 1995. Vol. 36, No. 4. P. 891–931. DOI: 10.1093/petrology/36.4.891.

195. Ratschbacher L., Frisch W., Liu G., Chen C. Distributed deformation in southern and western Tibet during and after the India–Asia collision // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 1994. Vol. 99, No. B10. P. 19917–19945. DOI: 10.1029/94JB00932.

196. Reigber C., Michel G. W., Galas R., Angermann D., Klotz J., Chen J. Y., Papschev A., Arslanov R., Tzurkov V. E., Ishanov M. C. New space geodetic constraints on the distribution of deformation in Central Asia // Earth and Planetary Science Letters. 2001. Vol. 191. P. 157–165. DOI: 10.1016/S0012-821X(01)00414-9.

197. Rembe J., Sobel E. R., Kley J., Zhou R., Thiede R., Chen J. The Carboniferous arc of the North Pamir // Lithosphere. 2021. Vol. 2021, No. 1. Article 6697858. DOI: 10.2113/2021/6697858.

198. Reutsky V. N., Borzdov Yu. M., Palyanov Yu. N. Effect of diamond growth rate on carbon isotope fractionation in Fe–Ni–C system // Diamond and Related Materials. 2012. Vol. 21. P. 7–10. DOI: 10.1016/j.diamond.2011.10.001.

199. Rezvukhina O. V., Korsakov A. V., Rezvukhin D. I., Zamyatin D. A., Zelenovskiy P. S., Greshnyakov E. D., Shur V. Ya. A combined Raman spectroscopy, cathodoluminescence, and electron backscatter diffraction study of kyanite porphyroblasts from diamondiferous and diamond-free metamorphic rocks (Kokchetav massif) // Journal of Raman Spectroscopy. 2020. Vol. 51, No. 9. P. 1425–1437. DOI: 10.1002/jrs.5757.

200. Robinson A. C. Mesozoic tectonics of the Gondwanan terranes of the Pamir Plateau // Journal of Asian Earth Sciences. 2015. Vol. 102. P. 170–179.

201. Robinson A. C., Ducea M., Lapen T. J. Detrital zircon and isotopic constraints on the crustal architecture and tectonic evolution of the northeastern Pamir // Tectonics. 2012. Vol. 31, No. 2. TC2016. DOI: 10.1029/2011TC003013.

202. Robinson A. C., Yin A., Manning C. E., Harrison T. M., Zhang S.-H., Wang X.-F. Cenozoic evolution of the eastern Pamir: Implications for strain accommodation mechanisms at the western end of the Himalayan–Tibetan orogen // Geological Society of America Bulletin. 2007. Vol. 119. P. 882–896.

203. Robinson A. C., Yin A., Manning C. E., Harrison T. M., Zhang S.-H., Wang X.-F. Tectonic evolution of the northeastern Pamir: Constraints from the northern portion of the Cenozoic Kongur Shan extensional system, western

China // Geological Society of America Bulletin. 2004. Vol. 116. P. 953–973. DOI: 10.1130/B25375.1.

204. Roecker S. W. Velocity structure of the Pamir–Hindu Kush region: Possible evidence of subducted crust // Journal of Geophysical Research. 1982. Vol. 87. P. 945–959.

205. Rötzler J., Hagen B., Hoernes S. Geothermometry of the ultrahigh-temperature Saxon granulites revisited. Part I: New evidence from key mineral assemblages and reaction textures // European Journal of Mineralogy. 2008. Vol. 20, No. 6. P. 1097–1115. DOI: 10.1127/0935-1221/2008/0020-1857.

206. Rubatto D. Zircon: The metamorphic mineral // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2017. Vol. 83. P. 261–295.

207. Rubatto D., Hermann J. Experimental zircon/melt and zircon/garnet trace element partitioning and implications for the geochronology of crustal rocks // Chemical Geology. 2007. Vol. 241. P. 38–61.

208. Rudnick R. L. Xenoliths — samples of the lower continental crust // Continental Lower Crust / eds. D. M. Fountain, R. Arculus, R. W. Kay. Amsterdam: Elsevier, 1992. P. 269–316.

209. Schertl H.-P., Neuser R. D., Sobolev N. V., Shatsky V. S. UHP-metamorphic rocks from Dora Maira/Western Alps and Kokchetav/Kazakhstan: New insights using cathodoluminescence petrography // European Journal of Mineralogy. 2004. Vol. 16, No. 1. P. 49–57. DOI: 10.1127/0935-1221/2004/0016-0049.

210. Schmidt J., Hacker B. R., Ratschbacher L., Stübner K., Stearns M. A., Kylander-Clark A. R. C., et al. Cenozoic deep crust in the Pamir // Earth and Planetary Science Letters. 2011. Vol. 312. P. 411–421. DOI: 10.1016/j.epsl.2011.10.034.

211. Schmidt M. W., Poli S. Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation // Earth and Planetary Science Letters. 1998. Vol. 163. P. 361–379. DOI: 10.1016/S0012-821X(98)00142-3.

212. Schneider F. M., Yuan X., Schurr B., et al. Seismic imaging of subducting continental lower crust beneath the Pamir // Earth and Planetary Science Letters. 2013. Vol. 375. P. 101–112.

213. Schneider F. M., Yuan X., Schurr B., et al. The crust in the Pamir: Insights from receiver functions // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2019. Vol. 124, No. 8. P. 9313–9331. DOI: 10.1029/2019JB017765.

214. Schwab M., Ratschbacher L., Siebel W., McWilliams M., Minaev V., Lutkov V., Chen F., Stanek K., Nelson B., Frisch W., Wooden J. L. Assembly of the Pamirs: Age and origin of magmatic belts from the southern Tien Shan to the southern Pamirs and their relation to Tibet // Tectonics. 2004. Vol. 23. TC4002. DOI: 10.1029/2003TC001583.

215. Shaffer M., Hacker B. R., Ratschbacher L., Kylander-Clark A. R. C. Foundering triggered by the collision of India and Asia captured in xenoliths // Tectonics. 2017. Vol. 36, No. 10. P. 1913–1933. DOI: 10.1002/2017TC004704.

216. Sharygin I. S., Solovev K. A., Golovin A. V. Kelyphite around garnet in unaltered lherzolite xenolith from the Udachnaya pipe (Siberian Craton): Formation exclusively via interaction with kimberlite melt // Journal of Asian Earth Sciences. 2023. Vol. 256. Article 105821. DOI: 10.1016/j.jseaes.2023.105821.

217. Shatsky V. S., Jagoutz E., Sobolev N. V., Kozmenko O. A., Parkhomenko V. S., Troesch M. Geochemistry and age of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif (Northern Kazakhstan) // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1999. Vol. 137. P. 185–205. DOI: 10.1007/s004100050545.

218. Shatsky V. S., Malkovets V. G., Belousova E. A., et al. Evolution history of the Neoproterozoic eclogite-bearing complex of the Muya dome (Central Asian Orogenic Belt): Constraints from zircon U–Pb age, Hf and whole-rock Nd isotopes // Precambrian Research. 2015. Vol. 261. P. 1–11.

219. Shatsky V. S., Sobolev N. V., Vavilov M. A. Diamond-bearing metamorphic rocks of the Kokchetav massif (Northern Kazakhstan) // Ultrahigh Pressure

Metamorphism / Eds. R. G. Coleman, X. Wang. Cambridge: Cambridge University Press, 1995. P. 427–455. DOI: 10.1017/CBO9780511573088.013.

220. Shirey S. B., Smit K. V., Pearson D. G., Walter M. J., Aulbach S., et al. Diamonds and the mantle geodynamics of carbon: Deep mantle carbon evolution from the diamond record // Deep Carbon: Past to Present / eds. B. N. Orcutt, I. Daniel, R. Dasgupta. Cambridge: Cambridge University Press, 2019. P. 89–128.

221. Sippl C., Schurr B., Tympel J., et al. Deep burial of Asian continental crust beneath the Pamir imaged with local earthquake tomography // Earth and Planetary Science Letters. 2013a. Vol. 384. P. 165–177. DOI: 10.1016/j.epsl.2013.10.013.

222. Sippl C., Schurr B., Yuan X., et al. Geometry of the Pamir–Hindu Kush intermediate-depth earthquake zone from local seismic data // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2013b. Vol. 118. P. 1438–1457. DOI: 10.1002/jgrb.50128.

223. Sobel E. R., Chen J., Schoenbohm L. M., Thiede R., Stockli D. F., Sudo M., Strecker M. R. Oceanic-style subduction controls late Cenozoic deformation of the Northern Pamir orogen // Earth and Planetary Science Letters. 2013. Vol. 363. P. 204–218. DOI: 10.1016/j.epsl.2012.12.009.

224. Sobel E. R., Schoenbohm L. M., Chen J., Thiede R., Stockli D. F., Sudo M., Strecker M. R. Late Miocene–Pliocene deceleration of dextral slip between Pamir and Tarim: Implications for Pamir orogenesis // Earth and Planetary Science Letters. 2011. Vol. 304, No. 3–4. P. 369–378. DOI: 10.1016/j.epsl.2011.02.012.

225. Sobolev N. V., Shatsky V. S. Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: A new environment for diamond formation // Nature. 1990. Vol. 343, No. 6260. P. 742–746.

226. Sokol A. G., Korsakov A. V., Kruk A. N. The Formation of K-Cymrite in Subduction Zones and Its Potential for Transport of Potassium, Water, and

Nitrogen into the Mantle // Geochemistry International. 2024. Vol. 62, No. 12. P. 1322–1331. DOI: 10.1134/S0016702924700745.

227. Spear F. S., Kohn M. J. Trace element zoning in garnet as a monitor of crustal melting // Geology. 1996. Vol. 24. P. 1099–1102.

228. Spear F. S., Kohn M. J., Cheney J. T. P–T paths from anatectic pelites // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1999. Vol. 134. P. 17–32.

229. Spear F. S., Pattison D. R. M. The implications of overstepping for metamorphic assemblage diagrams (MADs) // Chemical Geology. 2017. Vol. 457. P. 38–46.

230. Spear F. S., Selverstone J. Quantitative P–T paths from zoned minerals: Theory and tectonic applications // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1983. Vol. 83. P. 348–357.

231. Spear F. S., Selverstone J., Hickmott D., Crowley P., Hodges K. V. P–T paths from garnet zoning: A new technique for deciphering tectonic processes in crystalline terranes // Geology. 1984. Vol. 12, No. 2. P. 87–90.

232. Stepanov A. S., Allen C. M., Jiang S.-Y., Zhukova I. A., Duan D.-F., Wang L. Geochemistry of metasedimentary restitic rocks and implications for melting conditions and metal potential of crustal felsic magmas // Earth-Science Reviews. 2024. Vol. 254. Article 104799. DOI: 10.1016/j.earscirev.2024.104799.

233. Stepanov A. S., Hermann J., Korsakov A. V., Rubatto D. Geochemistry of ultrahigh-pressure anatexis: Fractionation of elements in the Kokchetav gneisses during melting at diamond-facies conditions // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2014. Vol. 167, No. 5. Article 1002. DOI: 10.1007/s00410-014-1002-x.

234. Stormer J. C., Jr. A practical two-feldspar geothermometer // American Mineralogist. 1975. Vol. 60. P. 667–674.

235. Storre B. Dry melting of muscovite + quartz in the range Ps = 7 kb to Ps = 20 kb // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1972. Vol. 37. P. 87–89. DOI: 10.1007/BF00377309.

236. Strecker M. R., Frisch W., Hamburger M. W., Ratschbacher L., Semiletkin S., Zamoruyev A., Sturchio N. Quaternary deformation in the Eastern Pamirs, Tadzhikistan and Kyrgyzstan // Tectonics. 1995. Vol. 14, No. 5. P. 1061–1079. DOI: 10.1029/95TC00927.

237. Stübner K., Ratschbacher L., Weise C., Chow J., Hofmann J., Khan J., Rutte D., Sperner B., Pfänder J. A., Hacker B. R., Dunkl I., Tichomirowa M., Stearns M. A., Project TIPAGE members. The giant Shakhdara migmatitic gneiss dome, Pamir, India–Asia collision zone: 2. Timing of dome formation // Tectonics. 2013. Vol. 32, No. 5. P. 1404–1431. DOI: 10.1002/tect.20059.

238. Sudholz Z. J., Green D. H., Yaxley G. M., Jaques A. L. Mantle geothermometry: Experimental evaluation and recalibration of Fe–Mg geothermometers for garnet-clinopyroxene and garnet-orthopyroxene in peridotite, pyroxenite and eclogite systems // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2022. Vol. 177. Article 77. DOI: 10.1007/s00410-022-01944-3.

239. Tapponnier P., Mattauer M., Proust F., Cassaigneau C. Mesozoic ophiolites, sutures, and large-scale tectonic movements in Afghanistan // Earth and Planetary Science Letters. 1981. Vol. 52, No. 2. P. 355–371. DOI: 10.1016/0012-821X(81)90189-8.

240. Tapponnier P., Molnar P. Active faulting and tectonics in China // Journal of Geophysical Research. 1977. Vol. 82. P. 2905–2930.

241. Tapponnier P., Peltzer G., Le Dain A. Y., Armijo R., Cobbold P. Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine // Geology. 1982. Vol. 10. P. 611–616.

242. Tarantola A., Voudouris P., Eglinger A., Scheffer C., Trebus K., Bitte M., et al. Metamorphic and metasomatic kyanite-bearing mineral assemblages of Thassos Island (Rhodope, Greece) // Minerals. 2019. Vol. 9, No. 4. Article 252.

243. Toft P. B., Hills D. V., Haggerty S. E. Crustal evolution and the granulite to eclogite transition in xenoliths from kimberlites in the West African Craton // Tectonophysics. 1989. Vol. 161, No. 3–4. P. 213–231. DOI: 10.1016/0040-1951(89)90155-8.

244. Tracy R. J., Robinson P., Thompson A. B. Garnet composition and zoning in the determination of temperature and pressure of metamorphism, central Massachusetts // American Mineralogist. 1976. Vol. 61. P. 762–775.

245. Villarreal D. P., Robinson A. C., Carrapa B., et al. Evidence for Late Triassic crustal suturing of the Central and Southern Pamir // Journal of Asian Earth Sciences: X. 2020. Vol. 3. Article 100024. DOI: 10.1016/j.jaesx.2019.100024.

246. Wada H., Tomita T., Matsuura K., Tuchi K., Ito M., Morikiyo T. Graphitization of carbonaceous matter during metamorphism with references to carbonate and pelitic rocks of contact and regional metamorphisms, Japan // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1994. Vol. 118, No. 3. P. 217–228. DOI: 10.1007/BF00306643.

247. Wang L., Kusky T. M., Polat A., Wang S., et al. Partial melting of deeply subducted eclogite from the Sulu orogen in China // Nature Communications. 2014. Vol. 5. Article 5604. DOI: 10.1038/ncomms6604.

248. Wark D. A., Spear F. S. Ti in quartz: Cathodoluminescence and thermometry // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2005. Vol. 69, Supplement. P. A592.

249. Warren C. J. Exhumation of (ultra-)high-pressure terranes: Concepts and mechanisms // Solid Earth. 2013. Vol. 4. P. 75–92.

250. Weis P. L., Friedman I., Gleason J. P. The origin of epigenetic graphite: Evidence from isotopes // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1981. Vol. 45, No. 12. P. 2325–2332. DOI: 10.1016/0016-7037(81)90086-7.

251. White W. M. Geochemistry. Chichester: Wiley-Blackwell, 2013. 660 p.

252. Wojtowicz A. J. Luminescence of Cr3+ in kyanite // Journal of Luminescence. 1991. Vol. 50, No. 4. P. 221–230. DOI: 10.1016/0022-2313(91)90046-X.

253. Wu C. M., Zhang J., Ren L. D. Empirical garnet–biotite–plagioclase–quartz (GBPQ) geobarometry in medium- to high-grade metapelites // Journal of Petrology. 2004. Vol. 45. P. 1907–1921. DOI: 10.1093/petrology/egh038.

254. Wu C. M., Zhao G. C. Recalibration of the garnet–muscovite (GM) geothermometer and the garnet–muscovite–plagioclase–quartz (GMPQ)

geobarometer for metapelitic assemblages // Journal of Petrology. 2006. Vol. 47, No. 12. P. 2357–2368. DOI: 10.1093/petrology/egl047.

255. Xia Q.-K., Yang X.-Z., Deloule E., Sheng Y.-M., Hao Y.-T. Water in the lower crustal granulite xenoliths from Nushan, eastern China // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2006. Vol. 111, No. B11. Article B11202. DOI: 10.1029/2006JB004296.

256. Xiao W. J., Windley B. F., Liu D. Y., Jian P., Liu C. Z., Yuan C., Sun M. Accretionary Tectonics of the Western Kunlun Orogen, China: A Paleozoic–Early Mesozoic, Long-Lived Active Continental Margin with Implications for the Growth of Southern Eurasia // The Journal of Geology. 2005. Vol. 113, No. 6. P. 687–705. DOI: 10.1086/449326.

257. Yang P., Rivers T. Chromium and manganese zoning in pelitic garnet and kyanite: Spiral, overprint, and oscillatory (?) zoning patterns and the role of growth rate // Journal of Metamorphic Geology. 2001. Vol. 19, No. 4. P. 455–474. DOI: 10.1046/j.0263-4929.2001.00323.x.

258. Yin A. Cenozoic tectonic evolution of Asia: A preliminary synthesis // Tectonophysics. 2010. Vol. 488. P. 293–325.

259. Yin A., Harrison T. M. Geologic evolution of the Himalayan–Tibetan orogen // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 2000. Vol. 28. P. 211–280.

260. Zanchi A., Gaetani M. The geology of the Karakoram range, Pakistan: The new 1:100,000 geological map of Central–Western Karakoram // Italian Journal of Geosciences. 2011. Vol. 130. P. 161–262. DOI: 10.3301/IJG.2011.09.

261. Zanchi A., Poli S., Fumagalli P., Gaetani M. Mantle exhumation along the Tirich Mir Fault Zone, NW Pakistan: Pre-mid-Cretaceous accretion of the Karakoram terrane to the Asian margin // Geological Society, London, Special Publications. 2000. Vol. 170. P. 237–252. DOI: 10.1144/GSL.SP.2000.170.01.13.

262. Zhang C., Holtz F., Koepke J., Wolff P. E., Ma C., Bédard J. H. Constraints from experimental melting of amphibolite on the depth of formation of garnet-rich restites, and implications for models of Early Archean crustal growth //

Precambrian Research. 2013. Vol. 231. P. 206–217. DOI: 10.1016/j.precamres.2013.03.004.

263. Zhang Y. Mechanical and phase equilibria in inclusion–host systems // Earth and Planetary Science Letters. 1998. Vol. 157, No. 3–4. P. 209–222. DOI: 10.1016/S0012-821X(98)00036-3.

264. Zhang, G., Niu, Y., Song, S., Zhang, L., Tian, Z., Christy, A. G., Han, L. Trace element behavior and P–T–t evolution during partial melting of exhumed eclogite in the North Qaidam UHPM belt (NW China): Implications for adakite genesis. // Lithos. 2015. Vol. 226. P. 65-80.

265. Zheng Y.-F. Fluid regime in continental subduction zones: Petrological insights from ultrahigh-pressure metamorphic rocks // Journal of the Geological Society. 2009. Vol. 166. P. 763–782.

266. Zheng Y.-F. Subduction zone geochemistry // Geoscience Frontiers. 2019. Vol. 10, No. 4. P. 1223–1254. DOI: 10.1016/j.gsf.2019.02.003.

267. Zhong Z., Zhang H., Suo S., You Z. Partial melting processes during exhumation of ultrahigh-pressure metamorphic rocks in Dabieshan, China // Journal of China University of Geosciences. 1999. Vol. 10, No. 3. P. 194–199.

268. Zubovich A. V., Wang X. Q., Scherba Y. G., Schelochkov G. G., et al. GPS velocity field for the Tien Shan and surrounding regions // Tectonics. 2010. Vol. 29. TC6014. DOI: 10.1029/2010TC002772.

269. Zubovich A., Schöne T., Metzger S., Mosienko O., Mukhamediev S., Sharshebaev A., Zech C. Tectonic interaction between the Pamir and Tien Shan observed by GPS // Tectonics. 2016. Vol. 35, No. 2. P. 283–292. DOI: 10.1002/2015TC004055.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Таблица П1. Валовый химический состав фельзических гранулитов (мас. %)

Образец	РМ-22-1	РМ-22-12	РМ-22-19	РМ-22-20	РМ-22-23	РМ-22-24
SiO_2	63,06	50,74	50,00	71,65	52,08	51,33
TiO_2	1,01	1,04	1,01	0,63	1,09	0,91
Al_2O_3	17,81	24,09	24,41	13,25	21,33	22,26
Fe_2O_3	8,63	14,82	14,60	4,56	11,67	13,48
MnO	0,12	0,59	0,54	0,08	0,27	0,33
MgO	2,52	2,87	2,84	1,03	3,22	3,53
CaO	0,68	1,41	1,39	0,61	2,72	2,27
Na_2O	0,90	0,54	0,91	1,14	1,04	1,08
K_2O	3,61	3,62	3,73	5,55	3,99	3,75
P_2O_5	0,05	0,29	0,31	0,04	0,10	0,04
BaO	0,11	0,12	0,12	0,10	0,16	0,12
SO_3	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	0,12	<0,03
V_2O_5	0,03	0,03	0,03	0,02	0,04	0,04
Cr_2O_3	0,02	0,02	0,03	0,01	0,07	0,03
NiO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
ППП	0,73	-0,23	-0,33	1,05	1,38	0,55
Сумма	99,35	99,98	99,64	99,79	99,29	99,78

Таблица П1. Валовый химический состав фельзических гранулитов (мас. %). Продолжение

Образец	РМ-22-50	РМ-22-51	РМ-22-85
SiO_2	57,17	48,92	58,79
TiO_2	1,06	1,24	1,18
Al_2O_3	17,40	23,56	19,74
Fe_2O_3	8,89	13,95	10,09
MnO	0,12	0,36	0,20
MgO	2,98	3,22	2,80
CaO	4,78	1,77	1,99
Na_2O	1,34	1,12	0,87
K_2O	3,89	4,72	3,56
P_2O_5	0,14	0,23	0,19
BaO	0,15	0,13	0,22
SO_3	0,25	<0,03	<0,03
V_2O_5	0,03	0,03	0,03
Cr_2O_3	0,02	0,03	0,06
NiO	0,01	0,01	0,01
ППП	1,51	0,18	0,27
Сумма	99,74	99,52	100,07

Таблица П2. Валовый химический состав мафических гранулитов (мас. %)

Образец	**РМ-22-2**	**РМ-22-13**	**РМ-22-36**
SiO_2	44,62	48,53	51,93
TiO_2	1,40	1,53	0,74
Al_2O_3	18,65	18,01	16,58
Fe_2O_3	11,91	11,16	6,58
MnO	0,20	0,21	0,19
MgO	5,57	3,37	3,20
CaO	10,26	8,55	7,20
Na_2O	2,16	2,48	1,84
K_2O	2,91	3,42	5,44
P_2O_5	0,35	0,40	0,16
BaO	0,15	0,19	0,29
SO_3	0,26	0,37	0,22
V_2O_5	0,04	0,03	0,02
Cr_2O_3	<0,01	<0,01	<0,01
NiO	<0,01	<0,01	0,01
ППП	1,45	1,80	5,00
Сумма	99,95	100,06	99,40

Таблица П3. Валовый химический состав эклогитов (мас. %)

Образец	**РМ-22-5**	**РМ-22-15**	**РМ-22-16**	**РМ-22-21**	**РМ-22-22**	**РМ-22-28**
SiO_2	46,06	49,49	46,59	50,68	45,89	46,64
TiO_2	1,57	1,23	1,30	1,33	0,90	1,29
Al_2O_3	16,36	17,60	18,22	18,04	16,95	17,05
Fe_2O_3	11,00	9,91	10,07	8,77	9,78	10,07
MnO	0,23	0,18	0,31	0,14	0,17	0,14
MgO	6,18	5,23	5,11	3,75	6,27	5,13
CaO	10,80	10,04	9,40	8,36	10,73	8,75
Na_2O	2,81	2,85	2,56	3,33	2,21	1,76
K_2O	2,20	1,92	2,91	2,96	3,22	4,49
P_2O_5	0,55	0,32	0,20	0,27	0,21	0,78
BaO	0,13	0,10	0,12	0,13	0,20	0,22
SO_3	0,11	0,14	0,16	0,19	0,18	0,16
V_2O_5	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Cr_2O_3	0,04	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01
NiO	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
ППП	1,89	0,95	2,91	1,20	3,14	2,91
Сумма	99,97	100,02	99,91	99,19	99,90	99,46

Таблица П3. Валовый химический состав эклогитов (мас. %). Продолжение

Образец	**РМ-22-30**	**РМ-22-48**	**РМ-22-61**
SiO_2	52,04	51,84	47,36
TiO_2	1,12	0,99	1,44
Al_2O_3	17,87	15,26	17,65
Fe_2O_3	8,62	8,09	12,58
MnO	0,12	0,13	0,21
MgO	4,12	3,71	4,76
CaO	8,22	8,08	9,31
Na_2O	2,88	1,69	2,30
K_2O	2,61	4,87	2,39
P_2O_5	0,20	0,21	0,27
BaO	0,06	0,26	0,12
SO_3	0,10	0,33	<0,03
V_2O_5	0,03	0,03	0,03
Cr_2O_3	0,01	<0,01	0,01
NiO	0,01	<0,01	<0,01
ППП	1,65	4,32	1,58
Сумма	99,65	99,81	100,06

Таблица П4. Химический состав граната из фельзических гранулитов (мас. %)

Образец	**РМ-22-1**	**РМ-22-19**	**РМ-22-20**	**РМ-22-23**	**РМ-22-24**	**РМ-22-50**
SiO_2	39,47	38,14	39,28	38,59	38,50	38,40
TiO_2	0,08	0,01	0,04	—	0,08	—
Al_2O_3	21,59	22,05	21,77	21,46	21,48	21,43
Cr_2O_3	0,03	0,03	0,04	—	0,02	—
FeO	26,28	29,65	26,72	27,02	27,01	21,24
MnO	0,79	1,31	0,52	0,81	0,78	0,52
MgO	9,70	7,04	10,09	8,23	8,15	7,66
CaO	2,62	2,54	1,55	3,82	3,98	9,82
Na_2O	0,02	0,06	0,03	—	0,04	—
K_2O	0,000604	0,03	0,0007	—	0,01	—
BaO	0,02	—	0,00	—	—	—
Сумма	100,60	100,86	100,03	99,93	100,05	99,07

Таблица П4. Химический состав граната из фельзических гранулитов (мас. %). Продолжение

Образец	**РМ-22-51**	**РМ-22-85**
SiO_2	39,03	38,86
TiO_2	0,09	0,05
Al_2O_3	21,73	21,67
Cr_2O_3	0,05	0,04
FeO	25,98	26,04
MnO	0,80	0,71
MgO	9,19	8,23
CaO	3,23	3,91
Na_2O	0,05	0,05
K_2O	0,00182	0,00
BaO	—	0,00
Сумма	100,17	99,56

Таблица П5. Химический состав граната из мафических гранулитов (мас. %)

Образец	**РМ-22-2**	**РМ-22-9**	**РМ-22-13**	**РМ-22-14**	**РМ-22-27**
SiO_2	39,26	39,56	39,33	39,79	39,20
TiO_2	0,17	0,12	0,17	0,16	0,12
Al_2O_3	21,22	21,67	20,85	21,03	21,53
Cr_2O_3	0,02	0,04	0,01	0,00	0,02
FeO	20,80	20,39	22,34	20,08	21,41
MnO	0,40	0,45	0,42	0,52	0,49
MgO	7,25	9,13	6,11	8,50	7,85
CaO	10,68	8,29	10,91	10,35	9,51
Na_2O	0,09	0,04	0,06	0,08	0,06
K_2O	0,01	0,01	0,0006	0,01	0,0038
BaO	—	—	0,00	0,02	0,0012
Сумма	99,89	99,70	100,21	100,53	100,20

Таблица П6. Химический состав граната из эклогитов (мас. %)

Образец	**РМ-22-4**	**РМ-22-5**	**РМ-22-15**	**РМ-22-21**	**РМ-22-28**	**РМ-22-30**
SiO_2	39,21	39,60	39,04	38,83	39,14	39,05
TiO_2	0,15	0,18	0,16	0,13	0,18	0,18
Al_2O_3	21,33	21,45	21,54	21,48	21,38	21,52
Cr_2O_3	0,0044	0,00	0,02	0,00	0,03	0,02
FeO	20,82	20,98	19,78	21,49	22,11	22,02
MnO	0,42	0,60	0,49	0,52	0,53	0,58
MgO	7,59	7,91	7,19	6,95	6,47	5,92
CaO	10,14	9,01	11,47	10,21	10,21	10,55
Na_2O	0,06	0,07	0,05	0,08	0,06	0,06
K_2O	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,002
BaO	—	—	0,00	—	0,0029	0,00
Сумма	99,72	99,81	99,75	99,69	100,13	99,89

Таблица П6. Химический состав граната из эклогитов (мас. %). Продолжение

Образец	**РМ-22-48**	**РМ-22-61**
SiO_2	39,05	38,77
TiO_2	0,20	0,20
Al_2O_3	21,27	21,41
Cr_2O_3	0,0044	—
FeO	21,22	21,92
MnO	0,49	0,53
MgO	7,28	6,90
CaO	9,97	10,49
Na_2O	0,03	—
K_2O	0,0011	—
BaO	0,00	—
Сумма	99,52	100,22

Таблица П7. Химический состав клинопироксена из мафических гранулитов (мас. %)

Образец	**РМ-22-2**	**РМ-22-9**	**РМ-22-13**	**РМ-22-14**	**РМ-22-27**
SiO_2	54,69	53,27	54,00	53,70	52,72
TiO_2	0,58	0,57	0,61	0,58	0,54
Al_2O_3	13,79	12,47	12,18	12,63	15,16
Cr_2O_3	0,02	0,03	0,01	0,04	0,01
FeO	5,72	6,34	6,53	5,33	5,58
MnO	0,03	0,06	0,06	0,05	0,04
MgO	6,27	7,56	7,30	7,72	6,19
CaO	13,44	14,30	13,97	14,10	12,60
Na_2O	5,80	5,17	5,61	5,63	6,50
K_2O	0,0026	0,01	0,01	0,01	0,01
BaO	—	—	0,00	0,00	0,00
Сумма	100,35	99,77	100,26	99,78	99,35

Таблица П8. Химический состав клинопироксена из эклогитов (мас. %)

Образец	**РМ-22-4**	**РМ-22-5**	**РМ-22-21**	**РМ-22-28**	**РМ-22-30**	**РМ-22-48**	**РМ-22-61**
SiO_2	54,23	54,30	54,99	53,74	54,72	52,16	52,86
TiO_2	0,53	0,53	0,46	0,52	0,59	0,64	0,67
Al_2O_3	12,37	15,35	15,26	13,67	15,49	14,31	13,87
Cr_2O_3	0,02	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01	—
FeO	5,90	5,59	5,43	5,93	6,15	6,01	6,21
MnO	0,03	0,05	0,04	0,04	0,04	0,05	—
MgO	7,24	5,93	5,78	6,51	6,16	6,91	6,48
CaO	14,13	11,77	11,70	12,95	11,50	13,54	13,46
Na_2O	5,44	6,57	6,55	6,04	5,59	5,86	6,21
K_2O	0,01	0,01	0,02	0,02	0,05	0,0019	99,77
BaO	—	—	—	0,00	0,01	0,00	
Сумма	99,90	100,11	100,22	99,44	100,32	99,48	

Таблица П9. Химический состав K-Na полевого шпата из фельзических гранулитов (мас. %)

Образец	**РМ-22-1**	**РМ-22-19**	**РМ-22-20**	**РМ-22-23**	**РМ-22-24**	**РМ-22-50**
SiO_2	65,31	65,96	65,45	64,65	65,50	63,88
TiO_2	0,04	0,04	0,04	—	0,03	—
Al_2O_3	18,44	18,59	19,02	19,22	18,93	19,14
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,0005	—	0,00	—
FeO	0,03	0,03	0,01	—	0,14	—
MnO	0,00	0,00	0,0026	—	0,01	—
MgO	0,000881	0,00	0,00	—	0,00	—
CaO	0,36	0,11	0,32	0,83	0,70	0,77
Na_2O	2,57	2,12	3,68	2,99	3,13	2,22
K_2O	12,61	12,94	11,05	11,65	11,48	12,58
BaO	0,21	—	0,25	0,39	—	0,88
Сумма	99,58	99,79	99,82	99,72	99,91	99,47

Таблица П9. Химический состав K-Na полевого шпата из фельзических гранулитов (мас. %). Продолжение

Образец	**РМ-22-51**	**РМ-22-85**
SiO_2	65,70	65,50
TiO_2	0,06	0,01
Al_2O_3	19,30	18,82
Cr_2O_3	0,00	0,00
FeO	0,22	0,22
MnO	0,01	0,01
MgO	0,00	0,00
CaO	0,74	0,30
Na_2O	3,41	2,85
K_2O	10,56	11,80
BaO	—	0,60
Сумма	99,99	100,12

Таблица П10. Химический состав санидина из мафических гранулитов (мас. %)

Образец	**РМ-22-2**	**РМ-22-9**	**РМ-22-13**	**РМ-22-14**	**РМ-22-27**
SiO_2	65,28	66,07	65,76	65,93	65,06
TiO_2	0,02	0,06	0,02	0,01	0,03
Al_2O_3	20,15	19,25	19,62	19,15	20,37
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
FeO	0,05	0,02	0,07	0,03	0,08
MnO	0,00	0,02	0,01	0,00	0,0031
MgO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	1,63	0,38	1,50	0,73	1,63
Na_2O	6,67	4,34	6,68	4,27	7,04
K_2O	5,66	9,61	5,89	9,57	5,43
BaO	—	—	0,05	0,41	0,23
Сумма	99,45	99,74	99,60	100,10	99,89

Таблица П11. Химический состав санидина из эклогитов (мас. %)

Образец	**РМ-22-4**	**РМ-22-5**	**РМ-22-15**	**РМ-22-21**	**РМ-22-28**	**РМ-22-30**
SiO_2	65,63	65,90	65,23	65,76	66,17	66,39
TiO_2	0,02	0,04	0,07	0,06	0,03	0,04
Al_2O_3	19,15	18,77	18,89	18,58	18,57	18,65
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,01	0,0005	0,01
FeO	0,04	0,10	0,30	0,03	0,14	0,03
MnO	0,02	0,01	0,02	0,01	0,0043	0,00
MgO	0,00	0,01	0,0044	0,00	0,01	0,00
CaO	0,47	0,12	0,07	0,05	0,19	0,06
Na_2O	3,30	2,33	2,48	1,38	4,00	3,75
K_2O	11,39	12,83	12,37	14,15	10,33	11,12
BaO	—	—	0,94	—	0,33	0,42
Сумма	100,01	100,10	100,37	100,02	99,78	100,48

Таблица П11. Химический состав санидина из эклогитов (мас. %). Продолжение

Образец	**РМ-22-48**	**РМ-22-61**
SiO_2	64,91	64,84
TiO_2	0,04	—
Al_2O_3	19,72	19,08
Cr_2O_3	0,02	—
FeO	0,04	—
MnO	0,0041	—
MgO	0,00	—
CaO	0,49	0,57
Na_2O	4,23	3,77
K_2O	10,05	10,79
BaO	0,27	0,36
Сумма	99,77	99,43

Таблица П12. Химический состав плагиоклаза из фельзических гранулитов (мас. %)

Образец	**РМ-22-23**	**РМ-22-24**	**РМ-22-50**	**РМ-22-51**
SiO_2	59,90	60,24	55,32	61,58
TiO_2	—	0,01	—	0,03
Al_2O_3	25,05	24,33	27,87	23,72
Cr_2O_3	—	0,02	—	0,02
FeO	—	0,08	—	0,11
MnO	—	0,00	—	0,00
MgO	—	0,00	—	0,00
CaO	6,94	6,74	10,69	5,42
Na_2O	6,61	6,55	5,01	6,95
K_2O	1,69	1,74	0,96	1,96
BaO	—	—	—	—
Сумма	100,19	99,68	99,86	99,79

Таблица П13. Химический состав плагиоклаза из мафических гранулитов (мас. %)

Образец	**РМ-22-2**	**РМ-22-14**	**РМ-22-27**
SiO_2	64,34	64,51	64,35
TiO_2	0,00	0,02	0,01
Al_2O_3	21,79	21,54	21,66
Cr_2O_3	0,01	0,01	0,0049
FeO	0,05	0,05	0,04
MnO	0,00	0,0033	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00
CaO	3,05	3,18	2,79
Na_2O	8,26	8,09	8,48
K_2O	2,14	2,29	2,34
BaO	—	0,06	0,02
Сумма	99,71	99,75	99,70

Таблица П14. Содержание рассеянных и редкоземельных элементов в фельзических гранулитах (ppm)

Образец	**РМ-22-1**	**РМ-22-12**	**РМ-22-19**	**РМ-22-20**	**РМ-22-23**	**РМ-22-24**
Sc	17,75	28,31	26,15	7,066	29,17	33,41
Cr	185,1	192,5	207,4	137,7	541,2	228,6
Co	22,82	53,90	50,22	10,28	28,58	30,93
Ni	68,21	104,7	78,32	36,17	59,35	66,26
Cu	45,05	99,79	111,3	44,76	47,53	36,80
Zn	82,63	140,6	135,5	62,12	108,8	124,9
Rb	111,9	139,4	140,0	181,4	118,9	119,9
Sr	330,7	203,5	200,9	213,1	365,2	248,4
Y	34,44	60,70	56,62	12,23	59,24	64,09
Zr	273,1	184,2	173,3	141,5	269,6	265,1
Nb	17,17	17,63	13,75	9,368	20,19	23,07
Cs	0,694	0,637	0,520	0,578	1,387	0,808
Ba	844,4	924,8	932,9	787,4	1268	948,6
La	43,61	88,71	83,99	47,73	48,43	35,13
Ce	86,93	189,4	179,4	86,03	91,37	64,06
Pr	9,205	19,86	18,52	8,570	9,907	6,581
Nd	34,49	73,69	68,99	30,50	38,03	26,60
Sm	6,773	14,43	13,84	4,073	8,701	7,670
Eu	1,525	2,337	2,330	1,695	1,739	1,451
Gd	6,528	12,58	12,10	3,168	9,231	9,178
Tb	0,984	1,927	1,838	0,428	1,524	1,600
Dy	5,740	10,74	10,23	2,224	9,558	9,986
Ho	1,213	2,102	1,958	0,420	2,004	2,141
Er	3,432	5,788	5,371	1,200	5,730	6,441
Tm	0,510	0,856	0,764	0,180	0,864	1,077
Yb	3,500	5,626	5,200	1,160	6,000	8,090
Lu	0,550	0,810	0,736	0,170	0,890	1,243
Hf	6,418	4,920	4,626	3,579	6,755	6,801
Ta	0,740	0,782	0,493	0,821	1,026	1,516
Pb	46,46	64,94	75,17	95,51	134,4	55,64
Th	13,25	31,19	30,44	14,91	10,05	9,064
U	3,743	4,296	3,650	1,232	1,642	1,867

Таблица П14. Содержание рассеянных и редкоземельных элементов в фельзических гранулитах (ppm). Продолжение

Образец	**РМ-22-50**	**РМ-22-51**	**РМ-22-85**
Sc	17,15	26,41	25,38
Cr	177,3	239,3	459,8
Co	22,84	39,67	24,28
Ni	78,19	67,02	49,48
Cu	30,59	71,37	42,74
Zn	89,76	165,1	126,7
Rb	134,5	171,4	93,67
Sr	662,4	263,1	373,0
Y	44,14	51,55	57,12
Zr	283,7	176,6	306,5
Nb	23,22	24,68	15,71
Cs	1,317	1,098	0,692
Ba	1151	1007	1638
La	41,61	69,82	41,22
Ce	82,78	134,9	85,45
Pr	9,189	14,60	9,765
Nd	36,47	53,98	39,24
Sm	7,812	10,84	8,628
Eu	2,008	1,993	1,652
Gd	8,200	10,26	8,866
Tb	1,355	1,624	1,492
Dy	7,619	9,202	9,135
Ho	1,478	1,725	1,906
Er	4,067	4,737	5,401
Tm	0,570	0,719	0,852
Yb	3,900	4,800	5,700
Lu	0,560	0,679	0,847
Hf	6,579	4,567	8,067
Ta	1,301	1,231	0,778
Pb	95,75	88,02	130,0
Th	8,857	27,93	9,610
U	2,937	3,284	1,547

Таблица П15. Содержание рассеянных и редкоземельных элементов в мафических гранулитах (ppm)

Образец	**РМ-22-2**	**РМ-22-13**	**РМ-22-46**
Sc	26,08	21,39	17,67
Cr	16,92	19,50	29,83
Co	32,95	32,19	18,23
Ni	26,50	38,39	32,81
Cu	145,1	127,0	16,17
Zn	80,28	95,16	95,69
Rb	114,2	136,0	144,4
Sr	2222	885,0	1040
Y	30,89	45,58	16,27
Zr	124,3	211,4	351,7
Nb	11,08	13,86	11,36
Cs	10,56	2,756	68,19
Ba	1133	1388	2185
La	19,73	45,14	44,82
Ce	43,65	90,28	76,31
Pr	5,525	10,75	8,412
Nd	25,15	44,18	29,62
Sm	6,414	9,213	5,076
Eu	1,866	2,422	1,584
Gd	6,003	8,602	4,244
Tb	0,973	1,293	0,546
Dy	5,371	8,477	3,305
Ho	1,060	1,702	0,622
Er	3,000	4,480	1,470
Tm	0,440	0,691	0,220
Yb	2,900	4,470	1,370
Lu	0,434	0,680	0,207
Hf	2,997	4,740	6,549
Ta	0,464	1,187	0,257
Pb	14,22	19,08	38,51
Th	2,103	10,88	3,851
U	0,578	3,107	1,208

Таблица П16. Содержание рассеянных и редкоземельных элементов в эклогитах (ppm)

Образец	**РМ-22-5**	**РМ-22-15**	**РМ-22-16**	**РМ-22-21**	**РМ-22-22**	**РМ-22-28**
Sc	28,05	28,39	29,93	27,12	33,82	24,27
Cr	316,5	82,92	52,67	31,49	82,27	136,7
Co	32,24	31,54	31,41	24,98	30,41	29,87
Ni	48,42	56,11	48,29	56,34	41,40	49,37
Cu	53,24	79,60	60,45	30,13	88,11	71,58
Zn	97,55	131,3	90,25	77,74	94,75	111,4
Rb	78,44	69,39	101,9	86,45	125,9	168,5
Sr	844,6	679,7	1097	771,2	1133	740,5
Y	41,58	24,38	36,83	31,88	24,78	27,49
Zr	204,9	319,9	303,6	272,0	95,12	233,1
Nb	20,64	12,54	16,97	14,64	14,18	10,85
Cs	11,80	1,486	66,37	2,363	53,68	3,070
Ba	992,2	824,5	904,5	999,6	1512	1697
La	34,41	22,51	23,69	23,04	43,45	34,75
Ce	78,49	49,80	44,43	51,55	76,27	83,16
Pr	10,08	6,657	5,162	6,514	8,720	10,80
Nd	43,77	29,00	22,29	27,67	33,36	45,85
Sm	9,881	6,414	6,238	5,741	6,393	9,739
Eu	2,545	2,036	1,808	1,652	2,100	2,393
Gd	8,744	6,090	6,124	6,302	6,144	7,684
Tb	1,283	0,844	1,034	0,899	0,834	0,985
Dy	6,942	4,448	6,453	5,798	4,446	4,990
Ho	1,446	0,906	1,404	1,188	0,839	0,934
Er	4,065	2,434	3,928	3,349	2,404	2,487
Tm	0,600	0,345	0,590	0,470	0,380	0,360
Yb	4,082	2,199	3,960	3,036	2,427	2,389
Lu	0,623	0,310	0,610	0,443	0,357	0,350
Hf	4,724	7,481	6,612	6,167	2,270	5,168
Ta	0,863	0,515	0,817	0,721	0,305	0,576
Pb	12,95	74,39	25,65	13,36	20,71	15,68
Th	2,151	1,402	1,650	1,576	3,461	2,917
U	0,822	0,631	0,730	0,683	0,623	0,731

Таблица П16. Содержание рассеянных и редкоземельных элементов в эклогитах (ppm). Продолжение

Образец	**РМ-22-30**	**РМ-22-48**	**РМ-22-61**
Sc	20,60	21,01	26,12
Cr	65,15	41,24	84,52
Co	24,10	24,57	32,34
Ni	24,10	37,93	23,71
Cu	27,72	74,11	17,28
Zn	74,35	78,03	89,69
Rb	80,39	164,4	75,17
Sr	559,5	915,6	476,1
Y	21,32	32,59	46,11
Zr	187,3	276,0	244,5
Nb	8,416	11,23	17,55
Cs	3,092	16,24	2,719
Ba	540,9	1972	882,5
La	12,19	37,79	20,55
Ce	28,89	72,11	46,68
Pr	3,831	8,491	5,886
Nd	16,82	32,66	25,68
Sm	4,032	6,698	6,824
Eu	1,279	1,474	1,794
Gd	3,891	6,118	7,330
Tb	0,635	0,941	1,240
Dy	3,610	6,005	7,742
Ho	0,739	1,186	1,586
Er	2,056	3,331	4,335
Tm	0,312	0,500	0,650
Yb	2,046	3,096	4,559
Lu	0,295	0,433	0,680
Hf	4,184	6,428	5,809
Ta	0,447	0,719	1,109
Pb	23,99	33,95	11,00
Th	0,686	5,943	2,012
U	0,316	1,835	1,050

Таблица П17. Содержание элементов в гранате из фельзических гранулитов (ppm)

Образец	**PM-22-1**	**PM-22-19**	**PM-22-20**	**PM-22-24**
Na	116,4	172,7	199,9	92,38
Al	128213	132531	121577	117919
P	171,7	73,29	261,1	141,9
K	н.п.о.	4,141	н.п.о.	н.п.о.
Ca	21094	17931	10490	25804
Sc	81,56	73,12	62,36	67,85
Ti	378,6	459,4	319,1	421,0
V	263,4	193,6	180,3	226,2
Cr	163,9	152,4	175,4	160,6
Mn	5619	9994	3852	5049
Fe	—	151306	117117	104017
Co	51,31	91,87	61,40	55,45
Ni	4,564	5,569	7,178	10,24
Cu	н.п.о.	0,071	0,049	0,030
Zn	635,9	555,2	552,6	417,7
Ga	10,08	20,65	15,34	10,49
Ge	—	5,672	7,977	7,208
As	0,142	0,170	0,117	0,155
Rb	0,012	0,063	0,020	0,010
Sr	0,011	0,053	0,017	0,017
Y	123,5	109,3	110,4	117,5
Zr	50,36	35,20	32,95	46,35
Nb	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Cd	—	0,222	0,321	н.п.о.
Sn	—	0,245	0,159	н.п.о.
Cs	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Ba	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
La	0,029	0,021	0,00892	0,032
Ce	0,631	0,380	0,210	0,685
Pr	0,344	0,228	0,115	0,415
Nd	6,380	3,054	1,964	7,801
Sm	11,09	5,535	6,962	9,507
Eu	0,629	1,438	0,837	0,615
Gd	14,88	12,69	14,29	13,81
Tb	3,239	2,962	2,639	2,839
Dy	25,00	21,37	18,15	20,03
Ho	4,920	4,338	4,283	4,179
Er	11,08	11,85	14,72	11,88
Tm	1,355	1,596	2,369	1,718
Yb	9,542	10,36	18,39	12,51
Lu	1,454	1,374	2,702	1,805
Hf	0,994	0,633	0,592	0,902
Ta	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Pb	н.п.о.	0,048	н.п.о.	0,011
Th	0,00360	0,00306	н.п.о.	н.п.о.
U	0,026	0,066	0,016	0,027

Таблица П18. Содержание элементов в гранате из мафических гранулитов (ppm)

Образец	**РМ-22-2**	**РМ-22-13**	**РМ-22-14**	**РМ-22-37**
Na	419,8	437,2	410,6	399,3
Al	119971	126344	122288	119915
P	64,82	35,87	36,96	142,0
K	8,111	33,07	н.п.о.	н.п.о.
Ca	71474	79266	70822	69318
Sc	46,96	49,43	49,09	47,47
Ti	1009	1258	1017	924,2
V	154,7	203,8	216,3	138,4
Cr	31,44	15,03	144,3	83,31
Mn	3087	3034	3096	3611
Fe	—	—	90063	95265
Co	59,75	53,26	59,55	60,89
Ni	4,281	3,876	10,60	8,910
Cu	0,329	0,159	0,349	0,687
Zn	218,7	252,9	195,4	219,2
Ga	11,92	16,29	11,84	11,39
Ge	—	—	6,083	2,446
As	0,117	0,114	н.п.о.	0,095
Rb	0,093	0,493	0,016	н.п.о.
Sr	0,191	1,615	0,164	0,126
Y	79,91	81,74	83,35	68,69
Zr	19,75	19,01	18,53	21,28
Nb	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Cd	—	—	н.п.о.	н.п.о.
Sn	—	—	0,247	0,513
Cs	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Ba	н.п.о.	20,01	н.п.о.	н.п.о.
La	0,077	0,047	0,119	0,068
Ce	1,218	0,296	1,648	1,399
Pr	0,547	0,107	0,660	0,588
Nd	6,079	1,371	7,137	6,864
Sm	5,676	1,306	4,623	6,583
Eu	2,207	0,643	1,743	2,176
Gd	10,97	4,222	6,832	11,28
Tb	2,173	1,198	1,308	2,159
Dy	14,64	10,82	11,63	13,49
Ho	2,975	2,834	3,246	2,367
Er	7,302	9,344	10,66	6,177
Tm	0,879	1,397	1,454	0,742
Yb	5,460	10,32	9,885	5,107
Lu	0,558	1,386	1,306	0,596
Hf	0,266	0,255	0,219	0,270
Ta	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Pb	0,011	0,066	н.п.о.	н.п.о.
Th	0,015	0,00634	0,021	0,00788
U	0,031	0,011	0,035	0,051

Таблица П19. Содержание элементов в гранате из эклогитов (ppm)

Образец	**РМ-22-15**	**РМ-22-18**	**РМ-22-21**	**РМ-22-22**
Na	416,1	448,2	437,6	329,6
Al	132944	132220	121667	125711
P	73,37	64,93	49,11	64,30
K	4,430	н.п.о.	11,30	11,36
Ca	70997	76593	81024	64034
Sc	60,22	62,84	32,97	62,20
Ti	1045	1223	1118	766,6
V	220,5	150,5	142,6	92,78
Cr	84,03	57,49	1,042	48,69
Mn	3583	3452	3715	3613
Fe	67845	82261	63425	57825
Co	58,91	67,72	55,88	65,14
Ni	5,015	9,498	1,719	7,008
Cu	0,288	0,568	0,767	0,745
Zn	187,7	181,4	177,6	185,8
Ga	11,60	12,14	11,88	8,715
Ge	3,241	5,004	2,707	2,695
As	0,138	0,149	0,168	0,135
Rb	0,034	0,016	0,082	0,109
Sr	1,643	1,474	6,067	2,591
Y	56,98	80,57	50,55	53,47
Zr	22,50	18,98	21,08	15,62
Nb	н.п.о.	0,00414	0,00155	0,00274
Cd	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Sn	н.п.о.	н.п.о.	0,525	0,249
Cs	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Ba	н.п.о.	н.п.о.	0,510	0,715
La	0,064	0,052	0,035	0,109
Ce	1,024	0,706	0,572	0,829
Pr	0,544	0,389	0,283	0,377
Nd	6,490	4,825	3,769	4,745
Sm	5,491	4,966	4,503	3,976
Eu	2,597	2,265	2,354	2,002
Gd	8,856	7,754	9,050	7,436
Tb	1,628	1,482	1,690	1,401
Dy	10,53	11,85	10,72	9,505
Ho	2,166	3,097	1,882	1,990
Er	5,974	10,71	3,976	5,568
Tm	0,839	1,701	0,441	0,779
Yb	5,565	12,49	2,332	5,115
Lu	0,783	1,841	0,271	0,712
Hf	0,253	0,214	0,226	0,180
Ta	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Pb	н.п.о.	0,035	0,042	0,017
Th	0,00371	0,00202	н.п.о.	0,011
U	0,011	0,00417	0,012	0,011

Таблица П20. Содержание элементов в клинопироксене из мафических гранулитов (ppm)

Образец	**РМ-22-2**	**РМ-22-13**	**РМ-22-14**	**РМ-22-37**
Na	45093	41493	44629	40849
Al	80637	73734	74936	71919
P	25,79	23,94	34,38	66,61
K	57,86	17,62	52,08	92,10
Ca	113045	116608	116074	125804
Sc	22,65	32,01	20,86	25,54
Ti	4083	3775	4049	4417
V	576,5	619,0	581,8	587,9
Cr	52,52	62,63	144,2	137,3
Mn	274,1	306,3	314,5	297,1
Fe	—	—	21564	27853
Co	29,99	30,44	28,92	32,88
Ni	50,00	50,38	130,9	113,7
Cu	8,565	2,971	7,297	12,29
Zn	189,8	266,0	179,8	195,7
Ga	38,80	43,50	36,96	34,08
Ge	—	—	0,790	1,010
As	0,136	0,081	0,157	0,203
Rb	0,099	н.п.о.	0,246	0,062
Sr	26,53	32,32	31,09	26,83
Y	1,710	1,723	1,071	1,878
Zr	73,34	81,55	72,56	79,68
Nb	0,022	0,029	0,00944	0,014
Cd	—	—	0,204	0,695
Sn	—	—	6,162	7,342
Cs	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Ba	н.п.о.	н.п.о.	0,043	н.п.о.
La	2,859	0,771	4,886	3,763
Ce	12,38	2,356	18,83	14,83
Pr	2,368	0,359	3,189	2,882
Nd	11,90	1,964	15,44	14,69
Sm	3,106	0,614	2,925	3,690
Eu	0,676	0,169	0,594	0,716
Gd	1,722	0,666	1,392	2,140
Tb	0,185	0,085	0,113	0,207
Dy	0,601	0,444	0,347	0,710
Ho	0,070	0,067	0,037	0,073
Er	0,117	0,117	0,059	0,146
Tm	0,012	0,012	0,00555	0,00992
Yb	0,052	0,064	0,023	0,082
Lu	н.п.о.	0,00788	н.п.о.	0,00762
Hf	3,577	4,198	2,901	3,859
Ta	н.п.о.	0,00449	н.п.о.	н.п.о.
Pb	0,256	0,312	0,329	0,360
Th	0,090	0,022	0,157	0,083
U	0,021	0,00695	0,031	0,031

Таблица П21. Содержание элементов в клинопироксене из эклогитов (ppm)

Образец	**РМ-22-15**	**РМ-22-18**	**РМ-22-21**	**РМ-22-22**
Na	47522	48073	36092	40909
Al	97640	97040	46490	89606
P	н.п.о.	29,65	27,87	36,10
K	38,70	448,2	46,66	58,78
Ca	91142	100422	121053	109351
Sc	20,45	19,51	20,37	34,41
Ti	3249	3318	3154	3705
V	358,1	313,3	586,4	402,4
Cr	131,4	80,27	2,367	123,0
Mn	390,5	350,2	328,1	236,4
Fe	23691	23040	26010	13158
Co	23,71	29,66	34,13	32,06
Ni	41,28	75,26	24,32	91,04
Cu	6,566	10,85	11,77	12,82
Zn	139,1	147,5	186,2	154,8
Ga	24,71	29,56	30,91	30,24
Ge	1,005	0,881	1,022	1,487
As	0,108	0,196	0,128	0,162
Rb	н.п.о.	1,458	н.п.о.	0,096
Sr	193,1	202,2	164,1	291,9
Y	1,614	1,312	0,947	1,035
Zr	44,49	48,56	76,44	35,32
Nb	0,00619	0,00947	0,00394	0,00848
Cd	н.п.о.	н.п.о.	0,045	0,030
Sn	0,429	2,098	3,159	2,193
Cs	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Ba	н.п.о.	0,519	н.п.о.	н.п.о.
La	0,840	0,961	1,083	1,521
Ce	4,307	5,248	5,221	7,188
Pr	0,975	1,153	1,045	1,428
Nd	6,544	6,478	5,745	8,142
Sm	1,799	1,815	1,583	1,997
Eu	0,587	0,505	0,459	0,741
Gd	1,011	1,259	0,996	1,187
Tb	0,123	0,126	0,093	0,127
Dy	0,483	0,490	0,354	0,381
Ho	0,057	0,058	0,039	0,052
Er	0,136	0,102	0,068	0,088
Tm	0,014	0,00782	0,00629	0,00898
Yb	0,064	0,054	0,018	0,026
Lu	0,00879	0,00322	0,00329	0,00386
Hf	1,578	1,863	3,133	1,439
Ta	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Pb	0,743	1,193	1,449	0,831
Th	0,016	0,030	0,034	0,016
U	0,00540	0,00722	0,00709	0,00411

Таблица П22. Содержание элементов в кианите из фельзических гранулитов (ppm)

Образец	**РМ-22-1**	**РМ-22-19**	**РМ-22-20**	**РМ-22-24**
Na	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	4,402
Al	355331	340966	314963	350110
P	н.п.о.	51,75	90,61	68,03
K	8,506	11,19	н.п.о.	н.п.о.
Ca	н.п.о.	н.п.о.	222,4	н.п.о.
Sc	0,798	0,723	0,718	0,630
Ti	676,0	288,4	570,2	659,3
V	833,9	483,8	644,0	976,6
Cr	682,2	512,5	404,8	866,9
Mn	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Fe	—	1412	1154	1473
Co	н.п.о.	0,217	0,144	н.п.о.
Ni	0,036	0,147	н.п.о.	1,822
Cu	н.п.о.	н.п.о.	0,058	0,100
Zn	1,845	1,281	1,183	1,270
Ga	125,4	92,54	101,2	116,7
Ge	—	2,167	0,508	0,412
As	н.п.о.	0,125	н.п.о.	н.п.о.
Rb	н.п.о.	0,038	н.п.о.	н.п.о.
Sr	0,029	0,049	0,023	0,030
Y	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Zr	0,301	0,058	0,557	0,307
Nb	н.п.о.	н.п.о.	0,025	0,016
Cd	—	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Sn	—	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Cs	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0,00430
Ba	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
La	н.п.о.	н.п.о.	0,011	н.п.о.
Ce	н.п.о.	0,00301	0,022	0,013
Pr	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Nd	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Sm	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Eu	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Gd	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Tb	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Dy	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Ho	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Er	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Tm	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Yb	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Lu	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Hf	0,029	н.п.о.	0,028	н.п.о.
Ta	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Pb	н.п.о.	0,024	0,015	н.п.о.
Th	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
U	н.п.о.	н.п.о.	0,00925	н.п.о.

Таблица П23. Содержание элементов в кианите из мафических гранулитов (ppm)

Образец	**РМ-22-37**
Na	122,8
Al	328577
P	73,56
K	2479
Ca	298,7
Sc	0,356
Ti	261,9
V	102,1
Cr	18,75
Mn	1,406
Fe	3850
Co	н.п.о.
Ni	н.п.о.
Cu	5,482
Zn	2,215
Ga	32,32
Ge	0,767
As	0,547
Rb	10,02
Sr	4,639
Y	н.п.о.
Zr	0,224
Nb	н.п.о.
Cd	н.п.о.
Sn	0,038
Cs	н.п.о.
Ba	11,28
La	0,620
Ce	1,294
Pr	0,120
Nd	0,351
Sm	н.п.о.
Eu	н.п.о.
Gd	н.п.о.
Tb	н.п.о.
Dy	н.п.о.
Ho	н.п.о.
Er	0,010
Tm	н.п.о.
Yb	н.п.о.
Lu	н.п.о.
Hf	н.п.о.
Ta	н.п.о.
Pb	0,798
Th	0,060
U	0,034

Таблица П24. Содержание элементов в кианите из эклогитов (ppm)

Образец	**РМ-22-15**	**РМ-22-18**	**РМ-22-21**	**РМ-22-22**
Na	11,08	5,009	5,199	8,572
Al	355118	357172	345416	340012
P	110,8	37,01	н.п.о.	33,65
K	79,23	93,37	12,53	161,6
Ca	103,5	н.п.о.	237,4	116,8
Sc	0,908	0,800	0,632	0,939
Ti	231,3	223,9	259,6	277,8
V	16,96	47,31	106,8	99,66
Cr	2,165	7,795	1,451	50,58
Mn	н.п.о.	0,665	н.п.о.	н.п.о.
Fe	2126	2272	3928	1822
Co	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Ni	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0,671
Cu	0,232	0,054	н.п.о.	0,184
Zn	1,339	0,743	0,692	0,323
Ga	31,43	29,93	39,37	25,73
Ge	0,555	1,126	0,836	0,935
As	0,207	0,258	н.п.о.	н.п.о.
Rb	0,311	0,345	0,043	0,446
Sr	0,539	3,719	1,595	2,196
Y	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Zr	0,044	0,042	0,037	0,063
Nb	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Cd	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Sn	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Cs	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Ba	0,621	2,088	н.п.о.	0,523
La	н.п.о.	н.п.о.	0,014	н.п.о.
Ce	н.п.о.	н.п.о.	0,027	0,00671
Pr	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Nd	н.п.о.	н.п.о.	0,029	н.п.о.
Sm	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Eu	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Gd	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Tb	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Dy	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Ho	0,00134	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Er	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Tm	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Yb	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Lu	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Hf	н.п.о.	0,00834	н.п.о.	н.п.о.
Ta	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Pb	н.п.о.	0,038	0,019	0,016
Th	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
U	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.