

На правах рукописи



РЕЗВУХИНА Ольга Владимировна

**МИНЕРАЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ АЛМАЗОНОСНЫХ КИАНИТОВЫХ
ГНЕЙСОВ УЧАСТКА БАРЧИНСКИЙ (КОКЧЕТАВСКИЙ МАССИВ)**

25.00.05 – «минералогия, кристаллография»

АВТОРЕФЕРАТ

диссертации на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

НОВОСИБИРСК 2021

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук (ИГМ СО РАН)

Научный руководитель: **КОРСАКОВ Андрей Викторович**
Доктор геолого-минералогических наук, профессор РАН, заведующий лабораторией №452 Института геологии и минералогии имени В.С. Соболева СО РАН

Официальные оппоненты: **БОБРОВ Андрей Викторович**
доктор геолого-минералогических наук, профессор РАН, профессор кафедры петрологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова (г. Москва)

САФОНОВ Олег Геннадьевич
доктор геолого-минералогических наук, профессор РАН, директор Института экспериментальной минералогии Российской академии наук (г. Москва)

Ведущая организация: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт земной коры СО РАН (г. Иркутск)

Защита состоится **22 июня 2021 г.** в **10⁰⁰** часов на заседании диссертационного совета Д 003.067.02 в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения РАН (в конференц-зале).

Адрес: 630090, г. Новосибирск, просп. ак. Коптюга, 3

Факс: 8 (383) 333-21-30, 333-27-92

e-mail: gaskova@igm.nsc.ru

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке ИГМ СО РАН.

Автореферат разослан 20 мая 2021 г.

Ученый секретарь
диссертационного совета

д.г.-м.н.



О.Л. Гаськова

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования

Континентальная кора является основным концентратором K, Th, U, и ее субдукция может приводить к рециклированию этих элементов в мантию Земли (Maruyama et al., 2013; Safonova et al., 2015). Считается, что образование алмаза (индекс-минерала сверхвысоких давлений) в глубокосубдуцированных коровых породах (Hwang et al., 2005, 2006) и породах верхней мантии (Navon et al., 1988; Schrauder and Navon, 1994) связано с просачиванием ультракалийевых флюидов/расплавов. В качестве источника данных флюидов/расплавов обычно рассматривается континентальная кора. Экспериментальные исследования (Hermann et al., 2006; Schmidt and Poli, 2014; Shatskiy et al., 2019 и ссылки в этих работах) поведения материала континентальной коры в ходе субдукции позволили выявить следующую последовательность его трансформации с ростом температуры и давления: (1) дегидратация водосодержащих минералов и образование флюидной фазы; (2) отделение флюидной фазы и метасоматическое преобразование и/или плавление вышележащих пород верхней мантии; (3) появление силикатного расплава *in situ* и образование ассоциации Grt+Ky+Cpx+Phe+Co₂+Melt, стабильной в условиях пика метаморфизма при 4–5 ГПа и 950–1000°C. Данная ассоциация была обнаружена в породах Кокчетавского массива (Sobolev and Shatsky, 1990) и массива Эрцгебирге (Massonne, 1999). Использование метапелитовой системы K(N)CM(F)ASH в качестве базовой обусловлено тем, что такая система позволяет охарактеризовать взаимоотношения основных минералов сверхвысокого давления (UHP) практически всего спектра пород, характерных для континентальной коры (Hermann, 2002a). Однако регрессивные преобразования часто практически полностью уничтожают первичные высокобарические парагенезисы, что особенно часто наблюдается в метасадочных породах (Stepanov et al., 2016).

Несмотря на многолетние исследования высокобарических пород Кокчетавского массива, большинство наиболее интересных и значимых результатов были получены для карбонатно-силикатных пород (Sobolev and Shatsky, 1990; Sobolev et al., 2007; Mikhno et al., 2013, Hwang et al., 2004; Shatsky et al., 2005), эклогитов (Katayama et al., 2000a; Okamoto et al., 2000; Hwang et al., 2009), кальцитовых (Ogasawara et al., 2002) и доломитовых (Shatsky et al., 2005) мраморов. Однако, несмотря на обширную экспериментальную базу, накопленную за последние годы (см. обзор Schmidt and Poli, 2014), метапелиты, метаморфизованные в условиях алмазной субфации, остаются одним из наименее изученных типов пород (Шацкий и др., 2015). Отчасти это связано с тем, что данный тип пород очень редок для месторождения Кумды-Коль. Однако для участка Барчинский, и в особенности его юго-западного продолжения, кианитсодержащие породы (метапелиты) доминируют среди других типов высокобарических пород (Корсаков и др., 1998; Лаврова и др., 1999; Korsakov et al., 2002; Шацкий и др., 2015). Наиболее глубинными разновидностями метапелитов Барчинского участка являются алмазсодержащие кианитовые гнейсы. В рамках диссертационной работы проведено детальное минералого-петрографическое исследование алмазоносных кианитовых гнейсов участка Барчинский (Кокчетавский массив). Данные породы могут быть адекватно смоделированы в системах K₂O-(Na₂O)-CaO-MgO-(FeO)-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (Massonne and Szpurka, 1997; Hermann and Green, 2001; Hermann, 2002a; Shatskiy et al., 2019), что позволяет применить к алмазоносным кианитовым гнейсам полученные ранее результаты экспериментальных работ, а также оценить степень завершенности метаморфических реакций на разных этапах преобразования этих уникальных пород.

Объектом исследования являются алмазоносные кианитовые гнейсы участка Барчинский (Кокчетавский массив).

Цель работы – выявление минералого-петрографических особенностей и условий образования алмазоносных кианитовых гнейсов участка Барчинский.

Задачи:

1. Минералого-петрографическая характеристика алмазоносных кианитовых гнейсов участка Барчинский.
2. Выявление особенностей химического состава породообразующих и акцессорных минералов исследуемых алмазоносных кианитовых гнейсов.
3. Реконструкция метаморфической истории алмазоносных кианитовых гнейсов участка Барчинский.

Фактический материал и личный вклад автора

Основой для проведения исследования стала коллекция алмазоносных кианитовых гнейсов, собранная автором в рамках полевых работ в течение пяти сезонов на участке Барчинский (Кокчетавский массив) (2014–2018 гг.), а также коллекция алмазоносных кианитовых гнейсов, предоставленная научным руководителем д.г.-м.н. Корсаковым А.В. Пробоподготовка, лабораторные и аналитические исследования алмазоносных кианитовых гнейсов проводились лично автором с 2014 по 2020 г. Пробоподготовка включала в себя изготовление плоскополированных пластинок (30 шт.), дробление образцов (6 шт.), извлечение зерен циркона (1550 шт.) и рутила (2350 шт.) и изготовление «шашек» из эпоксидной смолы (4 шт.) с зернами циркона и рутила. Большая часть аналитических работ проводилась в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) и выполнена автором самостоятельно. В ходе аналитических исследований получено и обработано более 3500 анализов породообразующих и акцессорных минералов, полученных методами электронно-зондового микроанализа и сканирующей электронной микроскопии. Автором получено и расшифровано более 1000 спектров комбинационного рассеяния (КР-спектров) минералов и компонентов флюидных включений. Методом катодоллюминесценции было исследовано внутреннее строение 1550 зерен циркона и 150 зерен кианита. U-Pb TIMS датирование проведено для ~2000 зерен рутила, методом масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS) определен редкоэлементный состав 18 зерен рутила.

Основные защищаемые положения

1. Спектроскопическое (КЛ и КР) исследование порфиробластов кианита из высокоглиноземистых гнейсов участка Барчинский (Кокчетавский массив) выявило присутствие в них крупных гомогенных ядер и нескольких (до 7) внешних ростовых зон, что свидетельствует о сложной ростовой истории этого минерала. Подавляющее большинство включений коэсита и алмаза было обнаружено в кианите, тогда как в гранате и цирконе (признанных минералах-«контейнерах») они редки. Эти находки позволяют рассматривать кианит как надежный «контейнер», сохраняющий реликтовые высокobarические ассоциации.
2. Минимальные P-T-параметры прогрессивного этапа метаморфизма алмазоносных кианитовых гнейсов, полученные по включениям Zn-содержащего ставролита в рутиле, составляют ~1 ГПа и <600°C. Оценки температур пика метаморфизма, рассчитанные по двум независимым геотермометрам – Zr-в-рутиле и Ti-в-цирконе, составляют 900±30°C при давлениях 5 ГПа. P-T-параметры этапов регрессивного метаморфизма, реконструированные по гранат-фенгитовому геотермометру, составляют 720°C для 1 ГПа, по гранат-биотитовому геотермометру – 690°C для 1 ГПа, по полевошпатовому геотермометру – менее 600°C для давлений менее 2.2 ГПа.
3. U-Pb возраст зерен рутила из алмазоносных кианитовых гнейсов участка Барчинский составляет 519±1.6 млн. лет, что моложе U-Pb возраста пика метаморфизма, полученного по циркону (530±7 млн. лет). Возраст рутила соответствует времени, когда породы находились при P-T-условиях эпидот-амфиболитовой фации (~460–640°C и 1 ГПа). Оценки скоростей охлаждения исследуемых пород от пиковых параметров метаморфизма, полученных по Zr-в-рутиле и Ti-в-цирконе геотермометрам (900±30°C и 5 ГПа), до температур закрытия U-Pb системы в рутиле составляют 27–47±10°C/млн. лет. Оценки скоростей эксгумации алмазоносных пород варьируют от 1.3 до 1.5 см/год.

Научная новизна и практическая значимость работы

На сегодняшний день имеется ограниченное количество данных о процессах минералообразования в природных алмазоносных метapelитах (например, Massonne, 1999, 2003; Kotková et al., 2011; Шацкий и др., 2015). Детальное исследование алмазоносных кианитовых гнейсов в рамках диссертационной работы позволило получить следующие принципиально новые данные:

- Методами катодolumинесценции, дифракции отраженных электронов и Рамановской спектроскопии впервые определены особенности внутреннего строения порфириобластов кианита из алмазоносных кианитовых гнейсов участка Барчинский. Реконструирована стадийность кристаллизации порфириобластов кианита.

- Изучение включений в акцессорных минералах-контейнерах цирконе и рутиле впервые позволило реконструировать прогрессивную часть P-T-тренда эволюции Кокчетавских алмазоносных пород метapelитового состава. Показано, что рутил, наряду с цирконом, является надежным минералом-контейнером, способным сохранять реликтовые ассоциации, образованные на прогрессивном этапе метаморфизма.

- Методами минеральной термобарометрии для алмазоносных кианитовых гнейсов участка Барчинский впервые были получены независимые оценки P-T-параметров отдельных эпизодов прогрессивного этапа метаморфизма (<1 ГПа и <600°C; 3.8 ГПа и 890°C), пика метаморфизма (5 ГПа и 900±30°C) и регрессивного этапа метаморфизма (600–720°C и 1–2.2 ГПа).

- Впервые методом ID-TIMS произведено U-Pb датирование рутила (519±1.6 млн. лет) из алмазоносных кианитовых гнейсов Кокчетавского массива, а также оценены скорости остывания (27–47±10°C/млн. лет) и эксгумации (1.3–1.5 см/год) исследуемых пород.

Результаты данного диссертационного исследования могут быть использованы для реконструкции условий образования алмазоносных метapelитов, а также геодинамического моделирования эксгумации пород сверхвысоких давлений в зонах субдукции. Расширен ряд породообразующих и акцессорных минералов, которые могут быть использованы для реконструкции различных этапов, запечатленных в породах со сложной термально-метаморфической историей. Впервые показано, что кианит и рутил в породах алмазной субфации метаморфизма являются надежными «контейнерами», способными сохранять твердофазные включения, отвечающие прогрессивному этапу, пику метаморфизма и регрессивному этапу. Вместе с тем, U-Pb датирование зерен рутила и сопоставление с U-Pb возрастными, полученными по циркону и монациту, указывают на то, что возраст, полученный по рутилу, отвечает остыванию этих пород до 460–640°C на глубине ~30 км. Следовательно, рутил не может быть использован для датирования высокобарических этапов и пика метаморфизма, но, несмотря на эти ограничения, последующие термальные события (такие как становление Зерендинского гранитного батолита и другие) в пределах Кокчетавского массива не нарушили изотопной системы этого минерала.

Публикации и апробация результатов исследования

По теме диссертации опубликована 41 работа, из них 11 статей в российских и зарубежных рецензируемых журналах, рекомендованных ВАК. Основные положения работы представлены в ходе очного участия на российских и международных конференциях

Соответствие результатов работы научным специальностям

Результаты работы соответствуют пункту 2 (минералогия земной коры и мантии Земли, ее поверхности и дна океанов) паспорта специальности 25.00.05.

Структура и объем диссертации

Диссертационная работа состоит из введения, 5 глав и заключения общим объемом 137 страниц. В ней содержится 45 рисунков, 12 таблиц и 1 приложение. Список литературы включает 217 наименований.

Благодарности

Работа выполнена в лаборатории теоретических и экспериментальных исследований высокобарического минералообразования (№452), под руководством д.г.- м.н. А.В. Корсакова, которому автор выражает глубокую признательность. За плодотворное сотрудничество и содействие в проведении аналитических работ диссертант благодарен к.г.- м.н. Е.Н. Нигматулиной, д.г.-м.н. С.Г. Скублову, к.г.-м.н. Д.А. Замятину, к.ф.-м.н. П.С. Зеленовскому и Е.Д. Грешнякову. Неоценимый вклад в работу внесла д.г.-м.н. Э.В. Сокол, которой автор выражает искреннюю благодарность. За плодотворные дискуссии и ценные замечания автор признателен академику РАН Н.В. Соболеву, академику РАН В.С. Шацкому, д.г.-м.н. А.Г. Соколу, д.г.-м.н. Пальянову Ю.Н., д.г.-м.н. Смирнову С.З., д.г.-м.н. А.А. Томиленко, к.г.-м.н. А.Л. Рагозину, к.г.-м.н. А.В. Головину, д.г.-м.н. А.Ф. Шацкому и к.г.- м.н. А.С. Степанову. Автор сердечно благодарит своих родных и близких людей за всестороннюю помощь и поддержку.

Данная работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ (15-17-30012 и 18-17-00186), РФФИ (19-35-90002 и 19-35-50055), а также базового проекта ИГМ СО РАН.

ГЛАВА 1. Состояние проблемы изучения пород сверхвысоких давлений

В данной главе систематизированы литературные данные для природных и экспериментально изученных систем, моделирующих поведение вещества континентальной коры при высоких давлениях и температурах. Рассмотрены возможные сценарии частичного плавления материала континентальной коры и особенности фазовых превращений (включая полиморфные модификации C и SiO_2), происходящих в ходе глубинной субдукции пород пелитового состава.

ГЛАВА 2. Методы исследования

Приведен обзор аналитических методов, использованных в работе: оптическая и сканирующая электронная микроскопия, рентгеноспектральный микроанализ, КР-спектроскопия, масс-спектрометрия вторичных ионов, U-Pb ID-TIMS датирование, катодоллюминесценция.

ГЛАВА 3. Краткий очерк геологического положения Кокчетавского массива

Кокчетавская субдукционно-коллизийная зона представляет собой тектонический коллаж из деформированных фрагментов докембрийского Кокчетавского микроконтинента, венд-кембрийского мегамеланжа (террейнов палеосубдукционной зоны) и раннеордовикского аккреционного клина (Dobretsov et al., 1995a,b; Theunissen et al., 2000; Добрецов и др., 2006). Зона мегамеланжа, протяженностью 80 км и шириной 17 км имеет субширотное простирание (Добрецов и др., 2006; Буслов и др., 2015). Данные породы обнаружены в пределах блоков двух структурных этажей: (1) венд-кембрийского мегамеланжа, где совмещены блоки высоко- и ультравысокобарических пород, сформированных в широком диапазоне давлений и температур (глубины 60–200 км), и (2) аккреционной призмы, содержащей эклогиты, которые были метаморфизованы на глубинах около 60 км (Добрецов и др., 2006). Согласно структурно-метаморфическим исследованиям, в пределах Кокчетавского массива выделяется два домена по условиям образования и составу протолита (Theunissen et al., 2000): западный Кумдыкольский и восточный Кулетский, разделенные Чаглинской зоной разломов, имеющей северо-восточное простирание. Оценки пика метаморфизма для пород алмазоносного Кумдыкольского блока – более 4 ГПа и 900–1000°C (Sobolev and Shatsky, 1990; Шацкий и др., 1991; Dobretsov et al., 1995a,b; Maruyama and Parkinson, 2000; Михно и Корсаков, 2015), для коэзитсодержащих пород Кулетского блока – менее 3.8 ГПа и менее 750°C (Parkinson, 2000). Кокчетавский мегамеланж подразделяется на пять террейнов: Барчи-Коль, Кумды-Коль, Сулу-Тюбе, Энбек-Берлык и Кулет (Добрецов и др., 2006).

ГЛАВА 4. Общая характеристика алмазоносных кианитовых гнейсов участка Барчинский

Исследуемые породы имеют лепидогранобластовую структуру, массивную, реже – гнейсовидную текстуру. Исследуемые породы состоят из крупных (5-10 мм), частично хлоритизированных порфиробластов светло-коричневого граната (общее содержание – 20-30 об.%) и серо-голубого кианита (до 20 об.%), окруженных мелко- и среднезернистым кварц-полевошпат-слюдяным матриксом (Рис. 1). Акцессорные минералы: циркон, рутил, графит, апатит, монацит, турмалин, пирротин, алланит, дюмортьерит, ставролит, алмаз и коэсит.

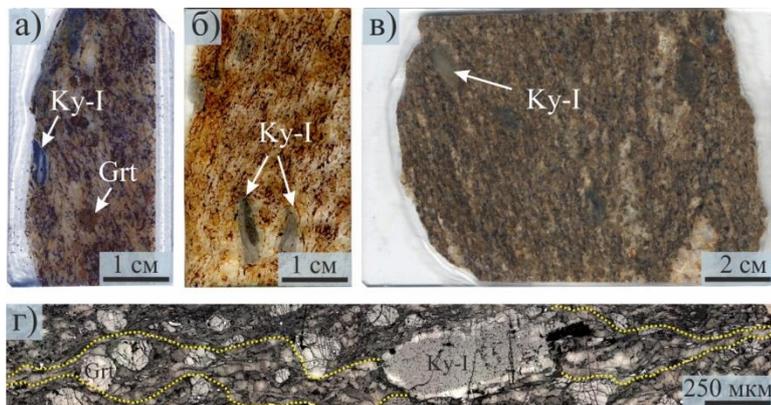


Рис. 1. Фотографии алмазоносных кианитовых гнейсов: (а-в) плоскополированные пластинки с крупными порфиробластами кианита, (г) плоскополированная пластинка (отраженный свет).

Кианит идентифицирован в виде порфиробластов (до 1 см) и в виде небольших (до 200 мкм) включений в гранате. В исследуемых породах присутствует два морфологических типа порфиробластов кианита. В порфиробластах кианита I типа (Ky-I) нами было обнаружено зональное распределение минеральных включений. В данных порфиробластах выделяются: ядро, богатое включениями графита и кварца, и кайма, содержащая достаточно крупные (до 30 мкм) кубооктаэдрические кристаллы алмаза. Включения высокобарических полиморфных модификаций SiO₂ (коэсит) и C (алмаз) также были установлены и в ядрах порфиробластов кианита I типа (Рис. 2).

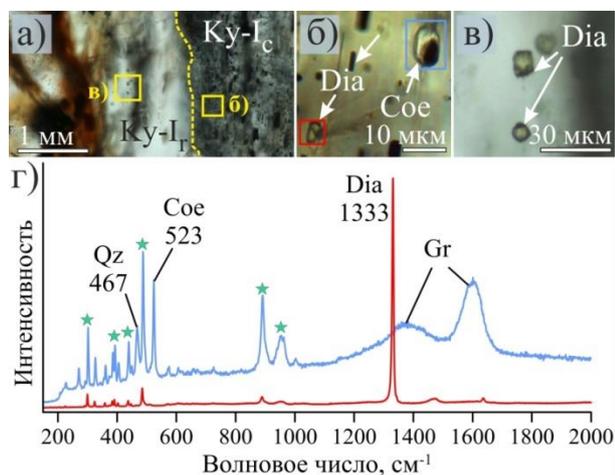


Рис. 2. (а) Фотография зонального порфиробласта кианита с четкой границей (желтая линия) между графитовым ядром (Ky-Ic) и «чистой» алмазосодержащей каймой (Ky-Ir); (б) и (в) увеличенные области, обозначенные желтыми квадратами; (г) представительные КР-спектры включений алмаза и коэсита в порфиробласте кианита.

Порфиробласты кианита содержат также включения рутила, фенгита, биотита, фторапатита, монацита, циркона, пирротина, дюмортьерита и полевых шпатов (альбита, олигоклаза). Второй морфологический тип кианита (Ky-II) представлен бесцветными изометричными кристаллами размером от 200 мкм до 3 мм. Кианит II типа не имеет зонального распределения минеральных включений и содержит крупные единичные включения кубооктаэдрических кристаллов алмаза размером до 30 мкм, реже – включения графита (10–20 мкм), рутила (до 30 мкм), циркона (до 20 мкм) и монацита (до 30 мкм). 2D КР-картирование показало, наличие индивидов, образующих двойник, на карте распределения величин полуширины пика 325 см⁻¹. КЛ-карты порфиробластов кианита позволили выявить неоднородность их внутреннего строения: ядра имеют однородное

строение и характеризуются низкой интенсивностью КЛ-свечения, а неоднородные каймы имеют более яркое КЛ-свечение (Рис. 3, а). Мелкие зерна кианита, окружающие крупные кианитовые порфиробласты, также имеют концентрическую зональность на КЛ-топограммах (Рис. 3, б-в). Зональность порфиробластов кианита на КЛ-картах является ростовой и соответствует зональности в распределении минеральных включений. Кианит по составу близок к стехиометричному Al_2SiO_5 , содержит примеси Fe_2O_3 до 0.22 мас.%, Ti до 72 ppm, V до 400 ppm и Cr до 270 ppm.

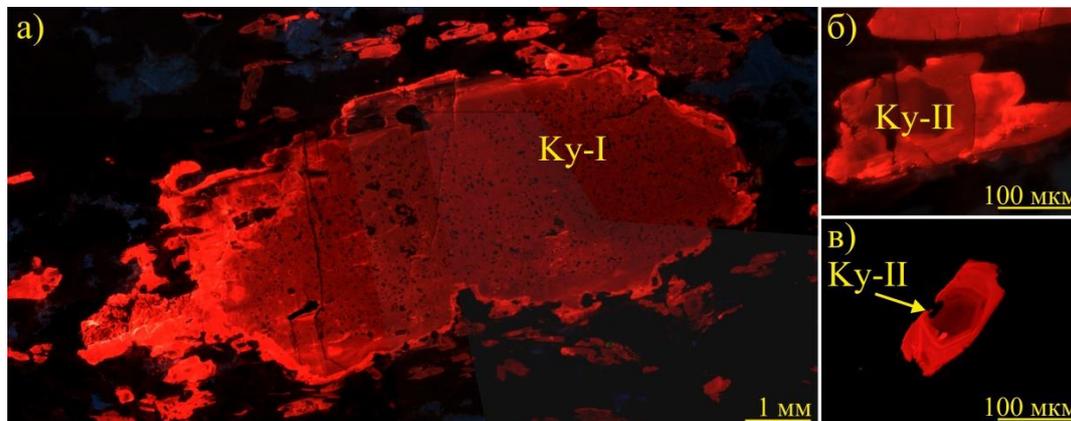


Рис. 3. КЛ-карты порфиробласта кианита (а) и мелких зерен кианита (б-в), приуроченных к крупным кианитовым порфиробластам.

Гранат образует крупные изометричные, бледно-розовые порфиробласты (до 7 мм), а также был идентифицирован в виде бесцветных включений в кианите (до 300 мкм), рутиле (до 50 мкм) и цирконе (до 30 мкм). Зональное распределение минеральных включений в порфиробластах граната наблюдается значительно реже и проявляется в наличии ядра, богатого включениями графита и/или кварца. Порфиробласты граната содержат включения алмаза, коэсита, рутила, циркона, апатита, монацита и турмалина, а также полифазные включения, состоящие из полевых шпатов, кварца и слюд. В гранате наблюдается химическая зональность от центра ($\text{Alm}_{68}\text{Prp}_{21}\text{Grs}_{10}\text{Sps}_1$) к краю ($\text{Alm}_{59}\text{Prp}_{22}\text{Grs}_{18}\text{Sps}_1$). На треугольной диаграмме Ca-Mg-(Fe+Mn) составы граната из исследуемых пород попадают в ту же область, что и составы граната из биотитовых гнейсов и гранат-кианит-слюдяных сланцев Кокчетавского массива (Shatsky et al., 2003; Шацкий и др., 2015).

Полиморфные модификации SiO_2 (кварц, коэсит) В исследуемых образцах обнаружены две полиморфные модификации SiO_2 – кварц и коэсит. Кварц, являясь породообразующим минералом в матриксе гнейсов, также присутствует в виде включений в кианите, гранате, цирконе и рутиле. Коэсит был идентифицирован в виде включений в кианите, гранате и цирконе. При исследовании включений полиморфных модификаций SiO_2 методом КР-картирования был обнаружен оптически неразличимый разупорядоченный графит, находящийся в виде включений в коэсите, а также на границе реликтов коэсита и регрессивной каймы кварца.

Мусковит идентифицирован как в матриксе пород, так и в виде включений (до 200 мкм) в гранате, кианите и алланите. Содержания Si во включениях мусковита в порфиробластах граната и кианита составляют 3.12–3.44 ф.е. и 2.95–3.16 ф.е. соответственно, а в матриксе породы достигают 3.31 ф.е. Наибольшие содержания селадонитового минала в мусковите характерны для включений в порфиробластах граната и кианита. Содержание Ti в мусковите достигает 0.25 ф.е., данное значение было зафиксировано во включении в гранате.

Биотит формирует изогнутые пластинчатые кристаллы в матриксе, размером до 200 мкм. В шлифе имеет резкий плеохроизм от бледно-желтого до красновато-коричневого цвета. Включения биотита (20-100 мкм) были обнаружены в кианите и гранате. Содержание Si в биотите закономерно варьирует в пределах 2.59–2.85 ф.е.

Полевые шпаты в гнейсах представлены как щелочными разновидностями, так и плагиоклазами. Калиевый полевой шпат был идентифицирован в матриксе пород, а также в

составе полифазных включений в порфиробластах граната, в ассоциации с мусковитом, биотитом, рутилом, апатитом, монацитом, графитом и хлоритом. Плаггиоклазы присутствуют в матриксе пород, а также в полифазных включениях в порфиробластах кианита и граната. Калиевый полевой шпат содержит примесь ВаО до 0.52 мас.%. Химический состав калиевого полевого шпата в матриксе пород и в полифазных включениях в гранате не имеет существенных отличий. Соотношение крайних членов изоморфного ряда в щелочном полевоом шпате (Ab:Or) изменяется от 2:98 до 13:87. Плаггиоклазы в исследуемых породах представлены альбитом и олигоклазом.

Циркон образует округлые зерна (размером до 350 мкм) в матриксе пород, а также идентифицирован в виде включений (до 250 мкм) округлой формы в кианите и гранате. КЛ- и КР-картирование зерен циркона из исследуемых пород выявило их сложное внутреннее строение, выражающееся в наличии доменов с различной КЛ- и КР-интенсивностью. Домены (I) представляют собой округлые ядра размером до 30 мкм в диаметре и содержат включения низкобарических минералов (графит и кварц). Обычно ядра окружены радиальными трещинами и имеют низкую КЛ интенсивность. Они выделяются на КР-картах интенсивности и полуширины пика на 1008 см^{-1} : данный домен имеет самые низкие значения интенсивности и самые высокие значения полуширины пика 1008 см^{-1} . Домены (II) являются внутренними мантийными частями, обрамляющими ядра. Внутренние мантии не содержат минеральных включений и характеризуются умеренной интенсивностью КЛ, высоким значением полуширины пика на 1008 см^{-1} и его низкой интенсивностью. Домены (III) представлены внешними мантийными частями. Это зоны с самой высокой КЛ интенсивностью на КЛ топограммах, а на КР-картах – с самыми низкими величинами полуширины и самыми высокими интенсивностями пика на 1008 см^{-1} . Именно эти домены в кристаллах циркона содержат многочисленные включения алмаза, коэсита, граната, графита и рутила. Домены (IV) образуют зоны нарастания на домены II или III, не содержат минеральных включений и имеют низкую интенсивность КЛ излучения. На КР-картах полуширины пика на 1008 см^{-1} данные домены имеют высокие значения, а на картах интенсивности – низкие. Циркон содержит FeO до 0.93 мас.%, HfO₂ до 1.9 мас.% и Ti до 64 ppm. В домене I зерен циркона были зафиксированы самые высокие содержания U (1500 ppm), средние содержания Th (115 ppm) и HfO₂ (1.9 мас.%); концентрации Ti находятся ниже предела обнаружения (<12 ppm). Домен II содержит примеси U (200–250 ppm) и HfO₂ (1.7 мас.%), содержания Th находятся ниже предела обнаружения. Концентрации Ti – до 40 ppm. Домен III характеризуется самым высоким содержанием Ti (64 ppm), содержания U и Th – ниже предела обнаружения. Содержание HfO₂ до 1.7 мас.%. Для домена IV характерны широкие вариации содержаний U (100 - 570 ppm) и Th (до 450 ppm). Содержания HfO₂ также варьируют от 1.62 до 1.89 мас.%. Концентрации Ti в зонах дорастания - ниже предела обнаружения (<12 ppm).

Рутил формирует призматические или округлые зерна в матриксе (до 1 мм), а также идиоморфные включения (до 500 мкм) в гранате, кианите и цирконе. Зерна рутила имеют красно-коричневый, реже – темно-фиолетовый цвет. Они содержат большое количество минеральных включений: графита, граната и фторапатита; включения алмаза, Mg-кальцита, мусковита и цинксодержащего ставролита встречаются реже. Рутил содержит Fe (1055–2191 ppm), Nb (1990–3197 ppm), V (1785–2445 ppm), Al (115–768 ppm), Cr (404–703 ppm), Zr (480–798 ppm), Sn (429–854 ppm), Ta (48–93 ppm), W (18–54 ppm), Mo (36–100 ppm), Mn (0.34–21 ppm), U (9.4–26 ppm), Hf (7.7–14 ppm) и Sb (1.8–6.9 ppm). Датирование фракции рутила позволило получить конкордантный ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb возраст 519 ± 1.6 млн. лет.

Полиморфные модификации С (графит, алмаз). Графит формирует кристаллы (до 250 мкм) пластинчатой формы (включения в кианите, гранате, кварце и цирконе), а также таблитчатые кристаллы и хлопьевидные скопления в матриксе пород (100–500 мкм). Методом КР-спектроскопии были исследованы нескрытые включения графита в кианите. В изучаемых нами образцах степень упорядоченности графита значительно варьирует не только в пределах всего порфиробласта кианита, но и в пределах одной его ростовой зоны. В

изученных образцах кубооктаэдрические кристаллы алмаза (5–20 мкм) были диагностированы в кианите, гранате, рутиле и цирконе. В редких случаях кристаллы алмаза имеют графитовую рубашку. На расстоянии первых микрон от кристаллов алмаза были диагностированы лишь идиоморфные кристаллы высокоупорядоченного графита.

Апатит идентифицирован в виде бесцветных округлых/идиоморфных зерен (100–300 мкм) в матриксе пород, а также в виде включений (10–100 мкм) в кианите, гранате, цирконе и рутиле. В матриксе обнаружены округлые зерна апатита, содержащие ламели темноцветного минерала (~2–3 мкм), обогащенного редкоземельными элементами. Фторапатит содержит примеси FeO (до 0.90 мас.%), Al₂O₃ (0.36 мас.%), F (3.10 мас.%) и Cl (до 0.28 мас.%).

Монацит обнаружен в матриксе пород и в виде включений в гранате, кианите и цирконе. Зерна монацита имеют округлую форму, и желтоватый оттенок. В матриксе пород найдены коронарные структуры, для которых характерно наличие монацитового ядра, окруженного каймами апатита и алланита. Монацит преимущественно цериевый по составу (Ce₂O₃ 24.61–32.3 мас.%), содержит La₂O₃ (9.08–16.5 мас.%), Pr₂O₃ (2.41–3.55 мас.%), Nd₂O₃ (8.0–12.8 мас.%), Sm₂O₃ (0.99–2.06 мас.%), Gd₂O₃ (0.54–1.57 мас.%), ThO₂ (1.13–7.07 мас.%) и UO₂ (до 0.93 мас.%).

Турмалин встречается в виде темно-синих призматических кристаллов и сферолитовых агрегатов исключительно в порфиробластах граната. Кристаллы турмалина имеют сильный плеохроизм от бесцветного до насыщенного синего цвета. Центральные части зерен турмалина по химическому составу относятся к шерлу, краевые - к дравиту: содержание FeO достигает 20.5 мас.% в центральных частях, 14.2 мас.% в каймах и 5.6 мас.% в краевых частях. Содержание K₂O не превышает 0.15 мас.%.

Дюмортьерит установлен исключительно в порфиробластах кианита, где он образует игольчатые кристаллы длиной 100–200 мкм, в непосредственной близости от которых были диагностированы кварц, фенгит, рутил и коэсит. Минерал характеризуется сильным плеохроизмом, от светло-розового до пурпурного или от темно-фиолетового до бесцветного. Дюмортьерит неоднороден по химическому составу, от центра к краю наблюдается увеличение содержаний TiO₂ (от 0.64 до 2.99 мас.%), FeO (от 0.25 до 0.31 мас.%) и MgO (от 0.65 до 0.76 мас.%).

Пирротин формирует зерна размером до 100 мкм, которые были идентифицированы в виде включений в кварце, в графитовых ядрах порфиробластов кианита, а также в матриксе пород. В отраженном свете имеет кремовый оттенок. Содержит примеси Co (0.12 мас.%) и Ni (0.21–0.32 мас.%).

Алланит образует крупные идиоморфные зерна (до 400 мкм) серо-зеленого цвета в матриксе пород, а также бесцветные/светло-желтые включения (50–80 мкм) в порфиробластах кианита. Включения в алланите представлены кварцем, гранатом, монацитом, рутилом, мусковитом и фенгитом. Алланит содержит ThO₂ (0.39–1.09 мас.%), La₂O₃ (1.25–4.46 мас.%), Pr₂O₃ (до 1.26 мас.%), Nd₂O₃ (1.12–3.7 мас.%), Sm₂O₃ (0.55–0.68 мас.%), Er₂O₃ (0.42 мас.%).

Ставролит диагностирован исключительно в виде включений (до 50 мкм) в рутиле и кианите (в сростании с рутилом). Содержит FeO до 11.5 мас.%, MgO до 2.9 мас.% (X_{Mg}=0.37), ZnO до 1.7 мас.%.

Mg-кальцит обнаружен в нескрытых полифазных включениях в гранате, кианите и рутиле и диагностирован лишь методом КР-спектроскопии по смещению основного пика на 1086 см⁻¹.

ГЛАВА 5. Реконструкция условий образования и эволюции алмазоносных кианитовых гнейсов участка Барчинский

Использование нами спектроскопических методов позволило визуализировать ростовые зоны в порфиробластах кианита, кристаллизовавшегося в поле стабильности алмаза. Ядра изученных порфиробластов кианита имеют однородное строение и

характеризуются низкой интенсивностью КЛ-свечения, а в оптически «чистых» каймах порфиробласта наблюдается до 7 ростовых зон. Мелкие зерна кианита, окружающие крупные кианитовые порфиробласты, также имеют до 7 ростовых зон на КЛ-топограммах, что свидетельствует об одновременности их образования с «чистыми» каймами порфиробластов. В исследуемых породах порфиробласты кианита имеют зональное распределение минеральных включений. Данная зональность была проинтерпретирована ранее как отражающая смену условий кристаллизации полиморфных модификаций углерода: в ядре порфиробластов кианита кристаллизовался графит, а в зонах дорастания – алмаз (Шацкий и др., 2015). Реликты коэсита и включения кубооктаэдрических кристаллов алмаза были идентифицированы нами и в богатом графитом ядрах порфиробластов кианита (Щепетова и др., 2019), что указывает на кристаллизацию этих ядер в поле стабильности алмаза ($T \sim 900^\circ\text{C}$ и $P > 4$ ГПа). В порфиробластах кианита, в пределах одной ростовой зоны, обнаружены значительные вариации в степени упорядоченности графита, которые могут объясняться как различием в ориентировке кристаллов графита относительно пучка лазера (например, Wopenka and Pasteris, 1993), так и различием в PT -условиях и механизмах образования графита (Beysac et al., 2002a; Buseck and Beysac, 2014). Кристаллизация графита, имеющего высокоупорядоченную структуру, происходила либо на прогрессивной стадии метаморфизма в результате графитизации углистого вещества, либо вблизи условий пика метаморфизма ($T \sim 900^\circ\text{C}$ и $P > 4$ ГПа). Отсутствие разупорядоченного графита в ассоциации с алмазом в порфиробластах кианита исключает процесс графитизации алмаза на регрессивном этапе. Наиболее вероятный сценарий образования разупорядоченного графита, идентифицированного во включениях коэсита в порфиробластах кианита – кристаллизация на регрессивном этапе из ультравысокобарического флюида, захваченного включениями SiO_2 во время роста порфиробласта кианита (Shchepetova et al., 2017).

Коэсит был идентифицирован в порфиробластах кианита и граната, а также в *домене III* циркона. Ранее было показано, что полиморфный переход кварц \leftrightarrow коэсит является одним из самых скоротечных среди геологически значимых реакций, а сохранность реликтов коэсита может объясняться как наличием реологически прочных минералов-контейнеров (циркон и гранат), так и скоростями эксгумации пород (например, Perrillat et al., 2003). В исследуемых нами породах коэсит был обнаружен преимущественно в порфиробластах кианита, что свидетельствует о том, что кианит также может выступать в качестве контейнера, препятствующего обратному полиморфному переходу коэсита в кварц на регрессивном этапе метаморфизма.

Экспериментальные исследования в KCMASH системах показали, что разложение фенгита/биотита с дальнейшим частичным плавлением пород происходит от 800°C и 2 ГПа до 1000°C и 4.5 ГПа (Hermann and Green, 2001). Кристаллизация фенгита в изученных гнейсах происходила на регрессивном этапе метаморфизма при давлениях < 2.5 ГПа, о чем свидетельствует высокое содержание Si (3.41 ф.е.) и Ti (0.14 ф.е.) (Auzanneau et al., 2010). Замещение фенгита биотитом с содержанием Si менее 3 ф.е., происходило при давлениях порядка 2 ГПа, согласно диаграммам Hermann (2003).

В порфиробластах граната ортоклаз часто находится в ассоциации с альбитом, кварцем и слюдами, что может свидетельствовать о его образовании из силикатного расплава на регрессивном этапе метаморфизма при температурах $< 600^\circ\text{C}$ (O'Brien and Rötzler, 2003). Олигоклаз был идентифицирован исключительно в виде включений в порфиробластах кианита. Обычно олигоклаз рассматривается в качестве продукта дегидратационного плавления водосодержащих минералов на прогрессивном этапе метаморфизма (Liu et al., 2009), однако в исследуемых породах генезис олигоклаза остается дискуссионным.

Рутил является самым распространенным аксессуарным минералом в исследуемых породах. Стабильность рутила в метаморфических породах контролируется валовым составом пород, температурой и давлением (Hermann and Rubatto, 2009). Как правило, кристаллизация рутила начинается на прогрессивном этапе метаморфизма, в результате

разложения Fe-Ti-содержащих оксидов, таких как ильменит и титанит, при давлениях 1.2–1.5 ГПа (John et al., 2011). Во включениях рутила в гранате из исследуемых пород обнаружены включения цинксодержащего железистого ($X_{Fe}=0.63$) ставролита. Ранее было показано, что Mg-ставролит ($X_{Fe}=0.40$) является типичным минералом-индикатором сверхвысоких давлений и высоких температур (до 6.6 ГПа и 900°C) (Fockenberg, 1998), тогда как цинксодержащий ставролит обычно образуется при ~1.0 ГПа, 500-550°C (Chopin et al., 2003). Находки Zn-содержащего железистого ставролита в рутиле из исследуемых алмазоносных кианитовых гнейсов можно интерпретировать как продукт распада богатого цинком герцинита на регрессивном этапе метаморфизма (Stoddard, 1979; Cesare, 1994) или как реликт прогрессивного этапа метаморфизма (~1.0 ГПа, 500-550°C). Последний вариант наиболее вероятен, поскольку в матриксе пород отсутствуют цинксодержащие фазы. Зерна рутила в матриксе содержат включения фторапатита и графита, реже обнаруживаются алмаз, кальцит, гранат и CO₂. Находки включений алмаза в рутиле, в ассоциации с CO₂, гранатом и карбонатом, свидетельствуют о широком диапазоне P-T-условий кристаллизации рутила (от ~1.0 ГПа, 500-550°C до >4 ГПа и ~900°C) в исследуемых образцах.

Стабильность алланита и монацита в ходе глубинной субдукции была исследована экспериментально в работах Hermann (2002b); Hermann and Rubatto (2009). Алланит является главным концентратом ЛРЗЭ, Th и U, и стабилен до 2.5–4.5 ГПа при 750–800°C (Hermann and Spandler, 2008). При повышении температуры происходит замещение алланита монацитом, который, в свою очередь, стабилен до 1000°C и 4.5 ГПа. Полученные экспериментальные данные подтверждают образование структур замещения монацита и алланита в исследуемых породах на регрессивном этапе метаморфизма.

Современные экспериментальные исследования Wunder et al. (2018) показали, что при P-T-параметрах, близких к пику метаморфизма Кокчетавских алмазоносных пород, в структуру дьюмортьерита может входить значительное количество бора в четверной координации (⁴B). Проведенные нами исследования состава дьюмортьерита не выявили высоких концентраций ⁴B, однако на основании близкого расположения дьюмортьерита с кристаллами алмаза и коэсита, нами была предложена ультравысокобарическая модель его образования (Korsakov et al., 2019).

Экспериментальные исследования стабильности турмалина в метапелитовой системе продемонстрировали его стабильность до 4 ГПа и 800°C (Ota et al., 2008). Образование включений турмалина в гранате из исследуемых пород могло происходить в результате ксеногенного захвата кристаллов турмалина, либо его кристаллизации в качестве дочерней фазы из богатого бором ультравысокобарического флюида (Korsakov et al., 2019).

По геотермометру Watson et al. (2006), получены оценки температур для различных доменов зерен циркона. Зональное распределение минеральных включений в цирконе, а также различные содержания Ti в отдельных доменах, свидетельствуют о смене P-T-условий при кристаллизации циркона. Ядра циркона содержат включения кварца, графита и рутила, а также характеризуется отсутствием примеси Ti, что указывает на детритовое происхождение этих ядер или их образование на прогрессивном этапе метаморфизма при низких (<760°C) температурах. Окружающая ядра внутренняя мантия хотя и не содержит минеральные включения, но имеет примесь Ti до 40±12 ppm, что указывает на температуры кристаллизации 890±30°C (при давлении 3.8 ГПа), т.е. на прогрессивном этапе метаморфизма. В высоколюминесцентных внешних мантиях циркона были идентифицированы включения алмаза и коэсита, что указывает на ультравысокобарические (>4 ГПа) условия кристаллизации данного домена, а температуры, полученные по Ti-в-цирконе геотермометру (до 930°C для 64±12 ppm) свидетельствуют об их образовании вблизи пика метаморфизма. Для оценки температур пика метаморфизма по геотермометру Tomkins et al. (2007) были измерены содержания Zr в рутиле. Максимальное содержание Zr в исследуемом рутиле (910±10 ppm) свидетельствуют о температурах порядка 930°C (для давлений 4–5 ГПа), с учетом поправки из работы Stepanov et al. (2016). Схожие оценки по Zr-в-рутиле и Ti-в-цирконе геотермометрам свидетельствуют о том, что максимальные

концентрации Zr в рутиле, отвечающие пиковым PT-условиям метаморфизма, сохраняются на регрессивной стадии метаморфизма.

Оценки PT-условий регрессивного этапа метаморфизма алмазоносных кианитовых гнейсов по гранат-фенгитовому геотермометру составляют 720°C и 2.5 ГПа. Фенгит часто замещен биотитом, в котором содержание Si не достигает 3 ф.е., что предполагает его образование на регрессивном этапе метаморфизма (<2.5 ГПа; Hermann, 2003). На диаграмме Elkins and Grove (1990), составы полевых шпатов попадают в область температур <600°C. Реконструированный **PT-тренд** исследуемых алмазоносных кианитовых гнейсов представлен на Рис. 4.

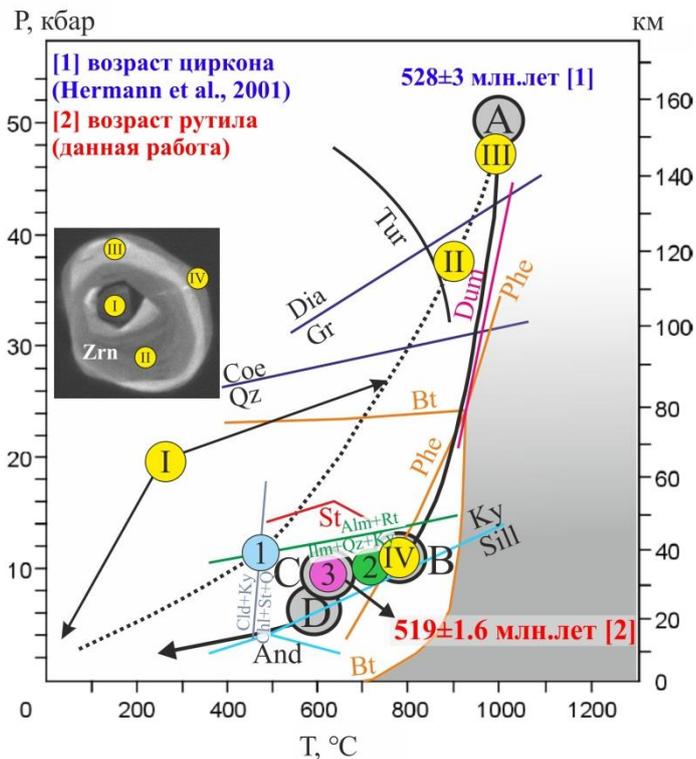


Рис. 4. PT-эволюция алмазоносных кианитовых гнейсов участка Барчинский. Линия Gr-Dia по Kennedy and Kennedy (1976), линия Qz-Coe по Bose and Ganguly (1995), поля стабильности слюд и ставролита по Hermann et al. (2006), поле стабильности дюрмортьерита по Wunder et al. (2018), поле стабильности турмалина по Ota et al. (2008).

A – пик метаморфизма, B – наложение метаморфизма гранулитовой фации, C – наложение метаморфизма амфиболитовой фации, D – декомпрессия (Hermann et al., 2001).

Данная работа: 1 – образование Zn-содержащего железистого ставролита, 2 – кристаллизация фенгита и биотита, 3 – кристаллизация полевого шпата, I-IV – этапы кристаллизации отдельных доменов циркона.

U-Pb TIMS возраст рутила, исследуемого в нашей работе (519±1.6 млн. лет) значительно моложе возраста пика метаморфизма, оцененного по U-Pb датированию циркона из Кокчетавских алмазоносных пород (~528 млн. лет; Херманн и др., 2006). Учитывая несоответствие полученного нами возраста рутила и возраста пика метаморфизма можно заключить, что возраст рутила отражает возраст температуры закрытия в нем U-Pb системы. Так как данный возраст был получен валовым методом, а не точечными измерениями, «смещение возрастов» было неизбежным (Kooyman et al., 2010), однако небольшой размер зерен рутила (около 50 мкм), а также низкая величина погрешности возраста, свидетельствуют о том, что вклад «смещения возрастов» незначителен.

Для определения возраста метаморфических пород сверхвысоких давлений используются циркон и монацит, так как они имеют высокие температуры закрытия (T_c) U-Pb системы – 900°C и 715°C соответственно (Dahl, 1997). В случае датирования рутила, такой параметр, как T_c U-Pb системы, остается предметом дискуссии. Для расчета скоростей остывания исследуемых пород был использован интервал $T_c=460-640^\circ\text{C}$. Полученные скорости остывания исследуемых алмазоносных кианитовых гнейсов от температур пика метаморфизма, оцененных по Zr-в-рутиле геотермометру (930°C) до T_c (460–640°C) составляют порядка 27–47°C/млн. лет. Эксгумация пород от PT-условий пика метаморфизма (528 млн. лет; 5 ГПа, 930°C) до PT-условий эпидот-амфиболитовой фации (519 млн. лет, 1 ГПа, 460–640°C) проходила со скоростями порядка 1.3–1.5 см/год. Данные величины соответствуют величинам скоростей эксгумации пород, полученным ранее при датировании отдельных доменов циркона из пород Кокчетавского массива (Hermann et al., 2001; Dobretsov and Shatsky, 2004).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Использование метода катодOLUMИнесцентной (КЛ) микроскопии позволило визуализировать ростовые зоны в порфиробластах кианита, кристаллизовавшегося в поле стабильности алмаза. Ядра исследуемых порфиробластов кианита имеют однородное строение и характеризуются низкой интенсивностью КЛ-свечения, в то время как в «чистых» каймах порфиробласта наблюдается отчетливая гетерогенность на КЛ-топограммах (до 7 ростовых зон), которая не связана с наличием минеральных включений. Аналогично краевым зонам крупных порфиробластов, мелкие зерна кианита, окружающие крупные кианитовые порфиробласты, также имеют концентрическую зональность на КЛ-топограммах. Таким образом, кристаллизация мелких зерен кианита происходила одновременно с формированием «чистых» кайм порфиробластов.

2. Порфиробласты кианита имеют зональное распределение минеральных включений. Так, выделяются: ядро, богатое включениями графита и SiO_2 , и кайма, лишенная таких включений, но содержащая достаточно крупные кубооктаэдрические кристаллы алмаза. Важно отметить, что впервые включения высокобарических полиморфных модификаций SiO_2 (коэсит) и С (алмаз) также были идентифицированы и в ядрах порфиробластов кианита, что свидетельствует о кристаллизации данных ядер в поле стабильности алмаза. В исследуемых нами породах коэсит был обнаружен преимущественно в порфиробластах кианита, что свидетельствует о том, что кианит также может выступать в качестве «контейнера», препятствующего обратному полиморфному переходу коэсита в кварц на регрессивном этапе метаморфизма.

3. Изучение включений в акцессорных минералах-контейнерах цирконе и рутиле впервые позволило реконструировать не только РТ-условия пика метаморфизма, но и проследить прогрессивную часть РТ-тренда эволюции Кокчетавских алмазоносных пород метапелитового состава. Впервые показано, что рутил, наряду с цирконом, может выступать в качестве «контейнера», способного сохранять минералы, надежно фиксирующие как свидетельства прогрессивного этапа (Zn-содержащий железистый ставролит), так и пика метаморфизма (алмаз).

4. Отсутствие в исследуемых породах клинопироксена сделало невозможной оценку РТ-параметров пика метаморфизма по гранат-клинопироксеновому геотермометру. Для получения независимых оценок РТ-параметров отдельных этапов метаморфизма были использованы Ti-в-цирконе, Zr-в-рутиле, полевошпатовый и гранат-фенгитовый геотермометры, а также полуколичественные фенгитовый и биотитовый геобарометры. Также для реконструкции отдельных этапов эволюции пород были использованы уже имеющиеся экспериментальные данные по стабильности таких акцессорных минералов как алмаз, коэсит, джумортьерит, турмалин и ставролит. В рамках данной работы получены РТ-оценки отдельных эпизодов прогрессивного этапа (<1 ГПа и <600°C; 3.8 ГПа и 890°C), пика метаморфизма (5 ГПа и 900±30°C) и регрессивного этапа (600–720°C и 1–2.2 ГПа).

5. Датирование фракции рутила позволило получить конкордантный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст 519±1.6 млн. лет. Учитывая несоответствие полученного нами возраста рутила и возраста пика метаморфизма можно заключить, что возраст рутила отражает возраст температуры закрытия (T_c) в нем U-Pb системы. Полученные скорости остывания исследуемых алмазоносных кианитовых гнейсов от температур пика метаморфизма, оцененных по Zr-в-рутиле геотермометру (930°C) до T_c (460–640°C) составляют порядка 27–47°C/млн. лет. Эксгумация пород от РТ-условий пика метаморфизма (530 млн. лет; 5 ГПа, 930°C) до РТ-условий эпидот-амфиболитовой фации (519 млн. лет, 1 ГПа, 460–640°C) проходила со скоростями порядка 1.3–1.5 см/год. Данные величины соответствуют величинам скоростей эксгумации пород, полученным ранее при датировании отдельных доменов циркона из пород Кокчетавского массива.

Список научных трудов по теме диссертации

Статьи в рецензируемых научных журналах, рекомендованных ВАК:

1. **Shchepetova O.V.**, Korsakov A., Mikhailenko D., Zelenovskiy P., Shur V, Ohfujii H. Forbidden mineral assemblage coesite-disordered graphite in diamond-bearing kyanite gneisses (Kokchetav Massif) // Journal of Raman Spectroscopy. – 2017. – V. 48. – P. 1606-1612.
2. Mikhno A.O., Musiyachenko K.A., **Shchepetova O.V.**, Korsakov A.V, Rashchenko S.V. CO₂-bearing fluid inclusions associated with diamonds in zircon from the UHP Kokchetav gneisses // Journal of Raman Spectroscopy. – 2017. – V. 48. – P. 1566-1573.
3. Михайленко Д.С., **Щепетова О.В.**, Мусяиченко К.А., Корсаков А.В., Охфуджи Х., Пеков И.В. Новые данные о взаимоотношениях графита и алмаза в гнейсах Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // Доклады Академии наук. – 2018. – Т. 480. – № 6. – С. 713-716.
4. Korsakov A.V., **Rezvukhina O.V.**, Jaszczak J.A., Rezvukhin D.I., Mikhailenko D.S. Natural Graphite Cuboids // Minerals. – 2019. – V. 9 (2), – P. 110.
5. **Щепетова О.В.**, Корсаков А.В., Зеленевский П.С., Михайленко Д.С. К вопросу о механизме образования разупорядоченного графита в алмазоносных комплексах сверхвысоких давлений // Доклады Академии наук. – 2019. – Т. 484. – № 2. – С. 215-219.
6. Михайленко Д.С., Корсаков А.В., **Резвухина О.В.**, Головин А.В., Соболев Н.В. Находка коэсита в алмазоносном кианитовом эклогите из кимберлитовой трубки Удачная (Сибирский кратон) // Доклады Академии наук. – 2019. – Т. 487. – №4. – С. 428-431.
7. Korsakov, A. V., **Rezvukhina, O. V.**, Rezvukhin, D. I., Greshnyakov, E. D., Shur, V. Y. Dumortierite and tourmaline from the Barchi-Kol diamond-bearing kyanite gneisses (Kokchetav massif): A Raman spectroscopic study and petrological implications // Journal of Raman Spectroscopy. – 2020. – V. 51, – P. 1839-1848.
8. **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 EBSD study of kyanite porphyroblasts from diamondiferous and diamond-free metamorphic rocks (Kokchetav massif) // Journal of Raman Spectroscopy. – 2020. – V. 51, – P. 1425-1437.
9. **Rezvukhina O.V.**, Korsakov A.V., Rezvukhin D.I., Mikhailenko D.S., Zamyatin D.A. Greshnyakov E.D., Shur V.Ya. Zircon from diamondiferous kyanite gneisses of the Kokchetav massif: Revealing growth stages using an integrated cathodoluminescence, Raman spectroscopy, electron microprobe approach // Mineralogical Magazine. – 2020. –V. 6, – С. 949-958.
10. Михайленко Д.С., Корсаков А.В., Охфуджи Х., **Резвухина О.В.**, Пеков И.В. К вопросу об образовании поликристаллических агрегатов графита в высокобарических метаморфических породах (на примере Кокчетавского массива, Северных Казахстан) // Доклады Академии наук. – 2021. – Т. 497. – № 1. – С. 37-42.
11. **Rezvukhina O.V.**, Skublov S.G., Rezvukhin D.I., Korsakov A.V. Rutile in diamondiferous metamorphic rocks: New insights from trace-element composition, mineral/fluid inclusions, and U-Pb ID-TIMS dating // Lithos. – 2021, in press.

Избранные тезисы докладов:

1. **Shchepetova O.V.**, Korsakov A.V., Mikhailenko D.S., Mikhno A.O., Zelenovskiy P.S. Raman imaging of disordered graphite in coesite inclusions in kyanite from the Kokchetav diamond-bearing gneisses. Abstract volume XII International Conference GeoRaman, 9-15 June 2016, P. 59
2. **Щепетова О.В.**, Михайленко Д.С., Резвухин Д.И., Замятин Д.А., Корсаков А.В. Исследование циркона и рутила в кианитсодержащих породах сверхвысоких давлений (Кокчетавский массив). Материалы IX Всероссийской молодежной научной конференции "Минералы: строение, свойства, методы исследования", Екатеринбург, 5-8 февраля 2018, С. 237.
3. **Olga V. Rezvukhina**, Andrey V. Korsakov, Dmitriy I. Rezvukhin, Dmitry A. Zamyatin, Evgeny D. Greshnyakov, Vladimir Ya. Shur. Complex internal textures in kyanite: a CL, EBSD and Raman spectroscopic study. Abstract volume XIX International Meeting on Crystal Chemistry, X-ray Diffraction and Spectroscopy of Minerals, 2-6 June 2019, Apatity, P. 52
4. **О.В. Резвухина**, А.В. Корсаков, С.Г. Скублов, Д.А. Замятин. Метаморфическая эволюция алмазоносных кианитсодержащих пород Кокчетавского массива (Северный Казахстан). Материалы научного совещания Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-азиатского подвижного пояса (от океана к континенту), 20–23 октября 2020, Иркутск, С. 292.