

УДК 552.11+552.16

ОБОБЩЕННЫЙ P – T ТРЕНД И ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ЭКСГУМАЦИИ МЕТАПЕЛИТОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЗОНЫ КОМПЛЕКСА ЛИМПОПО (ЮАР)¹

© 2024 г. О. Г. Сафонов^{a, b, c, *}, В. О. Япаскерт^b, Д. Д. ван Ринен^c,
К. А. Смит^c, С. А. Ушакова^b, М. А. Голунова^a

^aИнститут экспериментальной минералогии им. Д.С. Коржинского РАН,
Черноголовка, Московская область, Россия

^bМосковский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия

^cDepartment of Geology, University of Johannesburg, Johannesburg, South Africa

*e-mail: oleg@iem.ac.ru

Поступила в редакцию 02.02.2024 г.

После доработки 14.03.2024 г.

Принята к публикации 19.03.2024 г.

P – T тренды эксгумации докембрийских гранулитовых комплексов на границах кратонов обычно включают субизотермическую декомпрессию и стадию декомпрессии–остывания с более пологим P – T трендом. Наша цель разобраться в возможных причинах изменения наклона P – T тренда эксгумации Центральной зоны (ЦЗ) гранулитового комплекса Лимпопо (ЮАР), расположенного между кратонами Каапвааль и Зимбабве. Для этого были исследованы породы (главным образом, метапелиты) из различных структурных позиций в пределах ЦЗ: купольных структур, региональных поперечных мегаскладок, локальных и региональных зон сдвигово-пластических деформаций. Метапелиты представляют собой гнейсы близкого валового состава. В породах в той или иной мере проявлены реликты лейкосом, сложенных кварц-полевошпатовыми агрегатами с гранатом и биотитом, а обогащенные кордиеритом меланократовые участки обычно маркируют микрзоны пластических деформаций, огибающие и/или разбивающие порфиробласты граната. Исследования полиминеральных (закристаллизованных расплавных и флюидных) включений в гранате, его зональности в отношении главных (Mg, Fe, Ca) и некоторых малых (P, Cr, Sc) элементов, флюидных включений в кварце, а также моделирование фазовых равновесий (PERPLE_X) показало, что породы сосуществовали с гранитными расплавами и водно-углекисло-солевыми флюидами ($a_{\text{H}_2\text{O}} = 0.74$ – 0.58) на пике метаморфизма при 800 – 850°C и 10 – 11 кбар. Частичное плавление инициировало субизотермическую эксгумацию пород до 7.5 – 8 кбар в ходе диапиризма гранитных магм в неоархее (2.65 – 2.62 млрд лет). Это отражено в специфической зональности зерен граната по содержанию гроссуляровой составляющей. Изменение реологии пород в результате частичного удаления и кристаллизации расплава активизировало зоны пластических сдвиговых деформаций в ходе дальнейшей эксгумации до 6 – 5.5 кбар вдоль P – T тренда декомпрессии–остывания 95 – $100^\circ/\text{кбар}$, отражающего более медленный подъем пород в средней коре. Этот процесс возобновился благодаря термальному воздействию и взаимодействию пород с водными флюидами ($a_{\text{H}_2\text{O}} > 0.85$) в палеопротерозое (~ 2.01 млрд лет). Такой сценарий метаморфической эволюции подразумевает, что гранулитовый комплекс Лимпопо в целом и его Центральная зона в частности являются результатом развития ультрагорячего орогена, где были сопряжены вертикальные тектонические движения, связанные с диапиризмом, и горизонтальные тектонические процессы при сближении континентальных блоков.

Ключевые слова: гранулиты, P – T тренды, флюиды, комплекс Лимпопо

DOI: 10.31857/S0869590324050038 **EDN:** ALODUA

ВВЕДЕНИЕ

P – T тренды является объективным и эффективным способом представления тектонотермальных

процессов, ответственных за погружение и эксгумацию, которые сопровождаются нагревом и/или охлаждением пород метаморфических комплексов. Они являются численной записью того, что

“отдельно взятый комплекс проходит в течение своей эволюции через множество минеральных фаций, но результирующая определяется принадлежностью данного комплекса к конкретной геодинамической обстановке” (Перчук, 1993, стр. 63). Наклон и кривизна P – T трендов метаморфизма в сочетании с геохронологическими данными (P – T – t тренды, где t – время) отражают информацию об относительной и абсолютной скоростях различных геологических процессов.

Интерпретация зональности сосуществующих минералов и реакционных структур в породах комплексов высокотемпературного (гранулитового) метаморфизма показала, что для них характерны два типа P – T трендов, формы которых определяются dP/dT наклоном ретроградных ветвей (Bohlen, 1991; Sandiford, Powell, 1986; Harley, 1989, 2008; Spear, 1992; Лиханов, 2020; Jiao et al., 2023): (1) тренды субизобарического остывания ИВС (IsoBaric Cooling), вдоль которых породы испытывают субизобарическое понижение температуры 0.2–0.5 кбар/100°C перед декомпрессией и (2) тренды субизотермической декомпрессии ИТД (IsoThermal Decompression), характеризующиеся субизотермическим снижением давления перед охлаждением (нередко максимум давления предшествует максимуму температуры).

Указанные типы P – T трендов характеризуют принципиально различные геотектонические обстановки зарождения гранулитовых комплексов, которые в конечном счете выражаются в разнообразных механизмах их подъема к поверхности. Метаморфические комплексы, демонстрирующие тренды ИВС, формируются в течение длительного времени остывания на 120–250°C в средней и нижней коре без значительного подъема пород к поверхности (например, Harley, 2008). Вероятным механизмом образования гранулитов с трендами ИВС рассматривается утонение континентальной коры с одновременной аккумуляцией мантийных магм в ее основании (Bohlen, 1991; Sandiford, Powell, 1986). Этот вывод иллюстрируется фактом, что тренды ИВС характерны для ксенолитов нижнекорковых гранулитов основного состава в базальтах и кимберлитах, происхождение которых обычно объясняют преобразованиями пород, кристаллизовавшихся из базальтовых магм на границе кора–мантия (например, Rudnick, Taylor, 1987).

Для происхождения и эволюции комплексов, демонстрирующих тренды ИТД, предлагаются взаимоисключающие модели. Так как скорость декомпрессии в этих комплексах была высокой, по сравнению со скоростью охлаждения, в ряде исследований 1980–1990 гг. (например, England,

Thompson, 1984; Thompson, England, 1984) сделан вывод о том, что тренды ИТД характерны для тектонически утолщенной коры, которая подверглась эрозии или тектонической денудации. Однако P – T тренды, возникающие в ходе утолщения коры, не достигают >800°C, а более высокие температуры и dP/dT градиенты, которые фиксируются в гранулитовых комплексах с ИТД-трендами (например, Brown, Johnson, 2019), требуют нереалистично низкую теплопроводность горных пород и/или высокую внутреннюю теплогенерацию (например, Harley, 1989). Модели формирования гранулитов в условиях растяжения коры и поднятия мантии в обстановках задуговых бассейнов или крупных ультрагорячих орогенов (см. обзор в Jiao et al., 2023) избегают объяснения их последующей субизотермической эксгумации. В отношении гранулитовых комплексов наиболее популярны коллизионные модели эксгумации на границах кратонов (см. обзор в Gerya, 2014). Однако нельзя исключать, что подъем гранулитовых комплексов сопровождается, а возможно, и инициируется гравитационным перераспределением пород в горячей коре (Перчук, 1993; Gerya et al., 2000; Perchuk, Gerya, 2011).

Для гранулитового комплекса Лимпопо в Южной Африке (рис. 1, 2) характерна значительная декомпрессия на ретроградной стадии (рис. 3). Большинство опубликованных работ интерпретируют эксгумацию гранулитов Лимпопо как результат континентальной коллизии (Windley et al., 1984; Treloar et al., 1992; van Reenen et al., 1992; Holzer et al., 1998; Brandt et al., 2018). Есть веские основания полагать, что значительной составляющей процесса эксгумации гранулитов Лимпопо являлся диапиризм, вызванный гранитным магматизмом (Perchuk et al., 2008b; van Reenen et al., 2019, 2023).

На примере детального исследования одного образца метапелита из Центральной зоны комплекса Лимпопо мы охарактеризовали минералогические, геохимические и физико-химические индикаторы субизотермической декомпрессии с участием гранитного расплава как главного выражения процесса диапиризма (Safonov et al., 2021). В настоящей работе детально исследованы породы из различных структурных положений в пределах Центральной зоны с целью связать воедино их P – T эволюцию для выяснения возможного механизма эксгумации комплекса и роли в этом процессе расплавов и флюидов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЗОНЫ КОМПЛЕКСА ЛИМПОПО

Гранулитовый комплекс Лимпопо, расположенный на границе Южной Африки, Ботсваны и Зимбабве, является классическим примером

¹Дополнительные материалы размещены в электронном виде по doi статьи.

неоархейской–палеопротерозойской (2.72–2.01 млрд лет) области развития пород гранулитовой фации метаморфизма, эксгумированной между гранит-зеленокаменными террейнами мезоархейских кратонов Каапвааль и Зимбабве (рис. 1; van Reenen et al., 2019 и ссылки в этой статье). На основе тектонических и литологических характеристик пород комплекс Лимпопо подразделяется на Северную краевую зону (СКЗ), Центральную зону (ЦЗ) и Южную краевую зону (ЮКЗ) (рис. 1). Краевые зоны отделены от кратонов неоархейскими, погружающимися под гранулитовый комплекс зонами сдвиговых пластических деформаций (далее ЗСПД): Северной надвиговой зоной Лимпопо с севера и ЗСПД Хоут Ривер на юге (рис. 1; Smit et al., 1992; Kramers et al., 2011). Падающие под комплекс ЗСПД Триангл и Чипизе–Палала отделяют СКЗ, ЦЗ и ЮКЗ друг от друга (рис. 1; Kramers et al., 2011; Smit et al., 2011; van Reenen et al., 2011, 2019). В краевых зонах доминируют гнейсы гранитоидного состава с подчиненным количеством основных,

ультраосновных и метаосадочных пород. В ЦЗ преобладают супракрустальные породы и гранитоидные гнейсы.

Комплекс Лимпопо сформировался в результате последовательности тектонотермальных событий в период 2.72–2.01 млрд лет, которые в совокупности обусловили эксгумацию гранулитов с уровней нижней и средней коры (Smit et al., 2011; van Reenen et al., 2019, 2023). С 1950-х годов эксгумацию комплекса Лимпопо отождествляют с термином “орогения Лимпопо” (Limpopo Orogeny; McGregor, 1953), которая некоторыми авторами в 1980–1990 гг. рассматривалась как докембрийский аналог гималайской и альпийской орогении (Light, 1982; van Reenen et al., 1987, 1992; Roering et al., 1992a, 1992b; Treloar et al., 1992). Однако вопрос, в какое время происходила эта орогения – в неоархее или палеопротерозое – до сих пор остается дискуссионным (Barton, van Reenen, 1992; Holzer et al., 1998; Jaekel et al., 1997; Kröner et al., 1999; Zeh et al., 2004; van Reenen et al., 2019, 2023). Наибольший

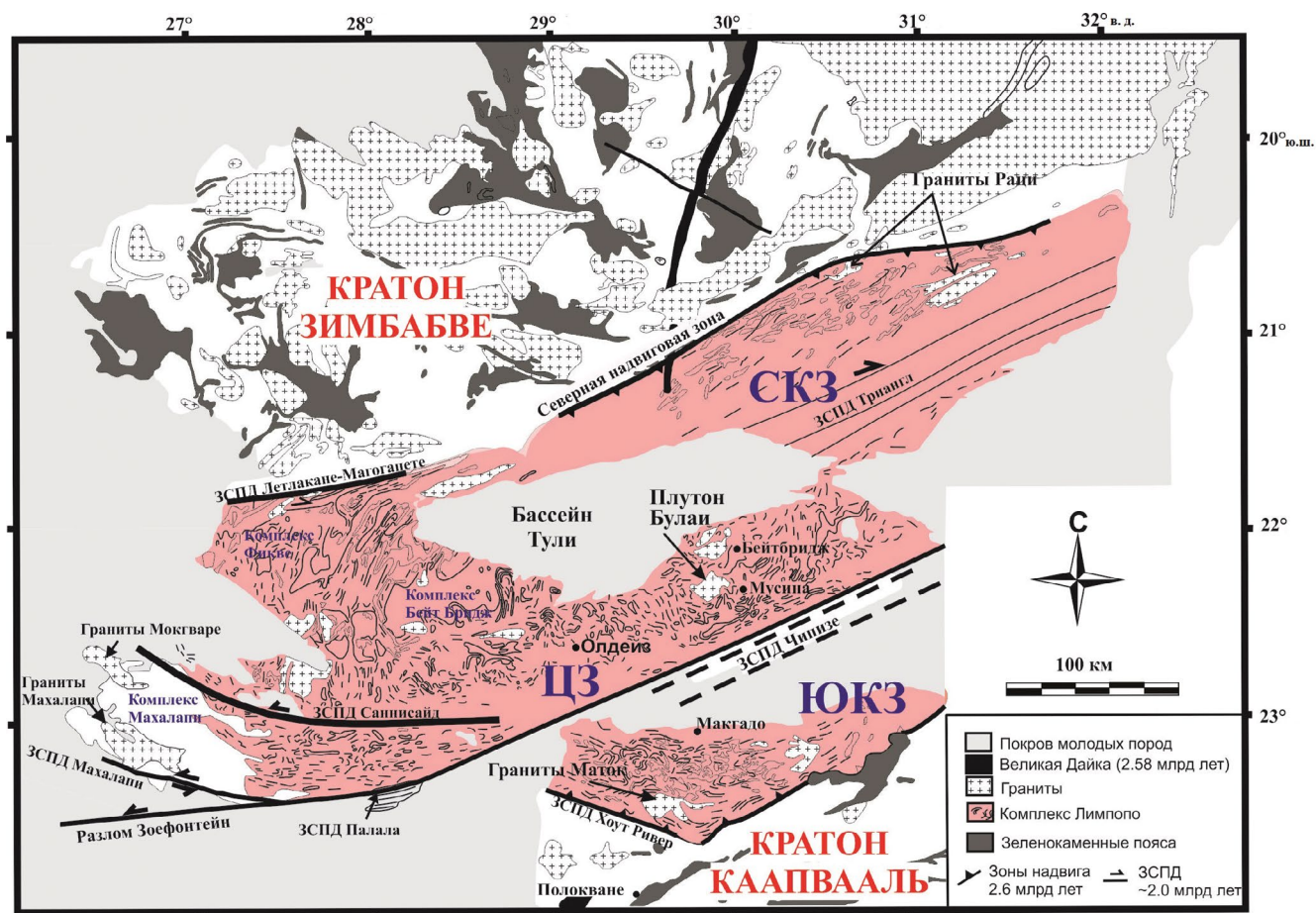


Рис. 1. Карта комплекса Лимпопо, расположенного между кратонами Каапвааль и Зимбабве (van Reenen et al., 2019). Карта демонстрирует подразделение комплекса на Северную краевую зону (СКЗ), Центральную зону (ЦЗ) и Южную краевую зону (ЮКЗ), региональные сдвиговые пластические деформации, отделяющие зоны друг от друга и от кратонов, а также главные составляющие ЦЗ (комплексы Бейт Бридж, Фикве, Махаллапи).

вклад в эту дискуссию внесли исследования ЦЗ, породы которой сохранили свидетельства как неорархейских, так и палеопротерозойских метаморфических и магматических событий.

ЦЗ составляет ядро комплекса Лимпопо и является наиболее крупной литолого-тектонической зоной, по сравнению с СКЗ и ЮКЗ (рис. 1; van Reenen et al., 1987, 1992, 2011, 2019, 2023; Roering et al., 1992b; Kramers et al., 2011; Kröner et al., 2018). ЦЗ включает комплексы Бейт Бридж (Beit Bridge), Фикве (Phikwe), состоящие из палео- и неорархейских пород, и комплекс Махалапи (Mahalapye), состоящий из пород палеопротерозойского возраста (рис. 1). Супракрупный комплекс Бейт Бридж является доминирующей структурно-литологической единицей ЦЗ (рис. 2). Он включает кварциты, магнетитовые кварциты, мраморы и карбонат-силикатные породы, амфиболиты, гранат-биотитовые парагнейсы, различные ортогнейсы и метapelиты, возраст которых составляет >3.57 млрд лет или 3.29–2.62 млрд лет (рис. 2; Kröner et al., 1999, 2018; Zeh et al., 2010). Породы комплекса Бейт Бридж имеют рвущие контакты с метаанортозитами и метагаббро свиты Мессина с возрастом 3.36–3.33 млрд лет и мигматизированными тоналит-трондьемит-гранодиоритовыми гнейсами Сэнд Ривер с возрастом 3.31–3.27 млрд лет (рис. 2; Kröner et al., 1999, 2018; Zeh et al., 2010). Породы палео-мезоархейских комплексов секутся метаморфизованными гранитоидами неорархейского возраста (Kröner et al., 1999, 2018; Zeh et al., 2007, 2010; Boshoff et al., 2006; van Reenen et al., 2008, 2019, 2023; Rajesh et al., 2018a): Олдейз (2.72–2.61 млрд лет), Вербаард (2.65–2.62 млрд лет), Авока (2.65–2.63 млрд лет), которые, вероятно, имеют происхождение, аналогичное ТТГ и санукитоидам (например, Rajesh et al., 2018a). Мощный эпизод гранитного магматизма в ЦЗ в период 2.68–2.62 млрд лет представлен лейкократовыми гранитами Сингелеле (Kröner et al., 1999, 2018; van Reenen et al., 2008, 2019, 2023; Zeh et al., 2007; Rajesh et al., 2018b), предположительно образовавшимися при обширном частичном плавлении метapelитов (Rajesh et al., 2018b). Важнейшим маркером эволюции ЦЗ является плутон Булаи (Laurent et al., 2011, 2013) пироксеносодержащих и безпироксеновых гранитоидов, внедрение которого в период 2.61–2.58 млрд лет завершило архейские тектоно-термальные события в ЦЗ (рис. 1, 2).

Структура ЦЗ была сформирована в ходе ряда последовательных наложенных друг на друга этапов складчатых и сдвиговых деформаций в условиях высокотемпературного метаморфизма до и после внедрения плутона Булаи (Roering et al., 1992a, 1992b; Boshoff et al., 2006; Smit et al., 2011; van Reenen et al., 2008, 2019, 2023). Наиболее ранний этап деформаций (2.72–2.65 млрд лет) выражен в виде крутопадающих изоклинальных складок с почти

вертикальной линейностью и сланцеватостью в породах с массивными гранобластовыми структурами. Более поздние сдвиговые деформации (Roering et al., 1992b; Holzer et al., 1998; van Kal, 2004; Boshoff et al., 2006; Smit et al., 2011; van Reenen et al., 2019, 2023), выраженные в отчетливой линейности в породах, в целом отражают движение гранулитов ЦЗ в северо-восточном направлении в период до внедрения плутона Булаи. Они включают погружающуюся в юго-западном направлении зону деформации Чипизе (Tshepise Straightening Zone) шириной более 20 км, которая ограничивает ЦЗ с юга (рис. 1, 2; Holzer et al., 1998), региональные поперечные складки (cross folds) субмеридианального простирания (van Reenen et al., 2004; van Kal, 2004; Boshoff et al., 2006; структура Кэмпбелл на рис. 2 показана как представительный пример) и купольные структуры (closed structures; Roering et al., 1992b; van Kal, 2004; Smit et al., 2011; структура Ха-Тшанзи на рис. 2 показана как представительный пример).

На архейские образования ЦЗ в разной степени наложены структуры, отвечающие палеопротерозойскому тектонотермальному событию с возрастом ~2.01 млрд лет. Оно не сопровождалось значительной складчатостью (Jaekel et al., 1997; Kröner et al., 2018; Smit et al., 2011; van Reenen et al., 2008, 2019, 2023), а записано в породах в виде дискретных субмеридианальных ЗСПД мощностью от первых сантиметров до первых метров, секущих неорархейские структуры, а также локально гранитоиды плутона Булаи (Holzer et al., 1998; Smit et al., 2011). Образование этих ЗСПД сопровождало региональное термальное событие (van Reenen et al., 2004, 2008, 2019, 2023; Boshoff et al., 2006; Perchuk et al., 2008a, 2008b; Smit et al., 2011), которое, вероятно, было связано с воздействием магматической провинции Бушвелд в период времени около 2.05 млрд лет (например, Millonig et al., 2010; Smit et al., 2011; Kramers et al., 2011; Rajesh et al., 2020). Палеопротерозойская магматическая активность выражена в мелких интрузиях и поздних гранитных пегматитах в центральной и восточной части ЦЗ (Jaekel et al., 1997; Kröner et al., 1999; van Reenen et al., 2008), а в западной части ЦЗ – в образовании крупных магматических тел, включая комплекс Махалапи с возрастом 2.04–2.03 млрд лет (рис. 1; Hisada et al., 2005; Zeh et al., 2007; Millonig et al., 2010; Rajesh et al., 2020). Неравномерное распределение продуктов палеопротерозойского магматизма в ЦЗ объясняется тем, что восточная ее часть (в районе г. Мусина; рис. 2) в современном эрозионном срезе представляет собой более глубокие уровни комплекса, чем ее западная часть (Smit et al., 2011).

Структурные данные указывают на тектоно-метаморфические события в ЦЗ комплекса Лимпопо в периоды 2.72–2.66, 2.65–2.62 и 2.0–2.02 млрд лет (Jaekel et al., 1997; Holzer et al., 1998; Kröner et al.,

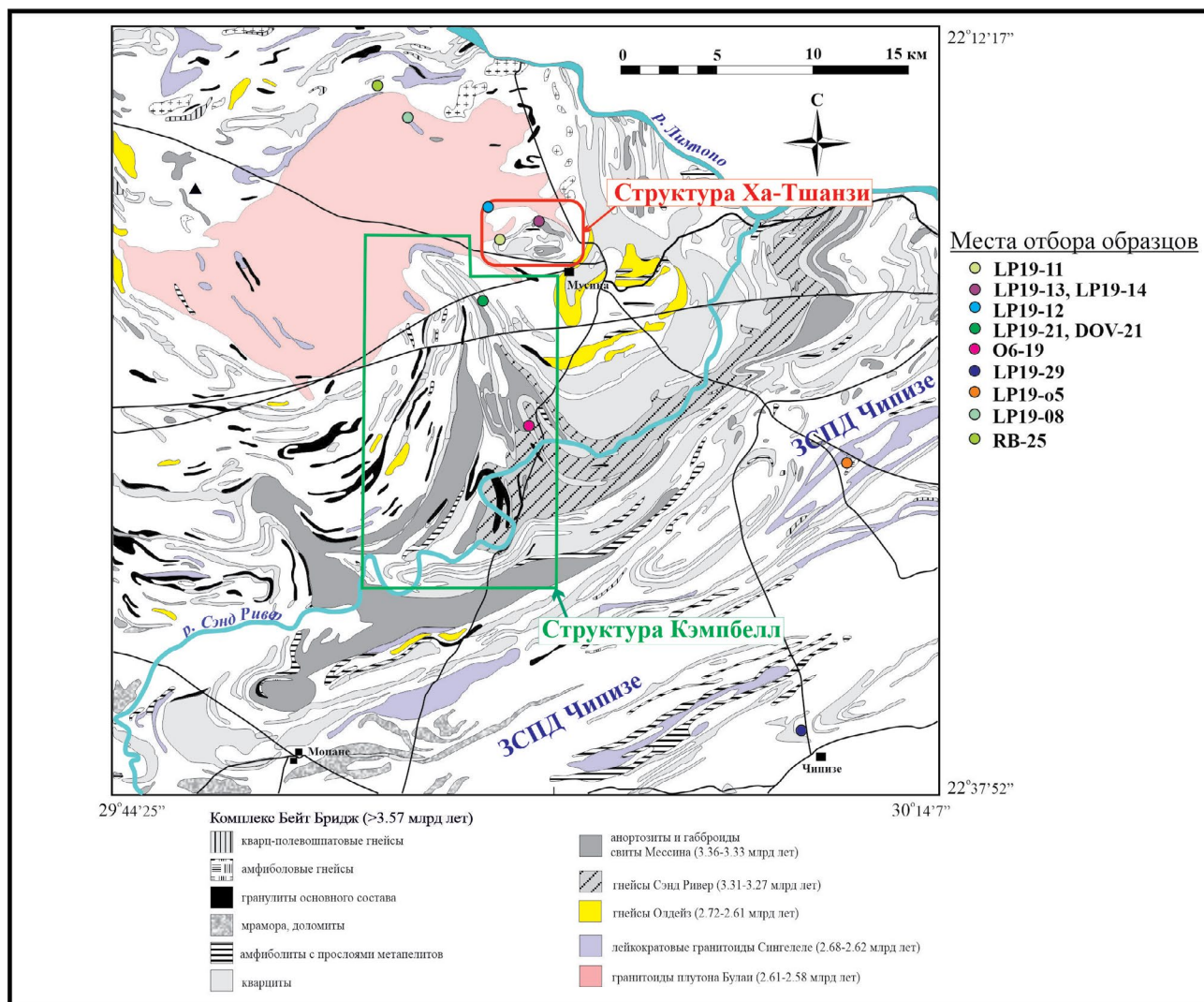


Рис. 2. Карта-схема, демонстрирующая детали геологической структуры восточной части Центральной зоны комплекса Лимпопо, с обозначением мест отбора изученных образцов (табл. 1) в пределах купольной структуры Ха-Тшанзи, поперечной складки Кэмпбелл, зоны деформации Чипизе и северного контакта плутона Булаи.

1999, 2018; van Reenen et al., 2008, 2019, 2023; Boshoff et al., 2006; Perchuk et al., 2008a, 2008b; Smit et al., 2011; Kramers, Mouri, 2011; Zeh et al., 2004, 2007; Kröner et al., 2018; Zhou et al., 2020, 2022). Однако идентификация этих событий в ЦЗ неоднозначна (Kramers, Mouri, 2011; Kramers et al., 2011; Kröner et al., 2018). Геохронологическая запись неогархейских (~2.6 млрд лет) событий редко сохраняется в породах вне плутона Булаи (Boshoff et al., 2006; van Reenen et al., 2008, 2023) и выявляется лишь в породах, незначительно затронутых палеопротерозойскими ЗСПД (van Reenen et al., 2008, 2023). Свидетельства неогархейских событий выявлены в так называемых крупных “анклавах” супракрупных пород в пределах плутона Булаи (Millonig et al., 2008; Huizenga et al., 2011; Kröner et al., 2018; Zhou et al., 2020, 2022), что объясняется эффектом

их бронирования гранитоидами плутона от термального и флюидного воздействия в ходе палеопротерозойского события. Согласно возрастному интервалу 2.71–2.56 млрд лет, полученному из метаморфических цирконов и монацитов в породах “анклавов”, был сделан вывод о продолжительном (~145 млн лет) неогархейском тектонотермальном событии, завершившемся эксгумацией ЦЗ (Zhou et al., 2022). Геохронологические свидетельства палеопротерозойского события записаны в акцессорных минералах метапелитов и карбонатно-силикатных пород вне плутона Булаи (Kröner et al., 2018; Brandt et al., 2018). Они типичны для пород, затронутых палеопротерозойскими ЗСПД, секущими архейские структуры (van Reenen et al., 2008, 2023). Однако палеопротерозойское событие также записано в породах “анклавов” в плутоне Булаи

(U–Pb датирование рутила и титанита и Sm–Nd датирование граната; Zhou et al., 2020).

Неопределенность в идентификации тектонотермальных событий отразилась в различных интерпретациях метаморфической эволюции ЦЗ. В 1990–2000 гг. доминировали модели, интерпретирующие ЦЗ как комплекс с одним этапом гранулитового метаморфизма, имевшего место либо ~2.6 млрд лет назад (например, Millonig et al., 2008), либо ~2.0 млрд лет назад (Holzer et al., 1998; Kröner et al., 1999; Schälller et al., 1999; Zeh et al., 2004, 2007, 2008). Некоторые из указанных работ (например, Holzer et al., 1998) не отвергают возможность двух этапов метаморфизма в ЦЗ, но главный гранулитовый этап метаморфизма в ЦЗ все же приписывается коллизии в палеопротерозое.

Модель одного этапа палеопротерозойского гранулитового метаморфизма (Holzer et al., 1998; Kröner et al., 1999; Schälller et al., 1999; Zeh et al., 2004, 2007), однако, противоречит данным об обширном анатексисе в ЦЗ в период 2.7–2.55 млрд лет (Kröner et al., 1999, 2018; Kramers, Mouri, 2011; Rajesh et al., 2018b) и тому факту, что гранитоиды плутона Булаи, датированные в интервале 2.61–2.58 млрд лет (Kröner et al., 1999; 2018; Laurent et al., 2011, 2013), секут ранее деформированные гранулиты ЦЗ (Millonig et al., 2008; van Reenen et al., 2008, 2023). В работах (Perchuk et al., 2008a; van Reenen et al., 2008, 2019, 2023; Smit et al., 2011) впервые разработана полиметаморфическая модель эволюции ЦЗ, согласно которой как неоархейское, так и палеопротерозойское метаморфические события проходили в P – T условиях гранулитовой фации. P – T тренд декомпрессии–остывания с 850–900°C/8.5 кбар до 550°C/4.5 кбар (Perchuk et al., 2008a) отражает неоархейскую эксгумацию ЦЗ (рис. 3). P – T тренд дальнейшей эксгумации ЦЗ на глубину 9–10 км в ходе палеопротерозойского события (рис. 3) был реконструирован из образцов пород, затронутых ЗСПД (2.01–2.02 млрд лет), которые секут региональные поперечные складки Кэмпбелл и Баклыккрааль (Boshoff et al., 2006; van Reenen et al., 2008; Smit et al., 2011). Л.Л. Перчук с соавторами (Perchuk et al., 2008a) предположили, что неоархейский и палеопротерозойский P – T тренды соединены этапом субизобарического нагрева при 4.5–5.0 кбар и 650–700°C (рис. 3). В модели Л.Л. Перчука и др. (Perchuk et al., 2008a; van Reenen et al., 2023) эксгумация ЦЗ рассматривается как единый процесс с двумя разновозрастными этапами. Ряд исследователей (Brandt et al., 2018; Kröner et al., 2018; Yang et al., 2023) в целом поддерживают полиметаморфическую модель эволюции ЦЗ, но рассматривают полиметаморфизм в ЦЗ как результат двух отдельных тектонотермальных событий, выраженных в независимых P – T трендах (рис. 3): неоархейского (2.65–2.62 млрд лет) события в ходе коллизии континентальных блоков

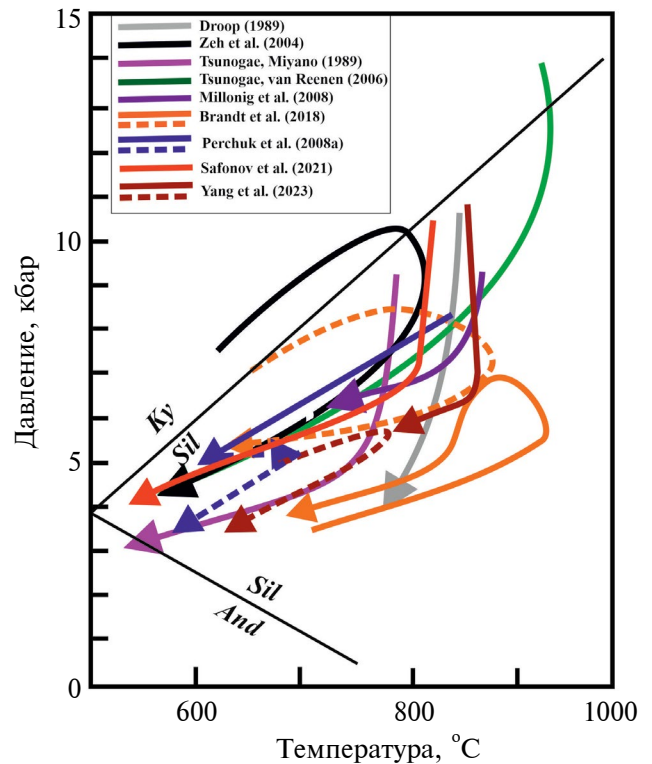


Рис. 3. Обобщение некоторых опубликованных P – T трендов метаморфической эволюции Центральной зоны комплекса Лимпопо. P – T тренды, нарисованные штриховыми линиями по данным (Perchuk et al., 2008a; Brandt et al., 2018; Yang et al., 2023), отвечают палеопротерозойским этапам метаморфизма.

и палеопротерозойского (2.02–2.0 млрд лет) события, обусловленного внутриконтинентальной “транспрессивной” орогенцией в пределах консолидированного континентального блока Каапвааль–Зимбабве. В работе (van Reenen et al., 2023) приводятся структурно-петрологические аргументы против модели отдельных тектонотермальных событий и подтверждается становление ЦЗ комплекса Лимпопо как результат подъема до глубин средней коры в период 2.72–2.62 млрд лет и финальной эксгумации в ~2.0 млрд лет назад в результате флюидно-термального воздействия.

Большинство опубликованных данных едины в том, что температура пика метаморфизма в ЦЗ комплекса Лимпопо составляла 830–870°C (см. ссылки к рис. 3, а также Harris, Holland, 1984; Windley et al., 1984; Holzer et al., 1998; Rigby, 2009; Smit et al., 2011; van Reenen et al., 2008, 2019, 2023), хотя отдельные исследования указывают на температуру более 1000°C (Tsunogae, van Reenen, 2006, 2011; Belyanin et al., 2012). Опубликованные данные разнятся между собой и в отношении давления пика метаморфизма в ЦЗ. Ряд авторов (Perchuk et al., 2008; Smit et al., 2011; Brandt et al., 2018; van

Reenen et al., 2008, 2019, 2023) оценивают его в 8–9 кбар (рис. 3). Другие же авторы указывают на давление более 10 кбар (см. ссылки к рис. 3, а также Tsunogae et al., 1992; Holzer et al., 1998; Rigby, 2009). Такие значения давления подтверждаются находками кианита (Light, 1982; Tsunogae, Miyano, 1989; Zeh et al., 2004), магнезиального ставролита, ассоциаций сапфирина с ортопироксеном и корунда с гранатом (Tsunogae, van Reenen, 2006) в метапелитах, а также результатами термобарометрии пород основного и среднего состава (Tsunogae et al., 1992; Yang et al., 2023).

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ИССЛЕДОВАННЫХ ПОРОД

Для исследования выбраны образцы пород в пределах восточной части ЦЗ в окрестностях г. Мусина (табл. 1, рис. 2). Места их отбора расположены в следующих структурных позициях (рис. 2).

(1) Образцы метапелитов LP19-11 и LP19-14 были отобраны из западной и северной частей

купольной структуры Ха-Тшанзи. Образец LP19-11 детально был описан нами ранее (Safonov et al., 2021). Образец LP19-13 гранатового лейкократового гранита Сингелеле был отобран в непосредственной близости от обр. LP19-14. Образец метапелита LP19-12 отобран из локальной ЗСПД в западной части структуры вблизи контакта с гранитами плутона Булаи.

(2) Образцы метапелитов DOV-21, O6-19 и LP19-21 представляют породы, слагающие *региональную поперечную складку Кемпбелл*. Образцы DOV-21, LP19-21 отобраны вблизи северного замка складки и контакта с плутоном Булаи соответственно. Образцы O6-19 и LP19-21 представляют метапелиты из узких дискретных ЗСПД, в которых сохранились геохронологические свидетельства событий 2.62 и 2.01 млрд лет (Perchuk et al., 2008a, 2008b).

(3) Образцы метапелитов LP19-29 и LP19-о5 отобраны из блоков в пределах *региональной зоны деформации Чипизе* (Boshoff et al., 2006; Perchuk et al., 2008a; Smit et al., 2011).

Таблица 1. Места отбора и минеральный состав изученных образцов из Центральной зоны комплекса Лимпопо, ЮАР

Образец	Координаты места отбора	Grt	Bt	Crd	Sil	Pl	Kfs	Qz	Rt	Ilm	Zrn	Mnz	Ap	Spl	Gph	Sulf	Crb
Купольная структура Ха-Тшанзи																	
LP19-11*	S 22°19.552", E 29°58.857" (ферма Тови)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	Po, Pn	—
LP19-12	S 22°17.934", E 29°58.972" (С-3 край фермы Тови)	+	+	+	+	+	—	+	+	—	+	+	+	+	—	Py, Cpy, Pn, Mlr	+
LP19-13	S 22°19.26", E 29°59.232"	+	+	—	+	+	+	+	+	—	+	—	+	—	—	—	—
LP19-14	S 22°19.361", E 29°59.662"	+	+	+	+	+	+	+	+	—	+	+	+	+	+	Cpy, Pn	—
Поперечная складка Кэмбелл																	
LP19-21	S 22°26.461", E 29°59.939" (ферма Вербаард)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		+	—	Po	—
O6-19**	S 22°26'11, 4" E 30°00'33, 7" (ферма Вербаард)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	—	—	н.а.	—
DOV-21**	S 22°21'06.2" E 29°57'34.7"	+	+	+	+	+	+	+	+	н.о.	+	+	+	—	+	Pu	—
Зона деформации Чипизе																	
LP19-29	S 22°35.271" E 30°09.684" (ферма Скуллпойнт)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	—	+	Po, Pn	+
LP19-о5	S 22°29.765", E 30°09.20" (ферма Копписфонтейн)	+	+	+	—	—	+	+	—	+	+	+	+	—	—	н.о.	—
Северный контакт плутона Булаи																	
RB-25	S 22°14.45" E 29°53.12.6"	+	+	—	—	+	+	+	+	+	+	н.о.	+	—	—	Pu, Po	—
LP19-08	S 22°15.544" E 29°55.101"	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		+	—	Pu, Pn	—

*Safonov et al. (2021), **Perchuk et al. (2008a, 2008b).

(4) Образцы RB-25 и LP19-08 представляют породы в пределах северного контакта плутона Булай с толщами комплекса Бейт Бридж. Образец гранат-биотитового гнейса RB-25 отобран из блока, заключенного в гранитах Сингелеле. Образец метапелита LP19-08 представляет породы, слагающие изоклинальные складки, сформированные на ранних этапах неоархейских деформаций (2.72–2.65 млрд лет).

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД

Минеральный состав изученных метапелитов похож и варьирует, главным образом, из-за различных соотношений граната, кордиерита, биотита, полевых шпатов и кварца (табл. 1). Полевые шпаты и кварц в них большей частью связаны с лейкосомами, тогда как Fe-Mg минералы сгруппированы в меланосомы. Вариации этих составных частей обуславливают различия валовых составов пород (табл. 2). Прежде всего, это проявляется в вариациях содержания SiO_2 от 60 мас. % в образцах LP19-11, LP19-12 и LP19-14 до 74 мас. % в обр. LP19-05 (табл. 2). Содержание SiO_2 обратно коррелирует с Al_2O_3 и $(\text{MgO} + \text{FeO})$ (рис. 4). Составы исследованных метапелитов варьируют между составами высокоглиноземистых (high-Al) и низкоглиноземистых (low-Al) метапелитов ЦЗ, выделенных ранее (Boryta, Condie, 1990; Rajesh et al., 2018a). В породах, обедненных SiO_2 и обогащенных Al_2O_3 , суммарное содержание $(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$, как правило, не превосходит 3 мас. % (табл. 2). Однако кварцито-сланец (обр. LP19-05), будучи наиболее богатым SiO_2 из-за более высокого содержания кварца, содержит менее 0.5 мас. % $(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$ (табл. 2). Наиболее богат $(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}) > 5$ мас. % гранат-биотитовый гнейс (обр. RB-25), не содержащий кордиерит (табл. 1, 2).

Похожие друг на друга спектры REE для метапелитов (обр. LP19-11, LP19-12, LP19-14, LP19-21 и LP19-29; рис. 5) демонстрируют обогащение LREE ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 3.74\text{--}9.37$), плоские сегменты спектров в области HREE ($\text{Gd}_N/\text{Yb}_N = 0.77\text{--}1.56$) и слабые отрицательные Eu-аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.50\text{--}0.82$). Наиболее глубокие Eu-аномалии проявлены в образцах с меньшим содержанием кварц-полевошпатовой составляющей (рис. 5). Спектры REE указанных метапелитов схожи со

спектрами метапелитов ЦЗ, исследованными ранее (Boryta, Condi, 1990; Kröner et al., 2018), указывая на близость протолитов (рис. 5). Спектр REE обр. LP19-05 сильно отличается от спектров других образцов (рис. 5) обогащением LREE и HREE, а также глубоким Eu-минимумом ($\text{Eu}/\text{Eu}^* \sim 0.15$), отражающим малое содержание полевых шпатов в этой породе. Образец LP19-05 отличается минимальным содержанием граната (<5 об. %). Однако Eu-минимум и плоский интервал HREE в спектре этой породы очень напоминают спектры граната (рис. 5). Это может указывать на наследование породой геохимических характеристик протолита, обогащенного гранатом, но сильно преобразованного в ассоциацию кордиерита, биотита и кварца, резко доминирующую в образце.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД

Большая часть изученных в настоящей работе пород (кроме образца гранат-биотитового гнейса RB-25 и образца лейкократового гранита LP19-13; табл. 1) — это метапелиты с полосчато-линзовидными и гнейсовидными текстурами (см. панорамные BSE фотографии изученных шлифов в Supplementary² 1). Лейкократовые слои или линзы различной мощности в породах сложены агрегатами плагиоклаза, калиевого полевого шпата и кварца в различных соотношениях. Например, в лейкократовых линзах и прослоях мощностью 2–4 мм в образцах LP19-29, DOV-21 и LP19-21 (табл. 1) резко доминирует плагиоклаз, а калиевый полевой шпат образует лишь каймы и антипертиты. В лейкократовых крупнозернистых линзах в сильно деформированном гнейсе обр. О6-19 (табл. 1) калиевый полевой шпат преобладает над плагиоклазом и кварцем, в них присутствуют мирмециты и микропегматитовые срастания. В упомянутых породах лейкократовые линзы и слои достаточно четко отделены от меланократовой части, сложенной кордиеритом, биотитом, кварцем, силлиманитом и плагиоклазом. Это характеризует лейкократовые участки пород как продукты сегрегации гранитоидных лейкосом. В отличие от них, обр. LP19-14 показывает пример массивной текстуры, обусловленной равномерным распределением калиевого полевого шпата, плагиоклаза с антипертитовыми вросками и кварца, и малого разделения лейкократовой и меланократовой составляющих. Образцы метапелитов LP19-08, LP19-12, особенно LP19-05 (табл. 1), содержащие меньше полевошпатового материала, обладают заметной более гомогенными текстурами. Калиевый полевой шпат сохраняется в них лишь в виде реликтов в основной массе, сложенной кордиеритом, биотитом, кварцем, силлиманитом и плагиоклазом.

²В дополнительных материалах к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно приведены:

Supplementary 1 — Панорамные BSE фотографии шлифов изученных пород;

Supplementary 2: ESM_1–ESM_10 — P - T псевдосечения для изученных пород;

Supplementary 3: ESM_1–ESM_11 — T - $a_{\text{H}_2\text{O}}$ псевдосечения для изученных пород.

Таблица 2. Валовые составы исследованных образцов (табл. 1)

Компоненты	LP19-12	LP19-14	LP19-13	LP19-11*	LP19-21	O6-19	DOV-21	LP19-29	LP19-05	LP19-08	RB-25
SiO ₂	59.67	58.61	67.12	56.30	62.63	65.86	60.68	61.17	73.64	59.19	65.13
TiO ₂	0.71	0.84	0.01	0.84	0.50	0.49	0.75	0.81	0.25	0.85	0.61
Al ₂ O ₃	17.61	19.09	16.01	18.58	17.75	16.12	17.61	16.17	11.78	18.80	15.69
Fe ₂ O ₃	11.52	9.49	6.61	12.93	6.81	4.52	9.95	10.50	6.28	9.79	8.30
MnO	0.18	0.11	0.52	0.17	0.11	0.01	0.12	0.09	0.14	0.11	0.16
MgO	5.86	6.02	1.25	7.24	2.98	3.16	5.52	4.84	4.23	5.40	2.92
CaO	0.84	0.92	1.12	0.85	1.32	0.34	1.39	1.02	0.20	0.89	2.44
Na ₂ O	0.27	0.81	3.05	0.62	2.05	0.91	0.96	0.37	0.29	1.23	3.63
K ₂ O	0.88	2.57	4.73	1.68	2.81	3.48	1.85	2.14	1.60	2.11	1.50
P ₂ O ₅	0.02	0.03	н.о.	0.03	0.04	н.о.	0.03	0.03	0.01	0.00	н.о.
П.п.п.	2.07	1.14	н.о.	0.37	2.67	н.о.	н.о.	2.03	1.29	н.о.	н.о.
La	22.7	17.9		23.5	37.6			27.4	65.6		
Ce	44.8	32.1		42.4	68.2			54.0	136		
Pr	4.4	3.4		4.3	6.9			6.1	16.6		
Nd	16.0	12.0		17.6	26.3			24.4	68.6		
Sm	3.8	2.9		4.0	4.9			4.6	15.9		
Eu	0.85	0.60		0.64	1.1			1.2	0.96		
Gd	5.0	3.0		3.8	4.5			4.0	23.4		
Tb	0.84	0.52		0.56	0.89			0.68	6.0		
Dy	5.8	3.5		4.0	6.2			4.1	50.3		
Ho	1.3	0.70		0.81	1.5			0.88	12.2		
Er	3.9	1.8		2.2	4.4			2.3	34.5		
Tm	0.63	0.27		0.38	0.72			0.33	5.2		
Yb	4.4	1.7		2.2	4.9			2.1	34.2		
Lu	0.60	0.26		0.34	0.72			0.30	4.9		
<i>M</i> _{H₂O} **	1.2	1.4	0.2	1.0	2.4	2.5	2.5	0.8	1.4	1.4	1.5

Примечание. *Safonov et al. (2021). ***M*_{H₂O} – оптимальное содержание H₂O в системе, использованное для расчетов псевдосечений (см. Supplementary 2, ESM_1–ESM_10), см. текст. оксиды даны в мас. %, REE – в ppm.

Все образцы метапелитов (кроме обр. LP19-05, табл. 1) богаты гранатом (рис. ба–би), зерна которого распределены в различных количествах как в лейкократовых, так и в меланократовых участках пород. В большинстве образцов зерна граната представляют собой фрагменты, образовавшиеся при дроблении и резорбции ранее существовавших крупных порфиробластов в микрizonaх деформаций, сложенных кордиеритом, кварцем,

силлиманитом, биотитом и плагиоклазом. Наиболее фрагментированные зерна граната приурочены именно к меланократовым полосам, маркирующим микрizonaы деформаций (рис. ба–бд). К ним приурочены наиболее характерные для метапелитов реакционные структуры – кордиеритовые каймы и короны вокруг зерен граната. Степень развития этих структур в разных образцах различна. Например, в обр. LP19-29 кордиеритовые

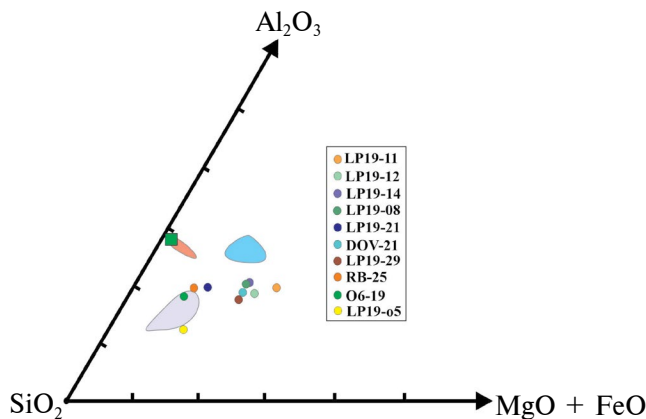


Рис. 4. Вариации валового состава изученных метапелитов в координатах SiO_2 – $(\text{MgO} + \text{FeO})$ – Al_2O_3 . Голубое и светло-фиолетовое поля обозначают составы высокоглиноземистых и низкоглиноземистых метапелитов ЦЗ соответственно (Boryta, Condie, 1990; Rajesh et al., 2018a), розовое поле – составы лейкократовых гранитов Сингелеле (Rajesh et al., 2018b). Зеленый квадрат – средний состав расплава, смоделированный для метапелитов группы HT-HP (см. текст).

реакционные структуры приурочены к узким микрозонам деформаций вокруг крупных порфиробластов граната с многочисленными заливами, отростками, фрагментами, оторванными от крупных зерен (рис. 6а). Микрозоны деформаций содержат катаклазированные зерна кварца и силлиманита, а листочки биотита трассируют их морфологию (рис. 6а). В обр. LP19-14 кордиеритовые реакционные

короны также ассоциируют с микрозонами деформаций, с которыми связана фрагментация зерен граната (рис. 6б). Короны здесь развиты очень слабо или отсутствуют в контактах с кварц-полевошпатовыми участками породы (рис. 6б). Меланократовые прослои в гнейсе, обр. O6-19, сложенные кордиеритом, биотитом, кварцем, плагиоклазом и силлиманитом, также являются микрозонами деформаций, огибающими кварц-полевошпатовые линзы и ксеноморфные зерна граната, вокруг которых формируются линзовидные кордиеритовые короны (рис. 6в). Опять же короны отсутствуют в контактах порфиробластов граната с кварц-полевошпатовыми линзами (рис. 6в). В этом отношении указанные образцы напоминают обр. LP19-11 (Safonov et al., 2021), где кордиеритсодержащие микрозоны деформаций наиболее узкие, а порфиробласты граната, затронутые ими, сильнее разрушены и деформированы.

В образцах DOV-21, LP19-21 и LP19-12 (табл. 1) менее отчетливые микрозоны деформаций, заросшие кордиеритом, маркируются ориентированными листочками биотита и графита (обр. DOV-21), вытянутыми зернами кварца и силлиманита (обр. LP19-21), огибают и рассекают зерна граната (рис. 6г–6е). Зерна граната окружены широкими “рубашками” кордиерита, которые объединяют фрагменты ранее существовавших порфиробластов граната, захватывают агрегаты зерен силлиманита, плагиоклаза и кварца. Короны часто вытянуты в виде линз, указывающих направление зон деформаций.

В кордиеритовых коронах вокруг граната обилен биотит, а также обычно присутствует

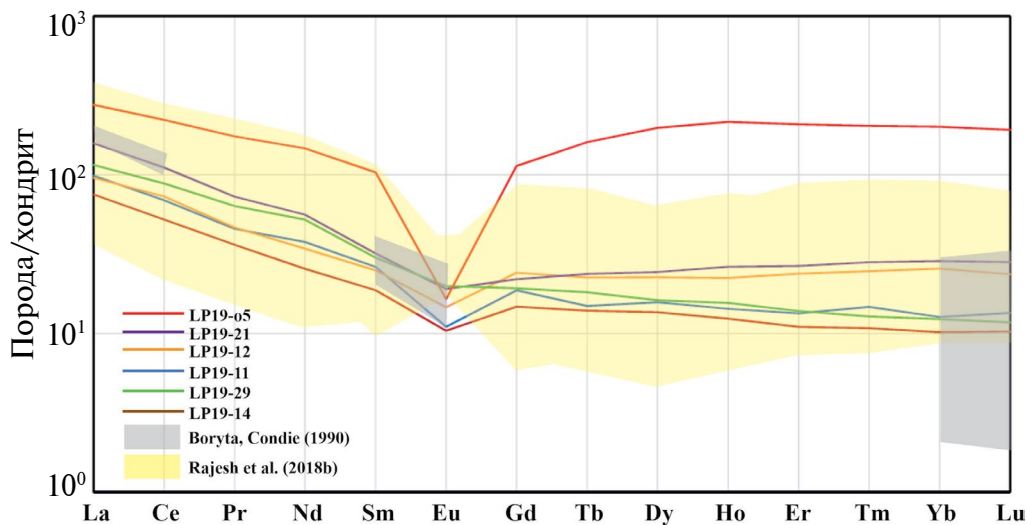
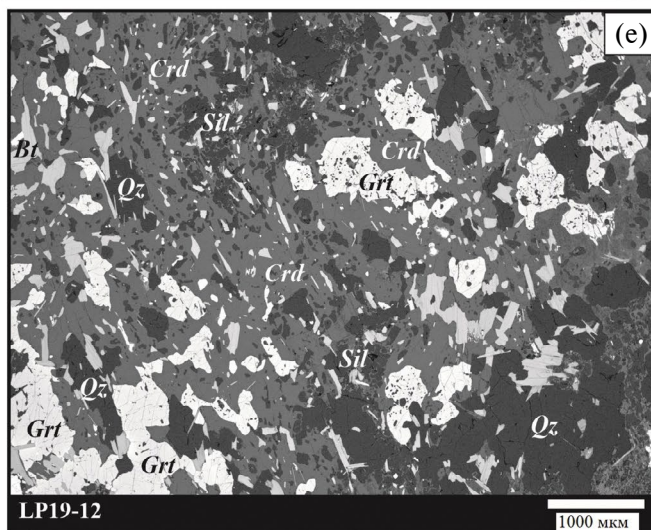
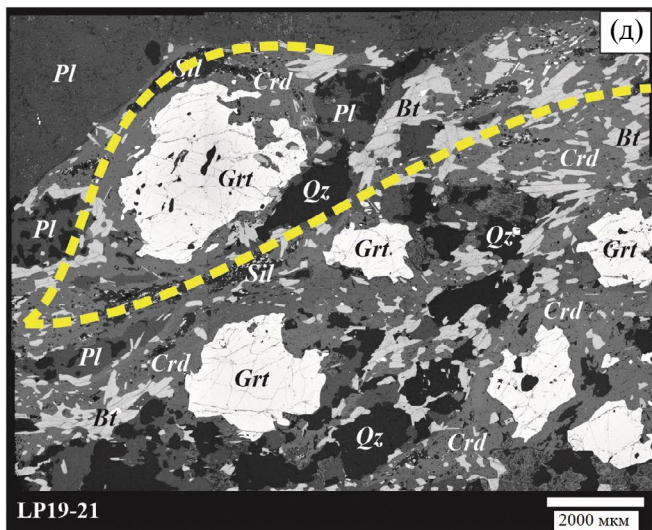
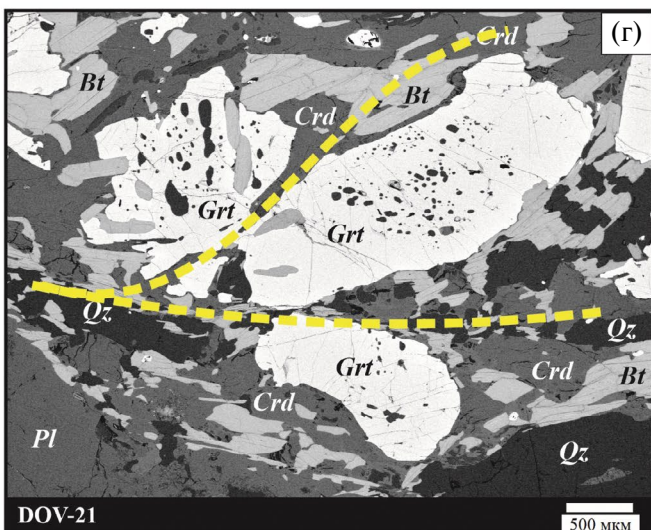
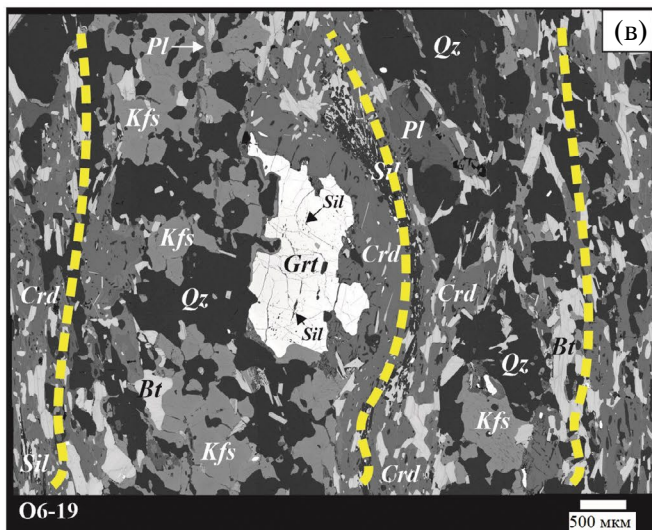
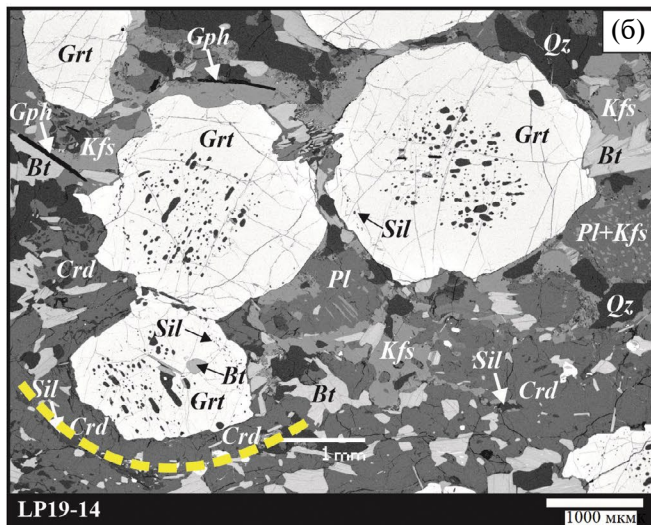
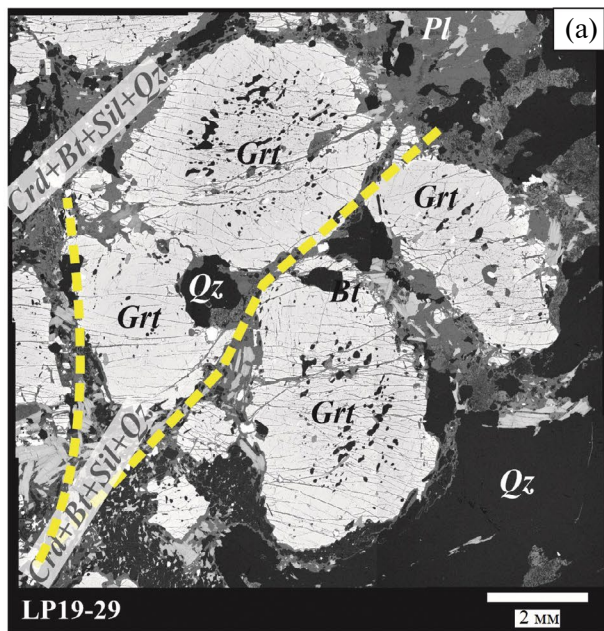


Рис. 5. Спектры REE (нормированные к CI хондриту; McDonough, Sun, 1995) некоторых из изученных образцов метапелитов ЦЗ. Серое поле – спектры REE высокоглиноземистых и низкоглиноземистых метапелитов ЦЗ (Boryta, Condie, 1990). Желтое поле – спектры REE лейкократовых гранитоидов Сингелеле (Rajesh et al., 2018b).



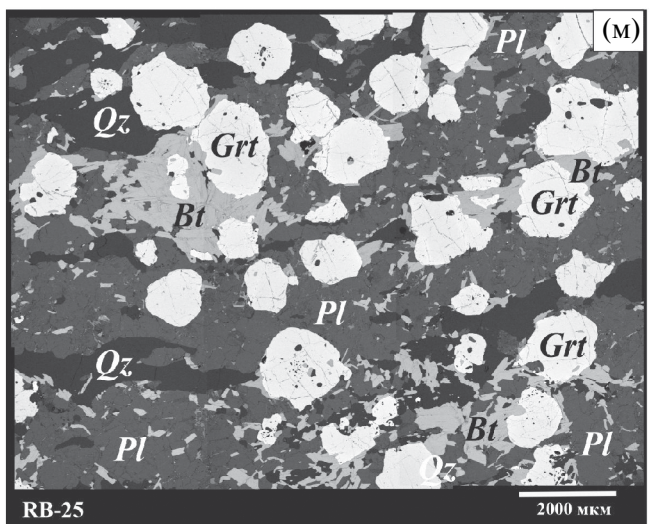
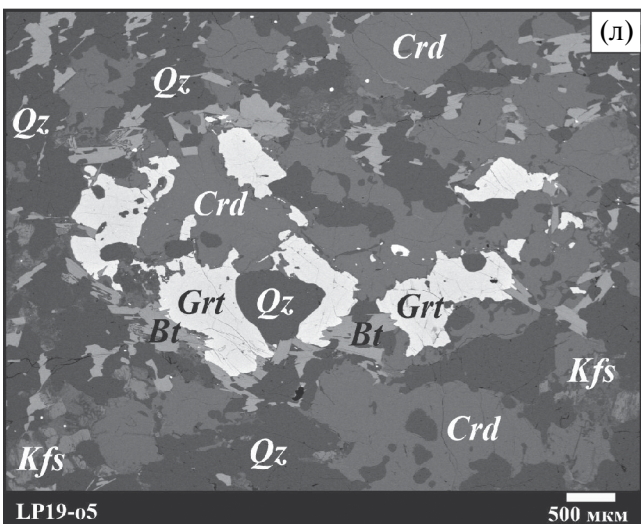
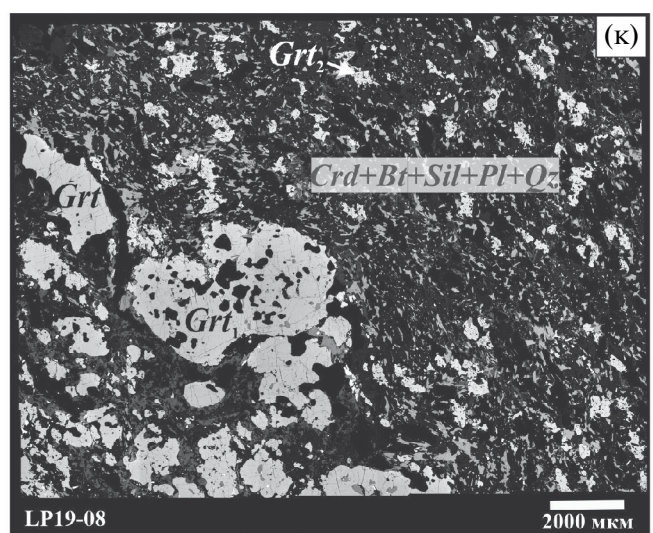
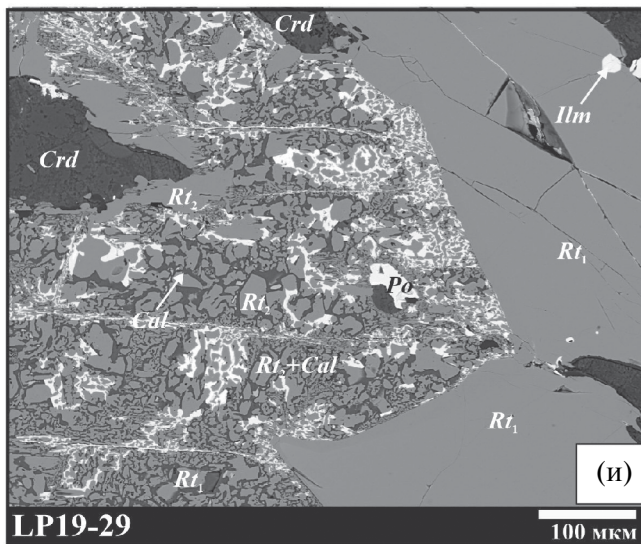
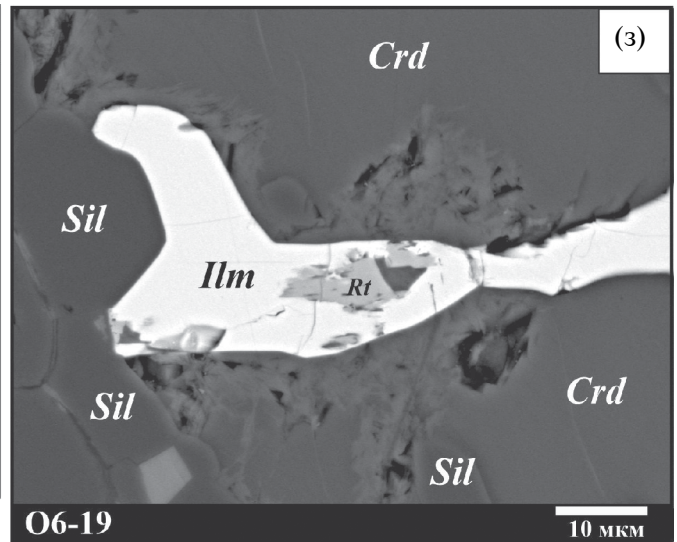
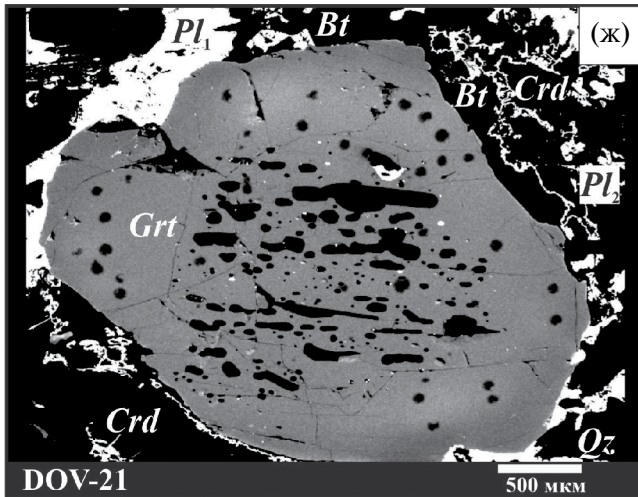


Рис. 6. Петрографические характеристики изученных образцов метапелитов.

(а) Раздробленные зерна граната, окаймленные микрозонами деформаций, обр. LP19-29. (б) Зерна граната, обр. LP19-14; в зернах в кварц-полевошпатовой основной массе ядра, заполненные включениями, окружены симметричной зоной без включений; в зернах, частично окруженных кордиеритовыми коронами, ядра с включениями смещены к краям и срезаны основной массой; в краевых зонах некоторых зерен присутствуют включения силлиманита. (в) Кварц-полевошпатовые линзы и огибающие их микрозоны деформации, сложенные $Crd + Bt + Sil + Qz$, обр. Об-19. (г) Порфиробласт граната, разбитый микрозоной деформации, обр. DOV-21. (д) Фрагменты крупных порфиробластов граната, объединенные кордиеритовой ($+Bt + Sil + Pl + Qz$) короной, развитой по микрозоне деформации, обр. LP19-21. (е) Ксеноморфные зерна граната, окруженные широкими коронами кордиерита ($+биотит$), обр. LP19-12. (ж) Карта распределения Са, демонстрирующая выделения плагиоклаза (светлые зерна и каймы) в коронах вокруг зерна граната, обр. DOV-21; Pl_1 – первичный плагиоклаз, Pl_2 – плагиоклаз в коронах, являющийся продуктом разложения граната. (з) Замещение рутила ильменитом в кордиеритовой короне вокруг граната, обр. Об-19. (и) Рутил-карбонат-сульфидные сростки, обр. LP19-29. (к) Две генерации граната, обр. LP19-08: крупные зерна (Grt_1) с многочисленными включениями, формирующие линзы, и мелкие зерна (Grt_2) с включениями силлиманита в основной массе $Grt + Bt + Sil + Pl + Qz$. (л) Реликтовые зерна граната и калиевого полевого шпата в основной массе $Crd + Bt + Pl + Qz$, обр. LP19-05. (м) Зерна граната в гнейсе, обр. RB-25; некоторые зерна раздроблены и окружены “рубашками” биотита. На фотографиях (а–д) желтые штриховые линии обозначают положение и направление микрозон пластических деформаций, огибающих и разбивающих порфиробласты граната.

плагиоклаз в виде кайм и мелких зерен, хорошо различимых в кордиеритовой матрице на картах распределения Са (рис. 6ж). Хотя калиевый полевой шпат присутствует во всех образцах, кроме LP19-12 (табл. 1), как составляющая лейкосом, он отмечается лишь в виде редких реликтов в кордиеритовых коронах. Рутил, захваченный кордиеритовыми коронами, часто замещен ильменитом (рис. 6з). В кордиеритовых коронах из образцов LP19-12, LP19-29, LP19-08 присутствуют сростания новообразованного рутила (Rt_2) с карбонатами (кальцит, реже Са-Mg-Fe карбонаты и магнетит-сидерит), пиритом или пирротинном, которые окружают реликты прежнего рутила (Rt_1 на рис. 6и). Реликты ильменита в таких структурах (рис. 6и) указывают на то, что рутил-карбонат-сульфидные сростания образовывались по нему.

Таким образом, продуктом разложения граната в метапелитах является ассоциация $Crd + Bt + Pl \pm Qz \pm Sil \pm Ilm$, интенсивность развития которой варьирует от образца к образцу. Короны вокруг граната, сложенные этой ассоциацией, тесно связаны с микрозонами деформаций. Включения кордиерита отсутствуют в зернах граната, подтверждая более позднее образование кордиерита по отношению к гранату в метапелитах. Разрастание кордиеритосодержащих зон деформаций в виде корон с ассоциацией $Crd + Bt + Pl \pm Qz \pm Sil \pm Ilm$ в микрозонах деформаций в целом обуславливает общую гомогенизацию текстур пород.

Такая текстурная гомогенизация хорошо проявлена в образцах LP19-08 и LP19-05 (табл. 1). Образец LP19-08 содержит нечеткие линзы с зернами граната размером 2–4 мм, многочисленные отростки которых продолжают цепочками мелких ксеноморфных зерен в основную массу породы $Crd + Bt + Pl + Qz$, содержащую также силлиманит, сростки рутила, ильменита с пиритом и карбонатами и редкий калиевый полевой шпат (рис. 6к). Основная масса вне линз содержит многочисленные

ксеноморфные зерна граната размером <1 мм (рис. 6з) с включениями силлиманита и кварца. В богатом кордиеритом кварцито-сланце обр. LP19-05 (табл. 1) сохранились лишь редкие (<1 об. %) фрагменты прежних порфиробластов граната, калиевого полевого шпата и первичного плагиоклаза в структурно гомогенной основной массе $Crd + Bt + Pl + Qz$ (рис. 6л). Хаотичное распределение неориентированных листочков биотита в породе демонстрирует отсутствие каких-либо признаков микрозон деформаций.

Гранат-биотитовый гнейс, обр. RB-25, в котором отсутствует кордиерит (табл. 1), текстурно похож на метапелиты (рис. 6м). Порфиробласты граната равномерно распределены в основной массе, где преобладает плагиоклаз, а калиевый полевой шпат присутствует в виде антипертитов, ксеноморфных зерен и кайм (рис. 6м). Отдельные зерна граната окружены “рубашками” агрегатов биотита, которые разбивают некоторые зерна граната на две или более частей. В породе отсутствуют четкие признаки микрозон деформаций (рис. 6м).

Зерна граната во всех образцах (кроме реликтов граната в обр. LP19-05) содержат многочисленные включения (рис. 6а, 6б, 6г, 6е, 6ж, 6м). Наиболее крупные включения обычно сконцентрированы в центральных зонах зерен, тогда как периферийные зоны зерен граната содержат меньше включений или в них включения отсутствуют. В порфиробластах размером >1.5 мм, наименее затронутых микрозонами деформаций, периферийные зоны окружают центральные зоны симметричным кольцом (рис. 6а, 6б, 6ж). Такие порфиробласты обычно заключены в кварц-полевошпатовые участки пород (рис. 6б). В зернах граната или их частях, контактирующих с основной массой, сложенной кордиеритом, силлиманитом, биотитом, новообразованными плагиоклазом и кварцем, зоны с включениями обычно смещены от центров зерен или срезаются основной массой (рис. 6б, 6г, 6е).

Индивидуальные включения кварца и биотита наиболее распространены в зернах граната из исследованных образцов. Они образуют также сростания друг с другом, одним или несколькими другими минералами в составе биминеральных и полиминеральных включений. В образцах DOV-21 и LP19-08 (табл. 1) включения биотита совместно с кварцем расположены лишь в периферийных зонах порфиробластов, тогда как в их центральных зонах включения биотита отсутствуют (рис. 6г). Индивидуальные включения плагиоклаза в гранате редки, но он встречен в составе полиминеральных включений, основу которых составляет ассоциация $Qz + Pl + Bt$. Включения плагиоклаза в зернах граната из образцов LP19-08, DOV-21 и RB-25 тяготеют к зонам с пониженной X_{Ca} , в которых отражаются процессы преобразования граната на ретроградной стадии (см. ниже). Силлиманит также редок среди включений в зернах граната, особенно зерен граната в кварц-полевошпатовых участках пород (например, в обр. LP19-14, LP19-21 и LP19-12). Проявлена особая приуроченность включений силлиманита к зернам граната в прослоях, сложенных кордиеритом и биотитом. Так, в обр. Об-19 кристаллы силлиманита преобладают среди включений в зернах граната из меланократовых прослоев (рис. 6в). В порфиробластах из обр. LP19-14, так же как в обр. LP19-11 (Safonov et al., 2021), мелкие включения силлиманита присутствуют во внешних зонах, контактирующих с кордиеритом (рис. 6б). В обр. LP19-08 в мелких зернах граната в массе $Crd + Bt + Qz + Pl$ силлиманит присутствует наряду с кварцем, биотитом и рутилом (рис. 6к). Таким образом, включения силлиманита – это характерная особенность генераций граната, равновесных с ассоциацией $Crd + Bt + Pl + Qz$. Зоны зерен граната и мелкие зерна граната с включениями силлиманита, вероятно, отражают поздний рост граната ($+Sil + Qz$) по кордиериту.

Из аксессуарных минералов в зернах граната наиболее распространены индивидуальные включения рутила и циркона, а монацит, апатит, графит и сульфиды (пирротин, пирит, халькопирит) более редки. Аксессуарные минералы входят в состав полиминеральных включений. Ильменит, как правило, замещает включения рутила по краям. В гранате из обр. RB-25 (рис. 6м) присутствуют относительно крупные включения ильменита, также содержащие включения рутила. Включения апатита (например, в обр. LP19-08, DOV-21 и RB-25) тяготеют обычно к зонам с пониженной X_{Ca} , подчеркивая общую химическую зональность этих зерен по содержанию Ca (см. ниже).

Наряду с крупными полиминеральными включениями, в порфиробластах граната некоторых образцов присутствуют включения размером менее 20–25 мкм, которые обычно проявляют форму

отрицательного кристалла (рис. 7а, 7б). Группы “расшнурованных” включений подобного вида расположены вдоль залеченных трещин в гранате. Большинство включений сложено криптокристаллическими агрегатами, в которые погружены зерна кварца (рис. 7а), иногда присутствуют биотит, плагиоклаз и аксессуарные минералы. Однако встречаются полнокристаллические разности, где хорошо различимы отдельные фазы (рис. 7б).

В центральных частях порфиробластов граната образцов LP19-29 и LP19-12 среди включений кварца, рутила и биотита встречены полиминеральные включения размером до 25 мкм, содержащие карбонаты (рис. 7в, 7г). Эти темные или непрозрачные в плоскополяризованном свете включения при увеличении проявляют структуру в виде агрегатов двулучепреломляющих кристалликов. Некоторые включения содержат пустоты (рис. 7г). Во включениях преобладает $(Mg, Fe)CO_3$ с варьирующим значением $Mg/(Mg + Fe)$, встречены также $CaCO_3$ и Ca-Mg-Fe карбонаты. В качестве алюмосиликатных фаз во включениях из обр. LP19-29 присутствуют хлорит и пирофиллит, а во включениях из обр. LP19-12 пирофиллит преобладает (рис. 7в, 7г). Включения из обр. LP19-29 также содержат сульфиды, монацит и графит. Включения расположены на разных уровнях среза зерен граната и лишь местами маркируют залеченные трещины в гранате. Обычно они имеют форму отрицательного кристалла гексагонального габитуса (рис. 7г). Отсутствие трещин вокруг карбонатсодержащих включений указывает на их первичный характер.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Анализ минералов проводился с использованием сканирующего электронного микроскопа SEM Jeol 6480 LV, оснащенного EDS-детектором INCA Energy 350 и WDS-детектором INCA Wave 500 (Oxford instruments), в Лаборатории локальных методов анализа вещества на кафедре петрологии и вулканологии МГУ. Анализы выполнялись при ускоряющем напряжении 15 кВ, токе пучка 15 нА, времени счета 100 с при применении коррекции ZAF.

Электронно-зондовый микроанализатор Jeol Superprobe JXA-8230 в той же лаборатории использовался для анализа как главных, так и некоторых микроэлементов (Ti, Sc, Y, P, Cr) в гранате. Анализы выполнялись при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе пучка 100 нА. Для калибровки основных элементов использовались стандарты граната USNM 143968 (Mg-K α_1 , Al-K α_1 и Si-K α_1 – TAP crystal; Fe-K α_1 – LiF crystal) и USNM 87375 (Ca-K α_1 – PET-J crystal). Время подсчета основных элементов было одинаковым как для стандартов, так и для образца: Mg, Ca и Fe – 40 с, Al и Si – 20 с. Разброс измеренных концентраций при

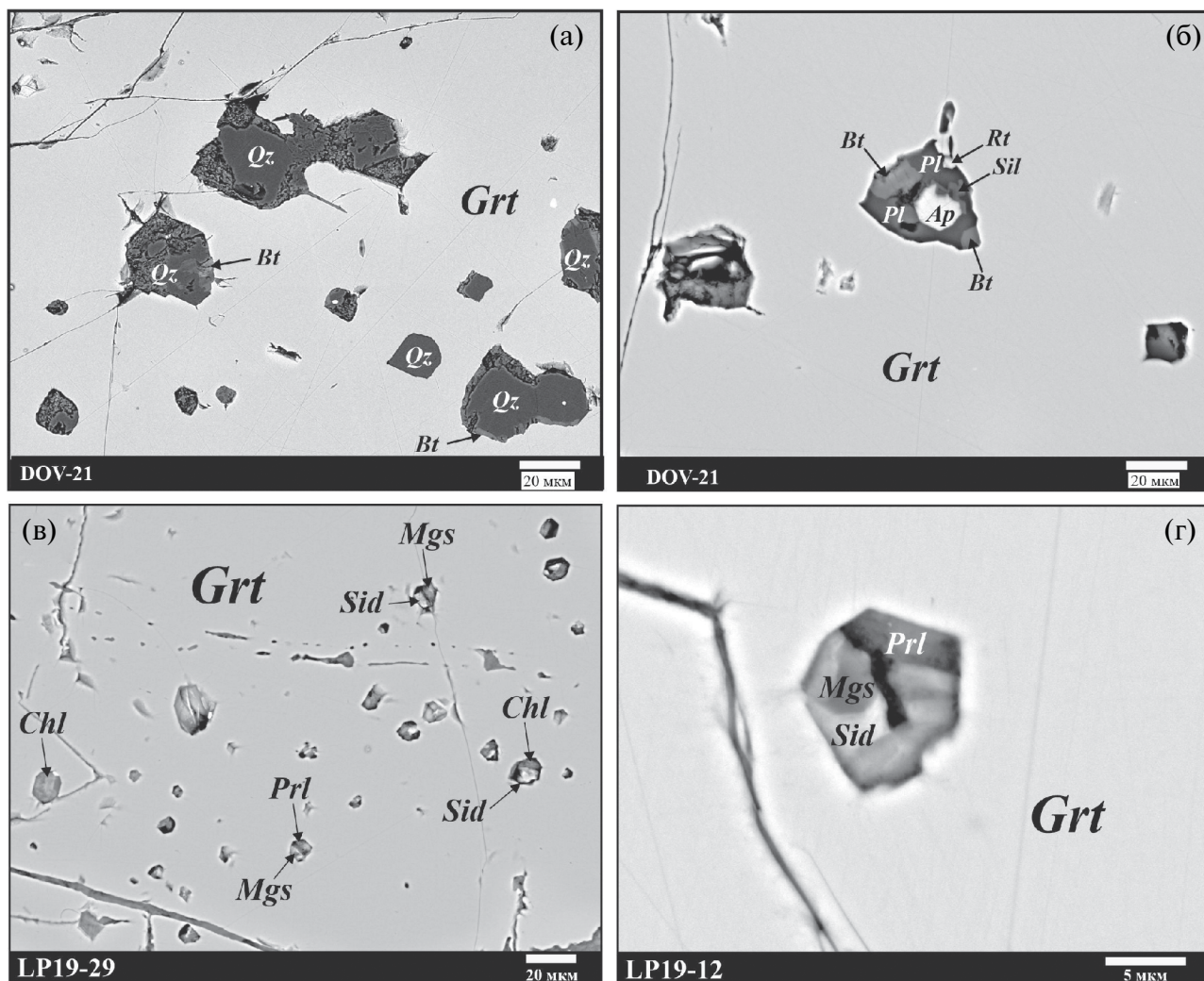


Рис. 7. Поликристаллические включения в гранате из изученных метапелитов.

(а) Включение, состоящее из криптокристаллических агрегатов и кристаллов кварца, в гранате из обр. DOV-21. (б) Раскристаллизованное включение с формой отрицательного кристалла и не затронутое трещинами в гранате из обр. DOV-21. (в) Карбонатсодержащие включения в зерне граната из образца метапелита LP19-29; часть включений затронуто залеченными трещинами. (г) Детализированный вид карбонатсодержащего включения с формой отрицательного кристалла в зерне граната из образца метапелита LP19-12.

анализе основных элементов с использованием вышеуказанных условий не превышал 0.5%. Для анализа малых элементов были использованы следующие стандарты: $MnTiO_3$ для $Ti-K\alpha_1$ и $Mn-K\alpha_1$; Cr_2O_3 для $Cr-K\alpha_1$; $ScPO_4$ для $P-K\alpha_1$ и $Sc-K\alpha_1$; $Y_3Al_5O_{12}$ для $Y-La_1$. Положение максимумов содержания микроэлементов в гранатах определялось путем медленного сканирования соответствующих спектральных интервалов. Время подсчета было установлено для достижения предела обнаружения 0.005 мас. %: 30 с для Ti и Mn , 40 с для Cr , 60 с для P и Y и 80 с для Sc . Ко всем анализам применялась поправка ZAF. Карты элементов с разрешением 300×400 пикселей строились по результатам 24 сканирований со временем выдержки 20 мс при

ускоряющем напряжении 20 кВ и токе пучка 200 нА.

Для идентификации H_2O и CO_2 в кордиерите был использован метод спектроскопии КР (Kolesov, Geiger, 2000; Haefeker et al., 2013). Измерения проводились с помощью спектрометра JY Horiba XPlora Jobin с использованием поляризационного микроскопа Olympus BX41 на кафедре петрологии и вулканологии МГУ. Спектры были получены от зерен кордиерита в шлифах с использованием Ag^+ лазера с длиной волны 532 нм в интервале $100-4000\text{ см}^{-1}$ в течение 30 с. Для уточнения пиков от CO_2 и H_2O в кордиерите дополнительные спектры были получены с большим временем экспозиции в интервалах $1300-1400\text{ см}^{-1}$

(CO_2) и $3500\text{--}3600\text{ см}^{-1}$ (H_2O). Разложение спектров проводилось с помощью программного комплекса FITYK (Wojdyr, 2010; <https://fityk.nieto.pl/>) в предположении гауссовой формы пиков после вычитания фона, описываемого полиномами третьей-четвертой степени.

Флюидные включения исследовались в пластинках толщиной $200\text{--}300\text{ мкм}$ с двусторонней полировкой с использованием термокриометрической установки Linkam (THMSG 600) в ИЭМ РАН (Черноголовка), позволяющей автоматически охлаждать/нагревать образец со скоростью от 0.1 до $90^\circ\text{C}/\text{мин}$ в интервале от -195 до 600°C . Стандартная аппаратная ошибка измерений составляла $\pm 0.1^\circ\text{C}$. Систематическая калибровка установки производилась по природным (CO_2 , Camperio, Alps) и синтетическим (H_2O) включениям в кварце. Плотность и мольный объем флюидных включений вычисляли по программе FLUIDS (Bakker, 2003), а изохоры рассчитывали согласно модели (Duan et al., 1996).

СОСТАВ И ЗОНАЛЬНОСТЬ ГРАНАТА

Характерная особенность порфиروبластов граната в изученных метапелитах – это относительная гомогенность их центральных частей в отношении X_{Mg} , что ранее отмечалось при исследовании метапелита, обр. LP19-11 (Safonov et al., 2021). Например, вариации этого параметра в центрах крупных порфиروبластов граната из образцов LP19-14, LP19-29, DOV-21 и RB-25 не превосходят 0.02 (рис. 8а–8г), осложняясь лишь Fe-Mg обменом на границах с включениями биотита. Вариации X_{Mg} в краевых частях порфиروبластов определяются тем, с каким минералом контактирует гранат. На контактах с кварцем и полевыми шпатами X_{Mg} зерен граната меняется слабо (см. профиль X_{Mg} через зерно граната из обр. LP19-14 на рис. 8б), а наиболее сильно этот параметр снижается на контактах граната с биотитом и кордиеритом (рис. 8г, а также серия фотографий Mg на рис. 9а–9е). Это означает, что вариации X_{Mg} граната – это эффект обменных реакций граната с Fe-Mg минералами, не связанный с ростовой зональностью порфиروبластов граната.

В отличие от Mg, распределение Ca в порфиروبластах граната в исследованных образцах очень разнообразно. Так, например, в порфиروبластах из метапелита, обр. LP19-14, X_{Ca} симметрично снижается от широких центральных зон с включениями к краям вне зависимости от изменения X_{Mg} (рис. 8а, 8б). В отличие от порфиروبластов в обр. LP19-14, “размытые” области с повышенными значениями X_{Ca} (до 0.040) на фоне общего относительного постоянства $X_{\text{Ca}} = 0.030\text{--}0.033$ в порфиروبластах граната из обр. DOV-21 находятся вне центральной зоны с крупными включениями (рис. 8в, 8г).

Различные варианты неоднородности порфиروبластов граната в изученных образцах показаны на рис. 9а–9е серии Са. На рис. 9а–Са видно, что ядро с повышенным X_{Ca} до 0.065 в порфиробласте, обр. LP19-29, не совпадает с областями, содержащими включения, и занимает примерно треть центральной области порфиробласта, а X_{Ca} в большей части области с включениями заметно ниже ($0.047\text{--}0.048$). Сложная зональность зерен граната из обр. LP19-21 выражена в чередовании областей (Grt_1) с X_{Ca} до 0.060 с участками Grt_2 , где X_{Ca} резко снижается $0.030\text{--}0.026$ (рис. 9б–Са). В обр. LP19-08 реликтовые ядра различного размера с $X_{\text{Ca}} = 0.032\text{--}0.033$ (Grt_1) объединены зонами с $X_{\text{Ca}} = 0.022\text{--}0.024$ (Grt_2) (рис. 9в–Са). В образцах LP19-21 и LP19-08 гранат с низким X_{Ca} (Grt_2) образует выросты и мелкие зерна в основной массе породы вокруг крупных зерен (рис. 9б–Са, 9в–Са). Однако в некоторых мелких зернах граната в основной массе все же проявляются реликты Grt_1 с большим X_{Ca} . В зернах граната из обр. Об-19 отдельные участки Grt_1 различной формы и размера с X_{Ca} до 0.05 образуют реликты в матрице Grt_2 , в которой X_{Ca} не превосходит 0.03 (рис. 9г–Са).

Сопоставление карт распределения Mg и Са в зернах граната (рис. 9а–9д) демонстрирует, что, несмотря на значительные вариации по X_{Ca} , значения X_{Mg} внутри зерен обычно малы. Тем не менее высококальциевые реликты, оказавшиеся в контакте с кордиеритом и/или биотитом, также подвергаются Fe-Mg обмену, который, однако, мало влияет на зональность по Са. Например, фрагменты зерен граната из образцов Об-19 и LP19-05 в основной массе $Crd + Bt + Pl + Qz$ из-за активного Fe-Mg обмена с окружающими кордиеритом и биотитом характеризуются низкими значениями X_{Mg} ($0.25\text{--}0.22$ в обр. Об-19 и $0.25\text{--}0.15$ в обр. LP19-05), но в них все же сохранились участки с повышенными значениями X_{Ca} (рис. 9г–Са и 9д–Са).

В описанных выше примерах зональность зерен граната по Са обусловлена сохранением богатых этим элементом реликтов во фрагментированных зернах. В отличие от них в зернах граната из гранат-биотитового гнейса, обр. RB-25, зоны, обедненные Са ($X_{\text{Ca}} = 0.034\text{--}0.038$), образуют округлые пятна внутри зерен, к которым приурочены скопления включений (рис. 9е–Са). Мелкие трещины местами соединяют пятна с внешними зонами ($X_{\text{Ca}} = 0.035\text{--}0.039$), которые также представляют собой серию залеченных трещин по краю порфиروبластов. Очевидно, что пятна с пониженным X_{Ca} – это результат зарастания зерен граната внутри зерен, а внешние каймы и мелкие залеченные трещины формировались при его растрескивании одновременно или сразу после образования низкокальциевых пятен внутри зерен. Зерна граната в обр. RB-25 также гомогенны по X_{Mg} (рис. 9е–Mg).

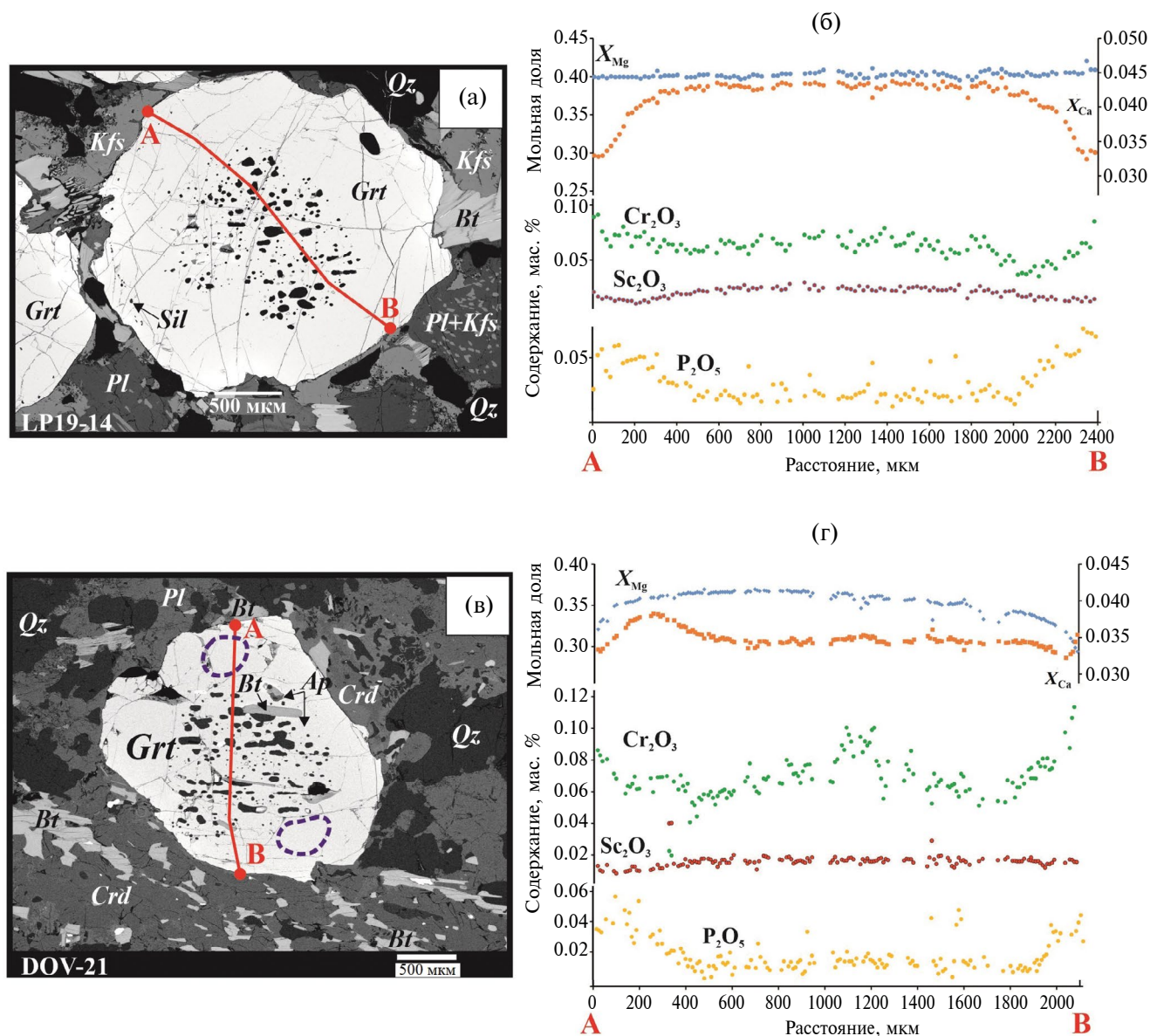


Рис. 8. Профили значений X_{Mg} и X_{Ca} и содержания Cr_2O_3 , Sc_2O_3 и P_2O_5 в зернах граната из образцов LP19-14 и DOV-21.

(а) Положение профиля в зерне граната, заключенного в кварц-полевощпатовую основную массу из обр. LP19-14; биотит присутствует локально по краю зерна. (б) Профили значений X_{Mg} и X_{Ca} и содержания Cr_2O_3 , Sc_2O_3 и P_2O_5 в зерне граната на рис. 9а. (в) Положение профиля в зерне граната, частично окруженного кордиеритовой короной из обр. DOV-21; пунктирные контуры отмечают реликтовые области с повышенным значением X_{Ca} , одна из которых пересечена профилем на рис. 9г. (г) Профили значений X_{Mg} и X_{Ca} и содержания Cr_2O_3 , Sc_2O_3 и P_2O_5 в зерне граната на рис. 9в.

К зонам с пониженным X_{Ca} внутри зерен граната часто приурочены включения кварца и изредка силлиманита и плагиоклаза. В краях зерен такие зоны обычно сопровождаются каймами и мелкими зернами плагиоклаза в основной массе $Crd + Bt + Pl + Qz$. В обр. LP19-08 к низкокальцевым зонам в зернах граната приурочены включения Са-карбонатов (рис. 9в-Са), а в образцах LP19-29, DOV-21, RB-25 они содержат включения апатита.

Итак, элементное профилирование и картирование порфиробластов граната, в разной степени замещенных ассоциацией $Crd + Bt + Pl + Qz$, демонстрируют, что вариации значений X_{Mg} и X_{Ca} граната не взаимосвязаны. Зоны порфиробластов с максимальными значениями X_{Mg} и X_{Ca} для отдельно взятого образца характеризуют ранние генерации граната. Зональность по X_{Ca} формировалась в ходе реакций, ведущих к снижению содержания

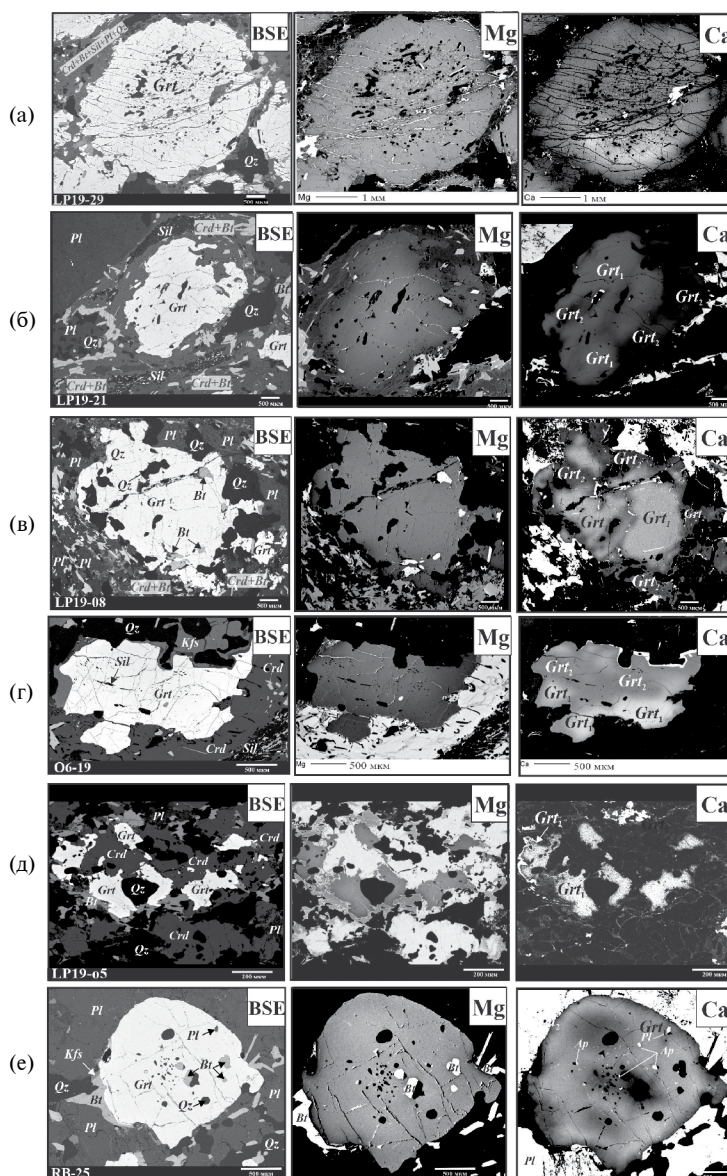


Рис. 9. Карты распределения Mg и Ca в порфиробластах граната из образцов LP19-29 (а), LP19-21 (б), LP19-08 (в), O6-19 (г), LP19-05 (д) и RB-25 (е).

гроссуляровой составляющей в гранате при почти постоянном значении X_{Mg} . Такие соотношения X_{Mg} и X_{Ca} сохранились в зонах (например, залеченных трещинах) во внутренних частях порфиробластов, незатронутых Fe-Mg обменом с внешней основной массой. Зональность по X_{Mg} накладывалась позже в ходе обменных реакций граната с кордиеритом и биотитом, а заключительные стадии эволюции образцов выразились в минимальных значениях X_{Mg} и X_{Ca} во внешних зонах зерен граната. Эта последовательность вариаций X_{Mg} и X_{Ca} стала основой для анализа эволюции P - T условий посредством метода псевдосечений и соответствующих изоплет (см. ниже).

В зернах граната из изученных метапелитов зонально распределены малые элементы, такие как Cr, P, Sc. Для примера на рис. 8б, 8г показаны профили Cr_2O_3 , P_2O_5 и Sc_2O_3 в порфиробластах граната из образцов LP19-14 и DOV-21. Они похожи, несмотря на различия в зональности по X_{Mg} и X_{Ca} . Центральные зоны зерен с включениями содержат максимальные концентрации Cr_2O_3 и Sc_2O_3 и минимальную P_2O_5 . Вкrest зональности содержания Cr_2O_3 и Sc_2O_3 снижаются к минимумам, а содержание P_2O_5 плавно возрастает к краям и лишь в самых краевых зонах отмечается его снижение (рис. 8б, 8г).

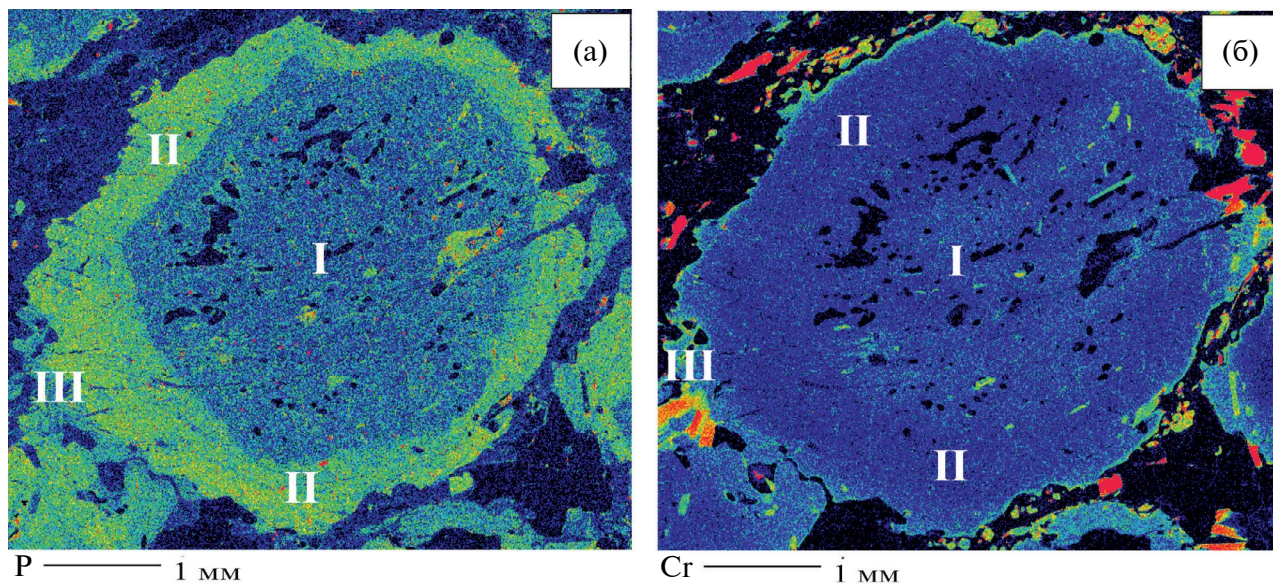


Рис. 10. Карты распределения Р (а) и Sr (б) в порфиробласте граната из обр. LP19-29. I–III – зоны в порфиробласте (см. текст).

Замечательный пример зонального распределения Р и Sr предоставлен в порфиробластах граната в обр. LP19-29 (рис. 10а, 10б). Подобно образцам LP19-14 и DOV-21 (рис. 8б, 8г), центральные области порфиробластов выделяются по минимальному содержанию фосфора (<0.02 мас. % P_2O_5 ; зона I на рис. 10а) и содержат включения апатита (сравните с рис. 9а-Са). Периферийные, особенно краевые, зоны относительно обогащены P_2O_5 (до 0.06 мас. %; зона II на рис. 10а). Здесь включения фосфатов редки, и они представлены, главным образом, монацитом. Самые внешние зоны порфиробластов характеризуются низким содержанием P_2O_5 , как и СаО (зоны III на рис. 10а), что обусловлено их равновесием с основной массой, включающей плагиоклаз (содержащий P_2O_5), апатит и монацит.

Уравновешивание с основной массой осуществляется не только за счет роста новых внешних зон граната, но и за счет разрушения ранее образованных высокофосфористых зон (см. нижнюю часть порфиробласта на рис. 10а).

СОСТАВ КОРДИЕРИТА

Магнезиальность кордиерита варьирует от 0.72 в образце метапелита LP19-21 до 0.85 в образцах LP19-29 и LP19-11 (табл. 3). Наиболее заметные вариации (5–7 мол. %) магнезиальности кордиерита в образцах обычно проявлены на контактах с гранатом из-за Fe-Mg обмена между минералами. Кордиерит во всех изученных образцах содержит Na (табл. 3). Максимальное содержание этого

Таблица 3. Средние характеристики состава кордиерита

Образец	X_{Mg}^{Crd}	Na, форм.ед.	$T, ^\circ C^*$	n	C_{2a}	C_{2b}
DOV-21	0.79	0.017	796	5	0.60	1.98
LP19-08	0.81	0.015	802	1	0.82	3.29
LP19-11	0.85	0.009	814	4	0.26	0.46
LP19-12	0.79	0.009	814	3	0.86	3.81
LP19-14	0.82	0.015	802	5	0.83	1.23
LP19-21	0.72	0.023	784	4	1.33	1.75
LP19-29	0.84	0.006	820	-	н.о.	н.о.
LP19-о5	0.73	0.029	772	5	0.16	0.27
О6-19	0.74	0.02	790	5	0.62	1.02

Примечание. *Средняя температура, рассчитанная по содержанию Na в кордиерите (Tropper et al., 2018); n – количество спектров; C_{2a} и C_{2b} – среднее содержание CO_2 в кордиерите (мас. %), рассчитанное соответственно по уравнениям (2а) и (2b) из работы (Haefeker et al., 2013), н.о. – для кордиерита не были получены надежные КР-спектры.

элемента (0.035–0.040 форм. ед.) отмечено в кордиерите из обр. LP19-05 (табл. 3, рис. 11а, 11б). Проявляется заметная обратная корреляция среднего содержания Na в кордиерите со средней магнезиальностью минерала (рис. 11а). В наиболее магнезиальном кордиерите (обр. LP19-11 и LP19-29) она не превосходит 0.01 форм. ед. Среднее содержание Na в кордиерите отдельных образцов прямо коррелирует с валовым содержанием Na₂O в них (рис. 11б). Так как содержание Na₂O в метапелитах контролируется количеством полевых шпатов в породах (прежде всего, плагиоклаза), эта корреляция, по-видимому, отражает буферирование содержания Na в кордиерите его равновесием с плагиоклазом (Thorpe et al., 2018). От этой зависимости отклоняется лишь кварцито-сланец, обр. LP19-05 (рис. 11б), бедный гранатом и плагиоклазом, но богатый кордиеритом.

КР-спектры кордиерита всех образцов обычно содержат пики ~1383 см⁻¹, отвечающие колебаниям 2ν₂ молекул CO₂, пики ~3597 см⁻¹, отражающие колебания молекул H₂O класса I, а также пики ~970 (ν₁) и ~1180 (ν₃) см⁻¹ колебаний тетраэдров SiO₄ структуры кордиерита (Kolesov, Geiger, 2000; Naefeker et al., 2013). Различия в интенсивности пиков CO₂ (рис. 12) отражают разное содержание CO₂ в кордиерите из разных образцов. Используя уравнения зависимости отношения интенсивности пиков I₁₃₈₃/I₉₇₀ и I₁₃₈₃/I₁₁₈₀ для лазера с длиной волны 514 нм от концентрации CO₂ в кордиерите (Naefeker et al., 2013), было оценено содержание этого компонента в кордиерите во всех образцах (табл. 3), кроме LP19-29.

Результаты расчетов концентрации CO₂ в кордиерите по двум уравнениям (2а и 2б из работы Naefeker et al., 2013) не всегда сопоставимы (табл. 3). Так, для образцов LP19-08, DOV-21, LP19-12 полученные значения по уравнению 2б превосходят результаты, рассчитанные по уравнению 2а. Расхождения могут быть обусловлены как ориентировкой кристаллов кордиерита в шлифах, так и неопределенностью выделения фона и разложения КР-спектров (Naefeker et al., 2013). Содержание CO₂ > 3 мас. %, рассчитанное по уравнению 2б для образцов LP19-08 и LP19-12, превышает наиболее высокую его концентрацию, измеренную методом SIMS для кордиерита из ультравысокотемпературных гранулитов, 2.57 ± 0.19 мас. % (de Roever et al., 2023). Поэтому мы полагаем, что значения, оцененные по уравнению 2а и находящиеся в пределах значений для других образцов (табл. 3), наиболее близки к реальным. Исходя из этих предположений, кордиерит из образца метапелита LP19-21 наиболее богат CO₂ (>1 мас. %), а наиболее беден CO₂ (~0.2 мас. %) кордиерит из образца кварцито-сланца LP19-05 (табл. 3).

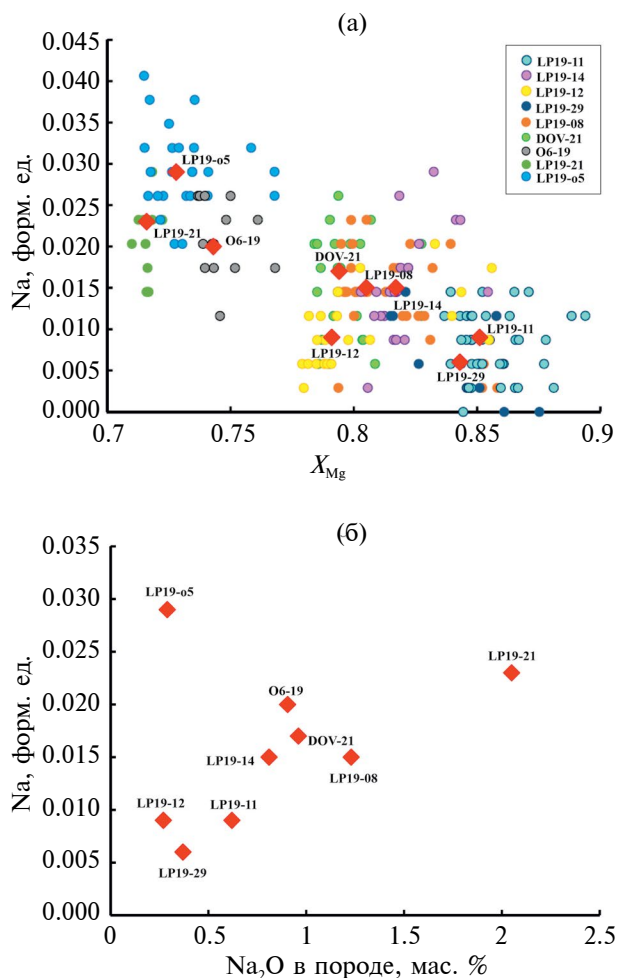


Рис. 11. Вариации состава кордиерита в изученных метапелитах ЦЗ. (а) Вариации X_{Mg} и содержания Na (форм. ед.) в кордиерите; красные ромбы обозначают средние значения для каждого образца. (б) Общая зависимость среднего содержания Na (форм. ед.) в кордиерите от содержания Na₂O в породах; отклоняется от общей закономерности точка для обр. LP19-05.

ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ

Флюидные включения исследованы в кварце из семи образцов (табл. 4). В образцах LP19-29, LP19-12 и LP19-21 выявлены ассоциации водно-солевых включений и CO₂ в пределах отдельных зерен кварца (рис. 13а). Изометричные включения CO₂ размером 5–20 мкм обладают обычно хорошо выраженными гранями негативного кристалла с затменными краями и четкими границами. Температура плавления включений CO₂ ниже –56.6°C (табл. 4) указывает на присутствие CH₄ или N₂ в смеси с CO₂ (van den Kerkhof et al., 1991; van den Kerkhof, Thiéry, 2001). Температура плавления порядка –60°C (табл. 4) соответствует содержанию CH₄ 15–17 мол. % (van den Kerkhof, Thiéry, 2001).

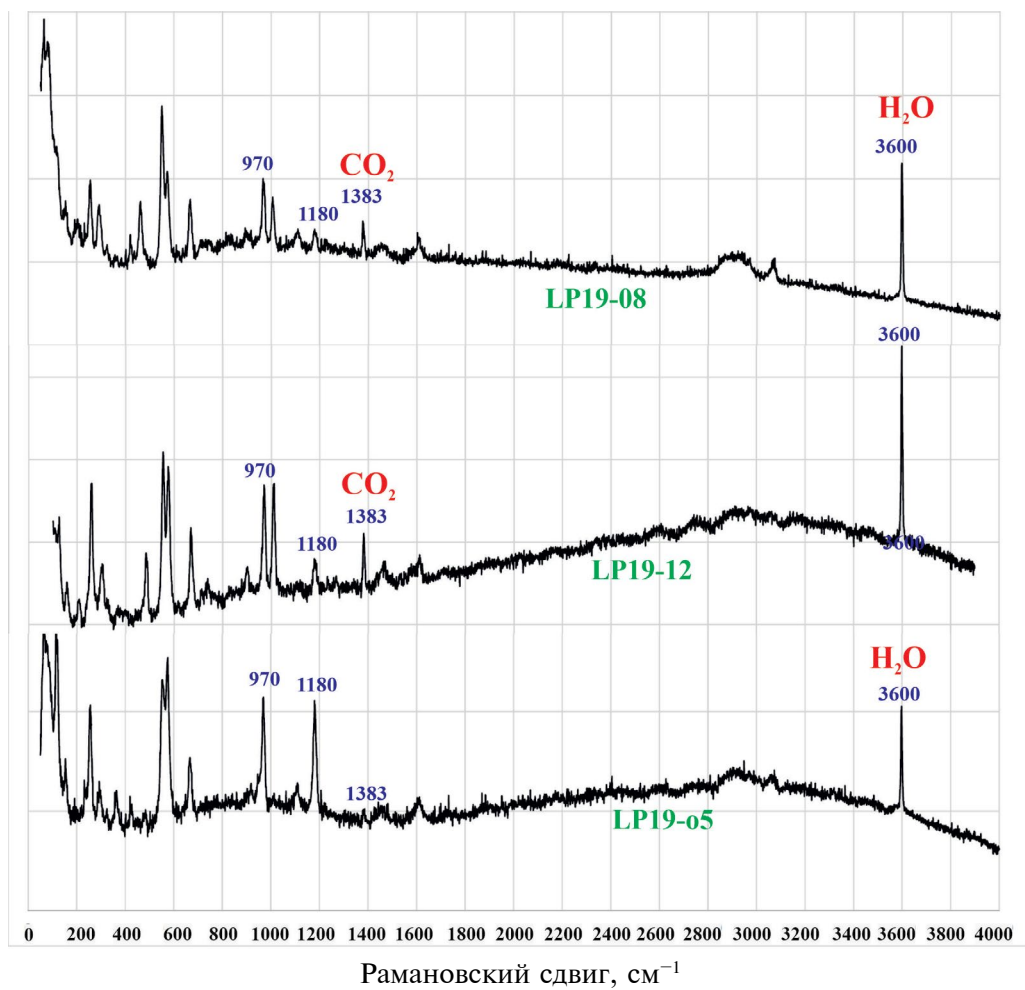


Рис. 12. Представительные КР-спектры кордиерита.

(а)

(б)

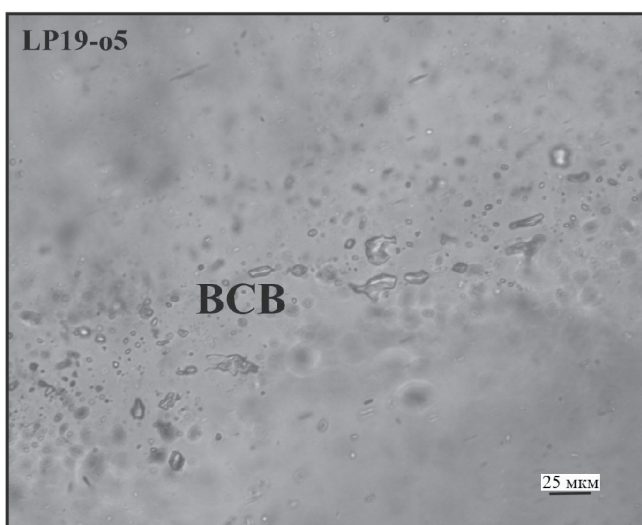
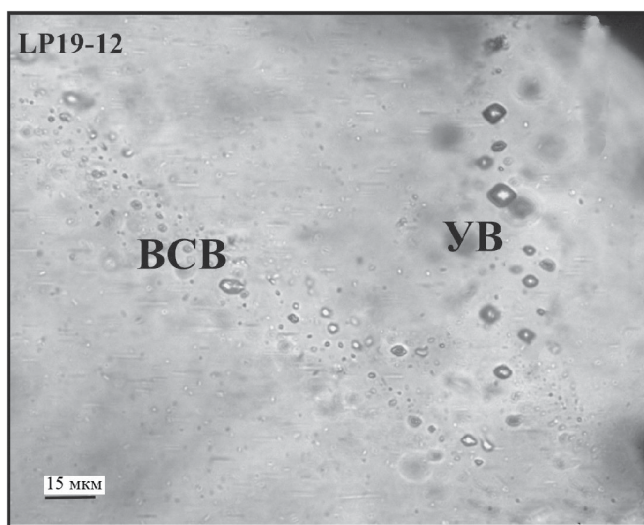


Рис. 13. Флюидные включения в кварце из метапелитов.

(а) Ассоциация включений CO_2 (УВ) и водно-солевых включений (ВСВ) в обр. LP19-12; (б) водно-солевые включения из обр. LP19-05.

Таблица 4. Результаты исследования флюидных включений в кварце

Образец	Включения CO ₂			Водно-солевые включения		
	T ^m , °C	T ^h , °C	ρ, г/см ³	T ^m _{нач.} , °C	T ^m _{кон.} , °C	Концентрация NaCl-экв., мас. %
LP19-29*	–59.8 – –61.1	–31.1–25.7	1.08–0.70	–56 – –50	–9.8 – –10.5	13.8–14.5
LP19-12*	–57.5 – –59.7	–22.4–12.1	1.04–0.85	–55 – –49	–7.5 – –10.3	11.1–14.3
LP19-21	–58.8 – –60	–24.3–22.7	1.05–0.74	–55 – –49	–4.2 – –8.5	6.7–12.3
LP19-13	–58.5 – –59.0	9.8–22.1	0.86–0.75	–56 – –50	–3.8 – –4.3	6.1–6.9
LP19-11	-	-	-	н.и.	–3–4.1	4.9–6.6
LP19-14 [#]	-	-	-	–55 – –50	–3.5 – –4.0	5.7–6.4
LP19-о5	-	-	-	–55 – –50	–2–5.5	3.4–8.5

Примечание. Термокриометрические измерения флюидных включений проводились с использованием установки Linkam (THMSG 600) в ИЭМ РАН. T^m – температура плавления (для водно-солевых включений: нач. – начало плавления, кон. – конец плавления), T^h – температура гомогенизации; н.и. – температура не измерялась, прочерк – включения не обнаружены в образце.

*В гранате присутствуют карбонатсодержащие полиминеральные включения, [#]образец содержит отдельные метан-азотные включения с T^h (в жидкую фазу) от –96.1 до –78.2°C.

Присутствие этого компонента указывает как на преобразования флюида во включениях на ретроградной стадии, так и на изначальное наличие в этих включениях H₂O (van den Kerkhof et al., 1991; van den Kerkhof, Thiéry, 2001). Эта характеристика включений CO₂ в кварце метапелитов ЦЗ отмечалась ранее (Huizenga et al., 2011). Температуры гомогенизации (табл. 4) соответствуют плотности флюида во включениях 1.08–0.70 г/см³ (табл. 4). Размер водно-солевых включений в зернах кварца из образцов LP19-29, LP19-12 и LP19-21 варьирует от первых микрон до 25 мкм (рис. 13а). Их начальная температура плавления от –56 до –49°C отвечает присутствию в растворе NaCl, CaCl₂, MgCl₂ и KCl, а конечная температура плавления от –7.5 до –10.5°C соответствует концентрации NaCl-экв. 11–14 мас. % (табл. 4).

В образце гранита LP19-13 флюидные включения представлены, главным образом, водно-солевыми разностями, а включения CO₂ редки (табл. 4). Начальная температура плавления водно-солевых включений составляет от –56 до –50°C, а конечная температура плавления от –3.8°C до –4.3°C соответствует концентрации NaCl-экв. 6.1–6.9 мас. %. Плотность включения CO₂ в этом образце заметно ниже, чем в образцах LP19-29, LP19-12 и LP19-21 (0.863–0.749 г/см³), а температура плавления варьирует от –58.5 до –59°C, что также указывает на присутствие CH₄ или N₂ в смеси с CO₂.

В образцах LP18-14, LP19-11 и LP19-о5 включения CO₂ не обнаружены (табл. 4). В этих образцах кварц содержит мелкие (<25 мкм) водно-солевые включения неправильной формы, локализованные вдоль залеченных трещин (рис. 13б). Они характеризуются начальной температурой плавления от

–55 до –50°C, указывающей на присутствие в растворе NaCl, CaCl₂, MgCl₂ и KCl. Конечная температура плавления от –2 до –5.5°C соответствует концентрации NaCl-экв. 4.9–8.5 мас. %, т.е. более низкой, чем ее концентрация во включениях образцов LP19-29, LP19-12 и LP19-21 (табл. 4).

МОДЕЛИРОВАНИЕ МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ МЕТАПЕЛИТОВ

Методика моделирования

Моделирование минеральных парагенезисов пород проводилось посредством метода минимизации энергии Гиббса (метода псевдосечений) в системе MnO–Na₂O–CaO–K₂O–FeO–MgO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O–TiO₂–O₂ с использованием версии 7.0.9 программного комплекса PERPLE_X (Connolly, 2005). В расчетах использовались стандартные термодинамические свойства конечных членов твердых растворов из базы данных Т. Холланда и Р. Пауэлла (Holland, Powell, 2011; файл hp11ver.dat) и следующие модели минералов–твердых растворов (White et al., 2014): Bi(W) для Fe³⁺, Ti и Mn-содержащего биотита; Crd(W) для водосодержащего Fe–Mg–Mn кордиерита; Gt(W) для Mg–Fe²⁺–Mn–Ca–Fe³⁺ граната и Ilm(DS6) для Fe²⁺–Mg–Mn–Fe³⁺ ильменита. Модель “feldspar” (Elkins, Grove, 1990) бралась для твердого раствора полевого шпата, а для водосодержащего расплава гранитного состава – модель melt(W) (White et al., 2014).

Псевдосечения рассчитывались для валовых составов пород из табл. 2. Низкое содержание Fe₂O₃ в породообразующих минералах, присутствие пирротина и пентландита, а также графита в некоторых

породах (табл. 1) указывают на пониженную летучесть O_2 при метаморфизме пород. Поэтому псевдосечения рассчитывались при содержании свободного O_2 (как показателя содержания Fe_2O_3) в системе 0.005 мас. %. Стратегия расчета P – T псевдосечений для каждого образца включала предварительное построение диаграммы для произвольного содержания H_2O (бралось значение 1 мас. %, как среднее значение потерь после прокаливании; табл. 2). На ней выявлялась P – T область сходимости изоплет составов сосуществующих минералов (X_{Mg}^{Grt} , X_{Ca}^{Grt} , X_{Mg}^{Bt} , X_{Mg}^{Crd} , X_{Ca}^{Pl}) для выбранного образца. Оптимальное содержание H_2O в системе (M_{H_2O} ; табл. 2) уточнялось по наилучшей сходимости тех же изоплет на псевдосечениях T – M_{H_2O} и/или P – M_{H_2O} . После этого P – T диаграмма пересчитывалась для уточненного значения M_{H_2O} . При необходимости цикл пересчетов диаграмм повторялся. Рассчитанные P – T псевдосечения приведены в Supplementary 2, на рис. ESM_1–ESM_10. На диаграммах приведены реперные параметры составов минералов для каждой стадии эволюции образцов.

P–*T* псевдосечения

P – T псевдосечение и P – T тренд для образца метапелита LP19-11 в западной части купольной структуры Ха-Тшанзи (рис. 2) рассматриваются нами (Safonov et al., 2021) как эталонные для метапелитов ЦЗ. P – T тренд включает (1) этап субизотермической декомпрессии с 10–10.2 кбар до 7.5–7.0 кбар при 810–830°C в P – T поле стабильности ассоциации $Grt + Bt + Pl + Sil + Qz + Rt$ + расплав и (2) этап декомпрессии–остывания, характеризующийся более пологим наклоном тренда в полях кордиеритсодержащих ассоциаций (рис. 3). Близкую к псевдосечению для обр. LP19-11 (Safonov et al., 2021) топологию имеют псевдосечения для метапелитов из северной части структуры Ха-Тшанзи (обр. LP19-14, см. Supplementary 2, ESM_1) и зоны деформации Чипизе (обр. LP19-29, см. Supplementary 2, ESM_2). В них выделяются области без кордиерита и содержащие кордиерит, границы между которыми находятся в интервале 6.5–7.5 кбар (см. Supplementary 2, ESM_1, 2) в зависимости от содержания H_2O в системе (табл. 2). Ступень на солидусах при 5.5–6 кбар, где температура увеличивается на 50–70°C, связана с поглощением воды новообразованным кордиеритом (Stevens et al., 1995). Суперпозиция изоплет максимальных значений X_{Mg} и X_{Ca} в центральных зонах порфиобластов граната и изоплет X_{Ca} в плагиоклазе из лейкократовых участков пород указывают на 9.5–10 кбар и 810–820°C для обр. LP19-14 и ~10.5 кбар и 830–840°C для обр. LP19-29 в поле стабильности ассоциации $Grt + Pl + Bt + Sil(Ky) + Qz + Rt$ с 11–13 об. % гранитным расплавом (см. Supplementary 2, I на ESM_1, 2). Понижение X_{Ca} к краям зерен граната на контактах с

кварц-полевошпатовыми участками породы при постоянстве X_{Mg} (рис. 8б) соответствует субизотермической декомпрессии в присутствии расплава до ~7.5 кбар для обр. LP19-14 и менее 6.5 кбар для обр. LP19-29, при которых появляется кордиерит (см. Supplementary 2, II на ESM_1, 2). Снижение значений X_{Mg} граната в ассоциации с кордиеритом отражает Fe-Mg обмен между минералами на фоне остывания (см. Supplementary 2, III на ESM_1, 2).

В отличие от псевдосечений для образцов LP19-14 и LP19-29, в солидусах пород обр. LP19-21 из северной части структуры Кемпбелл и обр. LP19-08 из обрамления плутона Булаи (рис. 2) на псевдосечениях (см. Supplementary 2, ESM_3, 4) не проявлены ступени, связанные с появлением кордиерита. В обоих случаях солидусы находятся при 710–720°C (см. Supplementary 2, ESM_3, 4). В породах зерна граната имеют сложную конфигурацию зональности, выраженную в чередовании участков с повышенными значениями X_{Ca} и с более низкими X_{Ca} (рис. 9б, 9в). Суперпозиция изоплет максимальных значений X_{Mg} и X_{Ca} в гранате, изоплет X_{Ca} в плагиоклазе и X_{Mg} крупных листочков биотита на псевдосечениях (см. Supplementary 2, ESM_3, 4) соответствует ~10.5 кбар при 780–790°C для обр. LP19-21 (см. Supplementary 2, I на ESM_3) и 10–10.2 кбар при 820–830°C для обр. LP19-08 (см. Supplementary 2, I на ESM_4). На обоих псевдосечениях эти P – T области находятся в поле ассоциации $Grt + Pl + Bt + Sil + Qz + Rt$, содержащей 18–26 об. % расплава (см. Supplementary 2, I на ESM_3, 4). Вариации X_{Ca} при постоянной X_{Mg} в порфиобластах граната указывают на субизотермическое снижение давления до 7–7.7 кбар (см. Supplementary 2, II на ESM_3, 4) вне условий стабильности кордиерита. Его появление знаменует дальнейшее снижение давления и остывание до 700–720°C (см. Supplementary 2, III на рис. ESM_3, 4).

В псевдосечении для обр. Об-19 гранат и кордиерит исчезают при температурах ниже ~760°C, сменяясь ассоциацией $Bt + Sil(Ky) + Qz$, а ниже 700–750°C (в зависимости от давления) появляется мусковит (см. Supplementary 2, ESM_5), воспроизводя развитие симплектитов $Bt + Qz + Pl \pm Sil$, мусковита и пенита в породе. Суперпозиция максимальных значений X_{Mg} и X_{Ca} , соответствующих реликтам раннего граната (рис. 9г), при 780–810°C и 9.8–10.1 кбар находится в поле ассоциации $Grt + Kfs + Pl + Bt + Sil(Ky) + Qz$ (см. Supplementary 2, I на ESM_5). Значение X_{Ca} в зонах граната, окружающих реликты (рис. 9г), соответствует давлению ниже 6.5 кбар, где появляется кордиерит, а остывание ведет к обширному развитию биотита (см. Supplementary 2, III на ESM_5).

Ассоциация гранат-биотитового гнейса, обр. RB-25, из блока пород в гранитах Сингелеле позволяет оценить условия метаморфизма пород, вероятно, наименее подверженных ретроградному

метаморфизму. Действительно, условия пика метаморфизма гнейса, обр. RB-25, сопоставимы с P – T условиями, оцененными для других образцов. Однако вариации X_{Ca} внутри зерен граната (рис. 9e) при постоянном значении X_{Mg} отражают лишь отрезок P – T тренда между 10.4 и 8.5 кбар при 760–770°C (см. Supplementary 2, I–II на ESM_6). Вероятно, это связано с эффектом “бронирования” гранитами блока пород, из которого был отобран обр. RB-25.

В отличие от образцов LP19-14, LP19-29, LP19-21, LP19-08, Об-19 и RB-25 (см. Supplementary 2, ESM_1–ESM_6), в образцах LP19-12, DOV-21 и LP19-05 не сохранились свидетельства как высокобарических условий пика метаморфизма, так и стадии субизотермической декомпрессии. Отличительной особенностью псевдосечения для метапелита, обр. LP19-12, отобранного в западной части структуры Ха-Тшанзи (рис. 2), является отсутствие плагиоклаза в ассоциациях при более 750°C и более 7.7 кбар (см. Supplementary 2, ESM_7). В обр. LP19-12 плагиоклаз встречен лишь в основной массе $Crd + Bt + Sil + Qz + Pl$ как продукт разложения граната. Изоплеты X_{Mg} и X_{Ca} , характеризующие составы реликтовых частей крупных зерен граната в образцах LP19-12 и DOV-21, соответствуют 810–820°C (обр. LP19-12) и ~780°C (обр. DOV-21) при 6.8–7 кбар в поле ассоциации $Grt + Crd + Pl + Bt + Sil + Qz + Rt$ (см. Supplementary 2, II на ESM_7, 8). Тренд II–III на диаграмме для обр. LP19-12 (см. Supplementary 2, ESM_7, 8) пересекает изоплеты X_{Ca} в гранате в сторону роста их значений, что наблюдается в субидiomорфных отростках граната в основную массу. Субизобарические P – T тренды для образцов LP19-12 и DOV-21 расположены целиком в фазовых полях, содержащих кордиерит (см. Supplementary 2, ESM_7, 8). Поскольку в породах отсутствуют какие-либо признаки наличия раннего кордиерита (например, включения в гранате), условия пика метаморфизма для образцов LP19-12 и DOV-21 находились все же выше условий стабильности кордиерита, но составы минералов, отражающие эти условия, были затерты на стадии остывания. Еще большая степень преобразования в ходе остывания характеризует богатый кордиеритом обр. LP19-05 (рис. 6л). Суперпозиция изоплет максимальных значений X_{Mg} и X_{Ca} в гранате, X_{Mg} в кордиерите и X_{Ca} в плагиоклазе в основной массе указывают на параметры: ~5.5 кбар и <720°C в поле ассоциации $Grt + Crd + Pl + Bt + Qz \pm Sil$, сосуществующей либо с малым количеством расплава, либо с водным флюидом (см. Supplementary 2, ESM_9). Количество граната <3 об. % и кордиерита >20 об. % согласуется с количественным отношением минералов в метапелите, обр. LP19-05 (рис. 6л).

Значения X_{Mg} и X_{Ca} в центрах зерен граната и X_{Ca} в плагиоклазе на P – T псевдосечении для

лейкократового гранита, обр. LP19-13, ограничивают параметры 7–7.5 кбар и 800–820°C в поле стабильности ассоциации $Grt + Kfs + Pl + Qz + Ilm$, содержащей менее 0.3 об. % биотита (см. Supplementary 2, ESM_10). Эти P – T условия совпадают с таковыми стадии II для образца метапелита LP19-14 (см. Supplementary 2, ESM_1).

Активность воды

P – T псевдосечения для каждого конкретного образца (см. Supplementary 2, ESM_1–ESM_10) рассчитывались с учетом оценочного оптимального содержания H_2O в системе, которое принималось постоянным вдоль P – T тренда. Однако это не означает, что активность воды (и других флюидных компонентов) в ходе метаморфической эволюции пород была постоянной. Для оценки активности воды (a_{H_2O}) были рассчитаны псевдосечения в координатах $\lg(a_{H_2O})$ – T и изоплеты параметров составов минералов для максимального и минимального давления (см. Supplementary 2, ESM_1–ESM_10) некоторых образцов (см. Supplementary 3, ESM_1–ESM_11). Полученные результаты обобщены на рис. 14.

При 10–11 кбар для образцов LP19-14, LP19-21, Об-19 и LP19-29 (см. Supplementary 2, ESM_1, 5, 7, 9) расчеты показывают $a_{H_2O} = 0.74$ – 0.57 (рис. 14). Для метапелита, обр. LP19-12, который сохранил свидетельства условий нижнего предела стадии субизотермической декомпрессии (см. Supplementary 2, ESM_3), $a_{H_2O} = 0.62$ при ~7 кбар также попадает в указанный выше интервал (рис. 14). Там же находятся оценки $a_{H_2O} \sim 0.71$ для стадии III при ~6.5 кбар на P – T тренде эволюции обр. LP19-29 (см. Supplementary 2, ESM_7) и $a_{H_2O} \sim 0.70$ для стадии II при 6 кбар (см. Supplementary 3, ESM_7, 8) на P – T тренде эволюции обр. Об-19 (см. Supplementary 2, ESM_6). Таким образом, если на пике метаморфизма и при субизотермической декомпрессии метапелитов присутствовал свободный флюид, то он характеризовался $a_{H_2O} < 0.75$ (рис. 15), которая, согласно анализам флюидных включений (табл. 4), регулировалась CO_2 и солевыми компонентами. Согласно модели смешения бинарного флюида H_2O – CO_2 (например, Aganovich, Newton, 1999), указанные выше значения a_{H_2O} соответствуют $X_{H_2O} = 0.64$ – 0.44 (для 10 кбар и 830°C).

Псевдосечения $\lg(a_{H_2O})$ – T и изоплеты составов минералов при минимальном давлении для образцов LP19-14, LP19-12, LP19-21 и LP19-05 (см. Supplementary 3, рис. ESM_2, 4, 6, 11) соответствуют $a_{H_2O} > 0.85$ (рис. 15), указывая на существенно водный состав флюида на поздних стадиях метаморфической эволюции метапелитов.

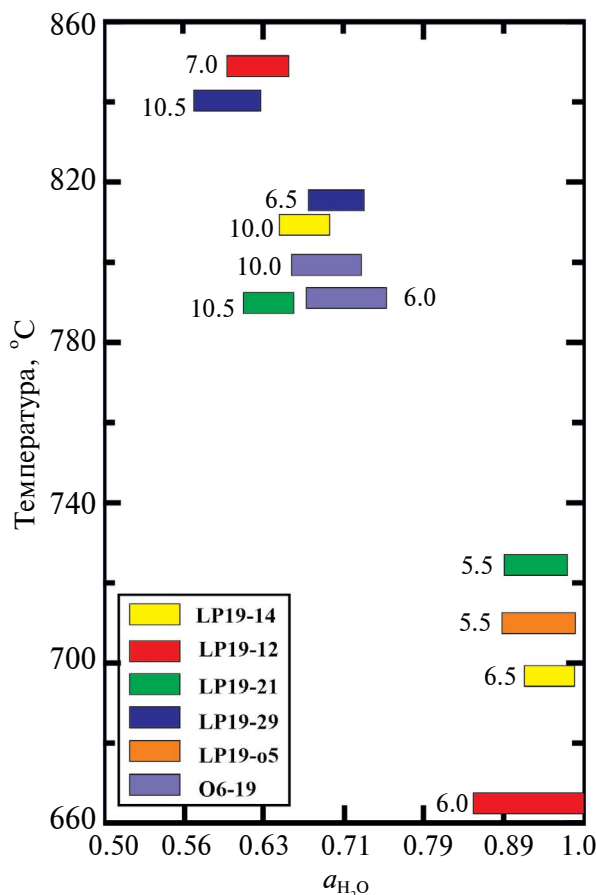


Рис. 14. Обобщение данных по активности воды для образцов LP19-14, LP19-12, LP19-21, O6-19 и LP19-05 (см. Supplementary 3, ESM_1–ESM_6) вдоль P – T трендов их метаморфической эволюции (см. Supplementary 2, ESM_1).

Разноцветные прямоугольники показывают вариации $a_{\text{H}_2\text{O}}$ для средней температуры и давления, указанном (в кбар) рядом с прямоугольником.

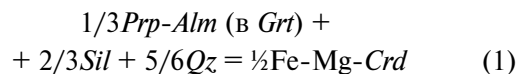
ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Обобщенный P – T тренд эволюции метапелитов ЦЗ

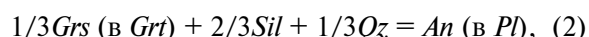
Моделирование минеральных парагенезисов пород из различных структурных позиций в пределах ЦЗ комплекса Лимпопо (см. Supplementary 2, ESM_1–ESM_10) выявило среди них три группы, отличающиеся вариациями P – T параметров (рис. 15). Образцы первой группы (далее – группа НТ-НР), LP19-14, LP19-29, O6-19, LP19-21, LP19-08 и RB-25, а также обр. LP19-11 (Safonov et al., 2021) сохранили свидетельства минеральных равновесий при 9.5–11 кбар и 780–850°C (стадия I) и субизотермической декомпрессии (стадия II) при 7.5–7 кбар (обр. LP19-29, LP19-08, LP19-14, LP19-11) или 5.5–6 кбар (обр. LP19-21, O6-19).

Декомпрессия выражена в породах группы НТ-НР в образовании реакционных корон вокруг

зерен граната, основу которых составляет кордиерит. Эти структуры изначально развиваются как узкие микрзоны пластических деформаций вокруг порфириобластов граната. Впоследствии они образуют широкие “рубашки” вокруг одного или нескольких фрагментов зерен граната (рис. ба–бе) за счет образования большего количества кордиерита по реакции:



– индикатора снижения давления (например, Aranovich, Podlesskii, 1989). Образование плагиоклаза совместно с кордиеритом в коронах (рис. бж) знаменует реакцию:



сопряженную с реакцией (1) (Bohlen et al., 1983; Aranovich, Podlesskii, 1989). Сосуществование кордиерита и плагиоклаза в коронах вокруг граната отражено также в наличии примеси Na в кордиерите (табл. 3). Содержание Na в кордиерите в равновесии с плагиоклазом уменьшается с температурой, но не зависит от давления и наличия

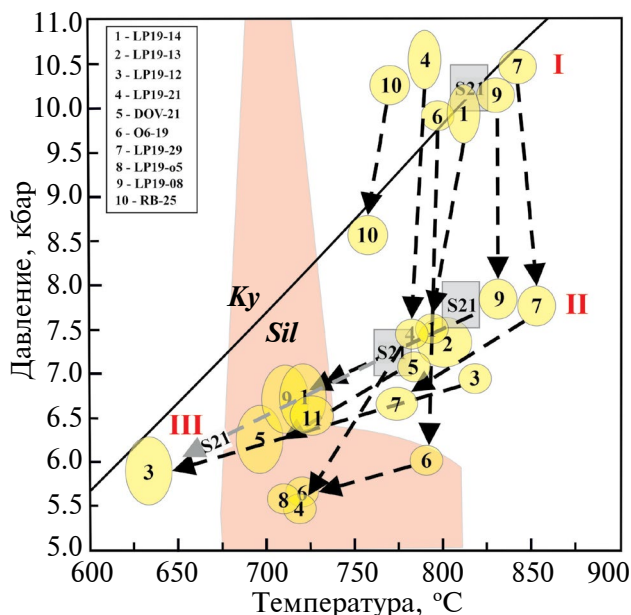


Рис. 15. Обобщение P – T трендов изученных образцов.

Серые прямоугольники и стрелка, обозначенные S21, показывают условия вдоль P – T тренда метапелита обр. LP19-11 из купольной структуры Ха-Тшанзи (Safonov et al., 2021). Розовая область обобщает положение солидусов изученных пород. I, II, III – стадии P – T эволюции (см. текст).

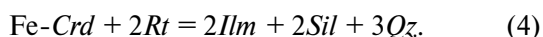
расплава (Trorper et al., 2018). Поэтому закономерные вариации содержания Na в кордиерите в метапелитах (рис. 11а, 11б) отражают температурные условия появления этого минерала в породах. Температурный интервал 770–820°C (табл. 3), рассчитанный по уравнению из работы (Trorper et al., 2018), согласуются с результатами моделирования минеральных ассоциаций метапелитов.

Реакция (2) ответственна за формирование в зернах граната зональности по X_{Ca} (рис. 8в, 8г; 9а–9г), наглядно документирующей P – T тренды субизотермической декомпрессии I–II. Тренды проходят субпараллельно субвертикальным изоплетам X_{Mg} в гранате на P – T диаграммах (см. Supplementary 2, ESM_1–ESM_6), воспроизводя почти постоянную магнезиальность зерен граната в образцах. При этом они пересекают изоплеты X_{Ca} граната в сторону уменьшения этого параметра (см. Supplementary 2, ESM_1–ESM_6), отображая разнообразную зональность порфириобластов в отношении содержания Ca (рис. 9а–9г). Нижний барический предел P – T трендов субизотермической декомпрессии регистрируется составами зон, залеченных трещин, каналов с наиболее низким содержанием Ca как внутри, так и во внешних зонах порфириобластов (рис. 9а–9г). Зоны с низкими значениями X_{Ca} внутри зерен граната иногда содержат включения силлиманита, кварца и плагиоклаза, а в краях зерен они обычно сопровождаются каймами и мелкими зернами плагиоклаза в основной массе, указывая на реакцию (2). Включения, содержащие Ca-карбонаты в низкокальциевых зонах в зернах граната из обр. LP19-08 (рис. 9в-Са), демонстрируют протекание реакции (2) при участии CO_2 -содержащего флюида, а включения апатита в зернах граната из образцов LP19-08, LP19-29, DOV-21 и RB-25 – фосфорсодержащего расплава и/или монацита.

Согласно P – T диаграммам (см. Supplementary 2, ESM_1–ESM_5), снижение давления 7–6.5 кбар приводит к появлению ильменита за счет рутила. В кордиеритовых коронах ильменит образует каймы на зернах рутила в присутствии силлиманита (рис. 6з), отражая реакцию разложения граната:



(Bohlen et al., 1983) или в пределах кордиеритовых коронарных структур:



Реакции (3) и (4) имеют положительный dP/dT наклон. Однако, в отличие от (3), реакция (4) смещается вправо с понижением температуры или повышением давления ($\Delta S = -42.9$ Дж/К и

$\Delta V = -4.36$ Дж/бар; расчеты производились с использованием базы данных Holland, Powell, 2011). Если эта реакция ответственна за появление ильменита внутри корон, то она, вероятно, знаменует не субизотермическую декомпрессию, а последующее остывание.

P – T эволюция большинства образцов группы НТ-НР продлевается при 700–720°C (стадия III) вдоль более пологих P – T трендов 100–150°C/кбар (рис. 15). Эти тренды направлены к солидусам пород и указывают на возрастание количества биотита, а также небольшое увеличение количества граната в породах за счет кордиерита из-за смещения реакции (1) влево. Реакционные структуры, отвечающие росту граната по кордиериту, представлены в виде включений силлиманита в краевых зонах граната в образцах LP19-14 и LP19-11, а также мелкими зернами граната с включениями силлиманита в обр. LP19-08 (Grt_2 на рис. 6к). Рост граната происходил после формирования кордиеритовых корон.

P – T тренды образцов LP19-12 (см. Supplementary 2, ESM_7) и DOV-21 (см. Supplementary 2, ESM_8) совпадают с трендами II–III для образцов группы НТ-НР (рис. 15). Моделирование ассоциацией этих пород не выявило свидетельств стадии I, но составы минералов в них все же записали параметры: 790–830°C и 6.5–7 кбар, т.е. условия стадии II образцов группы НТ-НР (рис. 15). Образцы DOV-21 и LP19-12 составляют вторую группу (далее – НТ-LP).

Моделирование ассоциаций обр. LP19-05 из зоны деформации Чипизе показало наиболее низкие P – T параметры (см. Supplementary 2, ESM_9; рис. 15). Этот единственный образец составляет третью группу LT-LP. P – T оценки для него близки к данным, полученным методами классической термобарометрии для ассоциации $Grt + Crd + Sil + Bt + Qz$ в обр. RB-55 (Perchuk et al., 2008a; Smit et al., 2011), отобранного вблизи обр. LP19-05 (рис. 2). Они совпадают с наиболее низкими P – T параметрами, оцененными для образцов метапелитов O6-19 и LP19-21 (рис. 15).

Какая-либо приуроченность образцов для групп НТ-НР, НТ-LP и LT-LP к определенным структурным позициям в пределах ЦЗ отсутствует, хотя образцы группы НТ-НР преобладают среди изученной выборки (рис. 15). Это отражает общность P – T эволюции метапелитов ЦЗ (по крайней мере, в восточной ее части), которая начиналась при 10–11 кбар и 800–850°C, а ассоциацией пика метаморфизма метапелитов ЦЗ являлась $Grt + Bt + Sil(Ky) + Pl + Qz + Rt \pm Kfs$, сосуществующая с расплавом.

Тренды субизотермической декомпрессии и последующего остывания вдоль более пологой P – T траектории предлагались ранее для пород из различных областей ЦЗ (рис. 3; Harris, Holland, 1984;

Windley et al., 1984; Tsunogae et al., 1992; Hisada, Miyano, 1996). Эти тренды начинаются при 10–13 кбар и 800–850°C (рис. 3), что полностью согласуется с нашими результатами. Ряд исследователей сообщают о проявлениях ультравысокотемпературного метаморфизма в ЦЗ, основываясь на находках включений корунд + кварц и Mg-ставролита в гранате метапелита из северной части ЦЗ. Авторы работы (Tsunogae, van Reenen, 2006, 2011) определили температуру >900°C и предположили, что давление могло достигать 15 кбар (рис. 3). Для сапфириносодержащих метапелитов из района Олдейз (Fig. 1b в Belyanin et al., 2012) определены параметры: ~1050°C и ~8.5 кбар. На основе обнаружения включений шпинель + кварц в гранате С. Брандт и др. (Brandt et al., 2018) заключили, что метапелиты “анклава” Эвелин в плутоне Булаи прогрелись до 930°C при 5.5–6 кбар (рис. 3). Разброс данных о проявлениях ультравысокотемпературного метаморфизма дает основание полагать, что если он имел место в ЦЗ, то проявлялся локально и не определял P – T эволюцию комплекса в целом.

Полученные нами P – T тренды (рис. 15) отличаются от трендов, выведенных Л.Л. Перчуком и др. (см. обобщение в статьях van Reenen et al., 2019, 2023; рис. 3). Температура пика метаморфизма, определенная этими авторами, согласуется с результатами нашей работы, но давление не превосходит 8–8.5 кбар (рис. 3). P – T параметры были рассчитаны Л.Л. Перчуком и др. (Perchuk et al., 2008a) в предположении о постоянстве минеральной ассоциации породы, включающей кордиерит, вдоль всего тренда метаморфизма, начиная с его пика. Исследование обр. LP19-11 (Safonov et al., 2021) и образцов из нашей работы наглядно показало, что кордиерит не являлся участником минеральной ассоциации пика метаморфизма, а формировался при снижении давления в микроразделах пластических деформаций. А значит использование его равновесий для оценки P – T условий пика метаморфизма не оправданно.

Моделирование минеральных ассоциаций изученных метапелитов методом псевдосечений не выявило свидетельств субизотермического нагрева (рис. 3), который, по мнению Л.Л. Перчука с соавторами (Perchuk et al., 2008a, 2008b; Perchuk, van Reenen, 2008; Smit et al., 2011; van Reenen et al., 2011, 2019, 2023), знаменует начало палеопротерозойского этапа (~2.01 млрд лет). Такой нагрев, тем не менее, вполне реален, поскольку его предполагаемый возраст близок к периоду развития магматической провинции Бушвелд (2.06–2.04 млрд лет; например, Millonig et al., 2010; Kramers et al., 2011; Rajesh et al., 2020). Временной интервал между двумя метаморфическими событиями составляет ~600 млн лет. Маловероятно, что породы ЦЗ, будучи эксгумированными на глубину ~20 км при 830–850°C, не остывали до температуры стабильной геотермы

коры на этой глубине (350–400°C; например, Charman, Furlong, 1992) в течение столь продолжительного времени. В этом отношении история ЦЗ комплекса Лимпопо схожа с доменом Чипман гранулитового террейна Атабаска (Chipman domain, Athabasca granulite terrane) на Канадском щите (Mahan et al., 2008), где два этапа гранулитового метаморфизма (2.55 и 1.9 млрд лет) также разделены значительным периодом времени, но, тем не менее, породы сохранили структурные и минералогические свидетельства обоих событий. Авторы (Mahan et al., 2008) полагают, что из-за минеральных реакций палеопротерозойского (1.9 млрд лет) этапа метаморфизма невозможно определить минимальные P – T параметры декомпрессии и остывания на неоархейском (2.55 млрд лет) этапе. Очевидно, такая же ситуация имеет место в случае ЦЗ комплекса Лимпопо. Тренды декомпрессии–остывания (800–850°C; рис. 15) включают в себя как неоархейскую, так и палеопротерозойскую метаморфическую историю ЦЗ, но наши данные не позволяют разделить эти два этапа. В дальнейших рассуждениях мы принимаем вывод (Perchuk et al., 2008a, 2008b; van Reenen et al., 2011, 2019, 2023) о том, что палеопротерозойский этап проявился, когда ЦЗ находилась на глубине, соответствующей 6–6.5 кбар. На этом уровне за ~600 млн лет комплекс остыл, но затем был прогрет вновь и продолжил свой подъем в палеопротерозое. Я. Янг и др. (Yang et al., 2023) предположили, что в палеопротерозое комплекс испытал не только прогрев, но и погружение (рис. 3). На наш взгляд, погружение комплекса не является необходимым процессом на палеопротерозойском этапе эволюции.

Влияние расплава на изменение наклона P – T трендов

P – T тренды субизотермической декомпрессии пород группы НТ-НР проходят через фазовые поля, содержащие расплав (см. Supplementary 2, ESM_1–ESM_6). При использованных валовых составах и количестве воды для пород группы НТ-НР (табл. 2) расчетное содержание расплава в равновесии с ассоциациями $Grt + Bt + Pl \pm Kfs \pm Sil/Ky + Qz + Rt$ при параметрах пика метаморфизма варьирует от ~13 об. % (для обр. LP19-14 и LP19-29) до 28–29 об. % (для обр. LP19-21 и O6-19). Его содержание либо постоянно, либо увеличивается на 1–2 об. % при субизотермической декомпрессии до ~7.5 кбар, что согласуется с ходом реакций дегидратационного плавления метапелитов (например, Weinberg, Hasalová, 2015 и ссылки в этой работе). Расчетное содержание расплава на пике метаморфизма и на стадии декомпрессии превышает пороговое значение ~7 об. %, достаточное для создания взаимосвязанной системы пленок расплава в частично расплавленном богатом SiO_2 и Al_2O_3 протолите (например, Rosenberg, Handy, 2005), и

для некоторых образцов достаточное для сегрегации расплава (например, Brown et al., 1995). Это подтверждается наличием лейкосом в большинстве образцов. Валовые составы образцов (рис. 4) варьируют между составами высоко- Al и низко- Al метапелитов ЦЗ (Boryta, Condie, 1990; Rajesh et al., 2018b), а спектры РЗЭ пород (рис. 5) напоминают таковые высоко- Al метапелитов (Boryta, Condie, 1990). Породы, обогащенные Al_2O_3 , MgO , FeO , представляют собой респиты от частичного плавления и экстракции расплавов из протолита, состав которого близок к группе низкоглиноземистых метапелитов (Rajesh et al., 2018a).

Свидетельством сосуществования минеральных ассоциаций метапелитов с расплавом на пике метаморфизма и при субизотермической декомпрессии являются алюмосиликатные полиминеральные включения в ядрах зерен граната в некоторых образцах (рис. 7а, 7б). Морфология и состав этих включений схожи с особенностями раскристаллизованных расплавных включений в минералах мигматитов высоких ступеней метаморфизма (Cesare et al., 2015; Bartoli et al., 2016; Bartoli, Cesare, 2020), а скрытокристаллические включения напоминают переохлажденные расплавные включения (supercooled melt inclusions), возникающие предположительно при быстрой эксгумации пород (Hiroi et al., 2014).

Зональное распределение фосфора в зернах (рис. 8б, 8г, 10а) является еще одним свидетельством эволюции пород в присутствии гранитного расплава. Включения апатита в ядрах с низким содержанием фосфора в зернах граната из некоторых образцов (рис. 10а) предполагают, что гранат сосуществовал с небольшим количеством богатого Al_2O_3 расплава, изначально пресыщенным фосфором (например, London et al., 1999; Yakymchuk, 2017; Yakymchuk, Acosta-Vigil, 2019), и тем самым буферировал его низкую концентрацию в гранате. Увеличение концентрации фосфора от центральных зон зерен к краям (рис. 8б, 8г, 10а), иногда коррелирующее с распределением включений фосфатов в гранате, свидетельствует об увеличении степени частичного плавления в ходе реакций с участием фосфатных минералов (например, Hiroi et al., 1997; Kawakami, Hokada, 2010). Например, присутствие включений монацита в гранате из обр. LP19-29 указывает на инконгруэнтное растворение апатита в расплаве при плавлении (Yakymchuk, 2017; Yakymchuk, Acosta-Vigil, 2019). Отсутствие апатита в более богатых фосфором зонах зерен граната (рис. 10а) отражает недосыщенность расплава фосфором, что может отвечать увеличению количества расплава в системе (London et al., 1999; Yakymchuk, 2017; Yakymchuk, Acosta-Vigil, 2019) при субизотермической декомпрессии. Образование внешних маломощных зон, обедненных фосфором, предполагает резорбцию зерен граната

ассоциацией $Crd + Bt + Pl + Qz \pm Sil$ при развитии микрозон деформаций вблизи солидуса или в субсолидусе пород. Таким образом, зональность граната по фосфору отражает не только равновесие граната с расплавом на стадиях I и II (рис. 15), но и указывает на почти полное отсутствие расплава к концу стадии субизотермической декомпрессии.

Средний состав модельного расплава, рассчитанный для метапелитов группы НТ-НР для условий пика метаморфизма (в мас. % на безводный базис): $SiO_2 - 72.81$, $Al_2O_3 - 16.07$, $FeO - 0.31$, $MgO - 0.10$, $CaO - 0.85$, $Na_2O - 3.78$, $K_2O - 6.07$ (рис. 4), близок составу лейкократовых гранитов Сингелеле (Rajesh et al., 2018b), массивы которых широко представлены в восточной части ЦЗ (рис. 1б, 2). Они представляют собой продукты экстракции магм в период 2.68–2.62 млрд лет (Kröner et al., 1999; van Reenen et al., 2019, 2023; Zeh et al., 2007; Rajesh et al., 2018b). Образец гранита Сингелеле LP19-13 принадлежит к группе НТ-LP (см. Supplementary 2, ESM_10). Однако моделирование ассоциаций других образцов лейкократовых гранитов из ЦЗ показывает (Rajesh et al., 2018b), что их расплавы формировались при P - T , близких к пику метаморфизма пород группы НТ-НР. Гранат-биотитовый гнейс, обр. RB-25, из блока в гранитах Сингелеле свидетельствует о том, что граниты несли груз пород с указанных давлений (см. Supplementary 2, ESM_6, рис. 15).

После частичного извлечения и/или кристаллизации оставшегося расплава в конце стадии субизотермической декомпрессии дальнейшая эксгумация сопровождалась формированием в породах микрозон деформаций, содержащих кордиерит. Метапелит, обр. LP19-11, является показательным примером (Safonov et al., 2021), поскольку в нем кордиерит приурочен исключительно к тонким микрозонам деформаций. Подобные зоны в образцах LP19-14, O6-19, DOV-21, LP19-29 (рис. 6а–6д) не столь четко выражены, благодаря активному образованию большего количества кордиерита при разложении граната в ходе дальнейшей стадии декомпрессии–остывания. Она следовала сразу за субизотермической декомпрессией и выражалась в замедлении эксгумации с изменением реологических свойств пород. В этом отношении эксгумация метапелитов ЦЗ сопоставима с процессом подъема магматических диапиров (см. ниже), которые способны двигаться вверх даже после кристаллизации магмы, выражаясь в наложении различных генераций зон деформаций (Weinberg, Podladchikov, 1995).

Замедление подъема сопровождалось более активным охлаждением, выраженным в формировании зональности в гранате по X_{Mg} на контактах с биотитом и кордиеритом. Большинство P - T трендов, следующих за субизотермической декомпрессией, начиная с 800–850°C и 7–7.5 кбар до ~650°C и ~6 кбар (рис. 15), субпараллельны друг другу с

наклоном 95–100°C/кбар. P – T тренд обр. Об-19 из структуры Кэмпбелл чуть более пологий, ~150°C/кбар, и имеет место при более низких давлениях (рис. 15). P – T тренд обр. LP19-21 из этой же структуры более крутой, ~30°C/кбар, но его окончание совпадает с окончанием тренда для обр. Об-19 (рис. 15). Мы отдаем себе отчет в том, что положение и наклон построенных P – T трендов зависит от корректности интерпретации областей пересечения изоплет составов минералов на P – T псевдосечениях. Однако их вариации могут отражать различия в скоростях и уровнях эксгумации отдельных блоков пород.

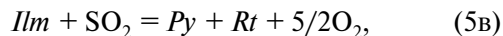
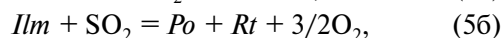
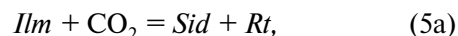
Флюидный режим вдоль P – T трендов

На различных стадиях вдоль P – T трендов в метаморфической эволюции метапелитов ЦЗ (рис. 15) участвовал флюид с различной активностью воды (рис. 14). Пик метаморфизма при >10 кбар и 800–850°C сопровождался флюидом с $a_{\text{H}_2\text{O}} < 0.75$ (рис. 14). В этом флюиде определяющую роль играл CO_2 . Образцы LP19-29 и LP19-12 представляют яркий пример участия такого флюида в эволюции метапелитов ЦЗ на пике метаморфизма и на стадии субизотермической декомпрессии. Индикаторами тому являются карбонатно-силикатные включения в гранате (рис. 7в, 7г). Образование подобных включений в Fe-Mg минералах метапелитов и мигматитов высоких ступеней метаморфизма (Herms, Schenk, 1992; Srikantappa et al., 1992; Bolder-Schrijver et al., 2000; Tsunogae et al., 2002; Lamadrid et al., 2014; Ferrero et al., 2016; Tacchetto et al., 2019; Carvalho et al., 2020), а также сопровождающих их гранитоидов (Safonov et al., 2020) моделируется реакциями захваченного водно-углекислого флюида с Fe-Mg минералом-хозяином на регрессивной стадии метаморфизма, а наличие в них Mg-Ca-карбонатов объясняется изначальным присутствием растворенных компонентов во флюиде (Herms, Schenk, 1992; Safonov et al., 2020). Цепочки включений, маркирующие залеченные трещины в порфиروبластах граната (рис. 7в), демонстрируют, что включения захватывались также в ходе преобразований граната при декомпрессии. Наличие в зернах кварца (обр. LP19-29, LP19-12 и LP19-21) плотных (>1 г/см³) водно-солевых включений в ассоциации с CO_2 с концентрацией NaCl-экв. 11–14 мас. % (рис. 13а, табл. 4) указывает на то, что углекислый флюид сосуществовал с водно-солевой фракцией. Синхронность захвата сосуществующих флюидов с низкой активностью воды демонстрирует их взаимную несмесимость в условиях метаморфизма (Johnson, 1991; Gilbert et al., 1998; Heinrich, 2007; Аранович и др., 2010; Иванов, 2023).

Индикатором участия CO_2 в эволюции минеральных ассоциаций метапелитов является графит в некоторых образцах (табл. 1). Он сопровождается карбонатсодержащими включениями в гранате из обр.

LP19-29. В образцах LP19-29, DOV-21 и LP19-14 графит ассоциирует с включениями кварца и биотита, а также полиминеральными включениями, которые могут представлять собой реликты расплава. Он также образует сростки с биотитом в кварц-полевошпатовых участках основной массы этих пород, представляющих лейкосомы (рис. 6а). Графит в лейкосомах метапелита (обр. LP19-11; Safonov et al., 2021) был интерпретирован нами как продукт преобразования CO_2 -содержащего флюида, сопровождавшего расплав на стадии субизотермической декомпрессии. В связи с этим важно отметить наличие водно-солевых включений и CO_2 в кварце из лейкократового гранита Сингелеле, обр. LP19-13, сопровождающего метапелиты (табл. 4). В отличие от включений в кварце метапелитов, псевдодубличные включения CO_2 в кварце гранита низкоплотные, а водно-солевые включения характеризуются более низкой концентрацией солей (табл. 4). Это указывает на захват флюида кварцем гранита, вероятно, уже после подъема гранитной магмы, что согласуется с оценками P – T условий для этой породы (см. Supplementary 2, ESM_10; рис. 15). Эти включения подтверждают участие CO_2 во флюидной фазе, сопровождавшей гранитные расплавы при эксгумации метапелитов.

Оценки $a_{\text{H}_2\text{O}}$ для нижнего предела стадии субизотермической декомпрессии при 7–6 кбар (обр. Об-19 и LP19-29; рис. 14) показывают, что флюид, богатый CO_2 , также сопровождал эту стадию. Срастание рутила с карбонатами и сульфидами в образцах LP19-12, LP19-29 и LP19-08 (рис. 6б) является свидетельством участия такого флюида на стадии субизотермической декомпрессии. Ильменит, который появляется за счет реакций (3) и (4) при декомпрессии и остывании (см. Supplementary 2, ESM_1–ESM_10), по-видимому, нестабилен в присутствии C–O–H–S флюида, замещаясь ассоциацией нового рутила, карбонатов и сульфидов по реакциям:

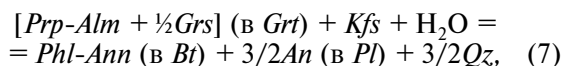
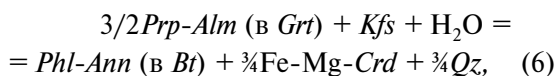


и их более сложным аналогам с участием силикатных минералов.

Эти реакции идут совместно с развитием кордиерита вокруг зерен граната (рис. 6а–6е), состав которого, также отражает присутствие CO_2 во флюиде на стадии субизотермической декомпрессии. Кордиерит в образцах LP19-12, LP19-21 и LP19-08 обогащен CO_2 (рис. 12; табл. 3). Относительно высокое содержание CO_2 (0.6–0.8 мас. %) оценено также для кордиерита из образцов LP19-14 и Об-19 (табл. 3), принадлежащих группе

НТ-НР (см. Supplementary 2, ESM_1, 6), а также из обр. DOV-21 (табл. 3), который не сохранил свидетельств давления >10 кбар и стадии субизотермической декомпрессии (см. Supplementary 2, ESM_8).

Биотит в коронах вокруг граната образовывался при участии калиевого полевого шпата:



отражая рост активности воды на стадии остывания. Низкотемпературные стадии *P–T* эволюции пород характеризовались участием флюида с высокой активностью воды (рис. 14), в котором CO_2 , вероятно, имело подчиненное значение. Этот вывод подтверждается рядом свидетельств. Например, хотя в составах минералов (обр. LP19-14 и LP19-11; Safonov et al., 2021) записаны высокобарические и высокотемпературные условия (см. Supplementary 2, ESM_1), в них присутствует графит (рис. 6б) и достаточно богатый CO_2 кордиерит (табл. 3) как индикаторы воздействия CO_2 -содержащего флюида, в этих образцах не обнаружены включения CO_2 , а в зернах кварца присутствуют лишь псевдовторичные водно-солевые включения с достаточно низкой концентрацией солей (табл. 4). Вероятно, они отражают состав позднего флюида, определившего развитие ассоциации $Crd + Bt + Qz \pm Pl$ вдоль микрозон деформаций.

В обр. LP19-05 проявлено наиболее обширное замещение граната, калиевого полевого шпата и плагиоклаза ассоциацией $Crd + Bt + Qz \pm Pl$ (рис. 6л), отражающее реакции (6) и (7) при ~5.5 кбар и 700–710°C (см. Supplementary 2, ESM_9). В кордиерите из этого образца выявлены самые низкие концентрации CO_2 (табл. 3; рис. 13), а кварц из обр. LP19-05 содержит лишь водно-солевые включения с низкой концентрацией солей (табл. 4; рис. 13б). Эти данные хорошо согласуются с расчетами активности воды для обр. LP19-05 (рис. 14).

При $a_{H_2O} \sim 0.9$ во флюиде, содержащем CO_2 и/или соли, температурном интервале 650–700°C и 5–6 кбар все еще возможно существование расплава гранитного состава (например, Ebadi, Johannes, 1991; Aganovich et al., 2013). Симплектиты $Bt + Qz \pm Pl$ на контактах зерен граната и кордиерита с участками породы, богатыми калиевым полевым шпатом, в образцах O6-19 и LP19-14 (рис. 6б, 6в) могут быть интерпретированы как продукты воздействия поздних расплавов. Это подтверждается результатами моделирования минеральных ассоциаций обр. O6-19 (см. Supplementary 2, ESM_5).

Развитие мусковита и пенита отражает активность водного флюида при <700°C.

Рисунок 14 демонстрирует общую тенденцию роста активности воды с уменьшением температуры. Однако оценки a_{H_2O} для условий пика метаморфизма (10–11 кбар и 800–850°C) и нижнего предела субизотермической декомпрессии (7–6 кбар и 800–850°C) не перекрываются оценками этого параметра для условий остывания (5.5–6.5 кбар и <740°C). Этот результат в сопоставлении с данными по флюидным включениям и вариациям содержания CO_2 в кордиерите вызывает вопрос: не являются ли различия во флюидном режиме отражением двух этапов метаморфизма в ЦЗ, неоархейского и палеопротерозойского? На значения a_{H_2O} вдоль тренда эволюции метапелитов ЦЗ обращали внимание Л.Л. Перчук с соавторами (Perchuk et al., 2008a, 2008b; Huizenga et al., 2011). Используя равновесие:



они рассчитали $a_{H_2O} < 0.2$ для неоархейской и $a_{H_2O} < 0.1$ для палеопротерозойской стадий. Авторы полагают, что значения a_{H_2O} контролировались равновесием пород с расплавом. Причина столь низких значений a_{H_2O} кроется в том факте, что в работах (Perchuk et al., 2008a, 2008b; Huizenga et al., 2011) использовалось равновесие (8), включающее калиевый полевой шпат. Однако реакции (6) и (7) демонстрируют, что калиевый полевой шпат полностью разрушается при гидратации. Использование его реликтов для оценки активности воды не оправдано. Поэтому активность воды, как и тенденция в изменении ее значений вдоль *P–T* тренда (рис. 14), основанные на анализе псевдосечений $\lg(a_{H_2O})-T$ (см. Supplementary 3, ESM_1–ESM_11), более реально представляют картину изменения флюидного режима вдоль *P–T* тренда эволюции метапелитов ЦЗ. Одна из вероятных причин относительно низкой a_{H_2O} во флюиде на пике метаморфизма – это присутствие гранитного расплава. Предпочтительно растворяя H_2O , он обуславливает концентрирование CO_2 во флюиде (см. Ni, Keppler, 2013 и ссылки в этой работе), но негативно влияет на содержание солевой составляющей в нем, особенно при высоких значениях X_{CO_2} (Hsu et al., 2019). На стадии субизотермической декомпрессии присутствие водно-углекислого флюида также регулировалось равновесием с расплавом. Наличие CO_2 в кордиерите (табл. 3), выполняющем микрозоны деформаций в породах, и рутил-карбонат-сульфидные реакционные структуры (рис. 8г) указывают на то, что CO_2 -содержащий флюид продолжал действие и на стадии дальнейшего остывания, когда количество расплава уменьшилось, а в породах

начали доминировать твердофазные пластические деформации.

Повышенная активность воды при более низких температурах, по-видимому, была связана с проникновением внешних флюидов вдоль зон пластических деформаций в субсолидусе. Проводниками флюидов могли служить как новые зоны деформаций, так и реактивированные зоны, заложенные в ходе неоархейского события (van Reenen et al., 2019, 2023). Ряд исследователей рассматривают стирание геохронологических свидетельств неоархейского возраста (перекристаллизация циркона) в метапелитах в ходе палеопротерозойского события как результат значительного флюидного воздействия (Kramers, Mouri, 2011; Brandt et al., 2018; Kröner et al., 2018). В работе (Rajesh et al., 2018b) представлены доказательства того, что лейкократовые граниты Сингелеле, мало подверженные деформациям, все же испытали флюидное воздействие в этот период, что зафиксировано как в U-Pb датировках внешних зон циркона, так и в $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрасте Cl-содержащих амфибола и биотита в породах. Водные солесодержащие флюиды служат гораздо более сильными модификаторами циркона, чем расплавы (Geisler et al., 2007; Harlov, Dunkley, 2010). Активное воздействие флюидов на породы комплекса Бейт-Бридж в период 2.04–2.01 млрд лет фиксируется в пределах как локальных зон деформаций, так и вдоль южной границы ЦЗ – региональной зоны деформации Чипизе (Holzer et al., 1998; Buick et al., 2007; Safonov et al., 2012; Rajesh et al., 2013; Zeh, Gerdes, 2014), а также в ЮКЗ комплекса Лимпопо (Belyanin et al., 2014). Возраст этих процессов близок к периоду 2.06–2.04 млрд лет становления магматической провинции Бушвельд. Так что нельзя исключать связь флюидов, проникших в породы ЦЗ в период времени 2.04–1.95 млрд лет, с магмами Бушвельда.

Возможный механизм эксгумации ЦЗ комплекса Лимпопо

Результаты исследования P – T эволюции метапелитов в сопоставлении с результатами предыдущих исследований пород ЦЗ (рис. 3) демонстрируют, что определяющим этапом этой эволюции является субизотермическая декомпрессия с 10 кбар. P – T эволюция многих высокотемпературных метаморфических террейнов характеризуется таким этапом (Harley, 1989; Bohlen, 1991; Spear, 1992; Лиханов, 2020; Jiao et al., 2023). Он подразумевает эксгумацию, быструю по сравнению со скоростью теплоотдачи, или поступление дополнительного тепла во время понижения давления. Следствием изотермической декомпрессии является передача тепла на более высокие уровни коры, где охлаждение следует за основной фазой эксгумации. Субизотермическая декомпрессия обычно является сегментом трендов “по часовой стрелке”, характерных

для коллизионных систем (Harley, 1989; Bohlen, 1991; Spear, 1992; Лиханов, 2020; Jiao et al., 2023). К таким системам принадлежит комплекс Лимпопо, который рассматривается некоторыми авторами как докембрийский аналог Гималайско-Тибетского орогена (Treloar et al., 1992; van Reenen et al., 1992).

Ключевой задачей для понимания происхождения субизотермических ретроградных P – T трендов является выявление механизма достаточно быстрой эксгумации. Рассматриваются различные тектонические механизмы, способные обеспечить субизотермическую декомпрессию (Whitney et al., 2004a; Thompson et al., 1997). Гранулитовые террейны в ходе субизотермической декомпрессии будут демонстрировать дегидратационное плавление (например, Weinberg, Hasalová, 2015). Поэтому одним из самых эффективных механизмов для создания условий изотермической декомпрессии является диапиризм в комплексах пород, подвергшихся частичному плавлению (Teyssier, Whitney, 2002; Whitney et al., 2004a, 2004b). Субизотермическая декомпрессия на 3–10 кбар со скоростями 2–20 км/млн лет с последующим охлаждением со скоростью до 100°C/млн лет характерна для мигматитовых комплексов различного возраста (например, Whitney et al., 2013). Субизобарическое охлаждение в таких комплексах происходит лишь на поздних этапах эксгумации, когда горячие породы находятся близко к поверхности. Именно такой нелинейный характер охлаждения демонстрируют P – T тренды метапелитов ЦЗ вне зависимости от их настоящего структурного положения (рис. 3, 15).

Миграция расплавов играет важнейшую роль в распределении тепла в коре и в создании на разных ее уровнях субизотермических условий (например, Depine et al., 2008). Определяющая роль расплава в эксгумации метапелитов ЦЗ подтверждается петрографическими и минералогическими данными, а также результатами моделирования фазовых ассоциаций. Округлые в плане наклонные (~45°) цилиндрические структуры километрового масштаба широко распространены в ЦЗ комплекса Лимпопо (рис. 16, 2; Roering et al., 1992b; Perchuk et al., 2008a, 2008b; Smit et al., 2011; van Reenen et al., 2019, 2023). Они первоначально рассматривались как футляровидные мегаскладки (sheath folds; Roering et al., 1992b; Holzer et al., 1998; van Kal, 2004). Однако тесная связь с лейкократовыми гранитами и мигматитами стала поводом для интерпретации этих структур как результат гранитного диапиризма в ходе неоархейской эксгумации ЦЗ (например, Perchuk et al., 2008a, 2008b; Smit et al., 2011; van Reenen et al., 2019, 2023). В нашем исследовании обр. LP19-11 из структуры Ха-Тшанзи (рис. 2) приведены структурные и петрологические аргументы для ее интерпретации как глубоко эродированного гранито-гнейсового купола, образованного при эксгумации ЦЗ в северо-восточном направлении (Safonov et al.,

2021). Петрологическим аргументом является форма P – T тренда (рис. 3, 15). P – T тренды изученных пород (рис. 15) указывают на то, что все они могли начинать свой подъем как части гранито-гнейсовых куполов, структура и положение которых менялись последующими деформационными процессами, в том числе и палеопротерозойскими.

Значения давления пика метаморфизма пород ЦЗ позволяет предположить, что гранулиты формировались в коре мощностью 30–35 км. Эти оценки близки к мощности коры кратонов Каапвааль (34–47 км) и Замбабве (<40 км) на участках, наименее затронутых преобразованиями с архейского времени (Nguuri et al., 2001; James et al., 2003). Однако современная мощность коры под ЦЗ комплекса Лимпопо составляет более 50 км, а нижняя ее часть характеризуется повышенной плотностью (Nguuri et al., 2001; James et al., 2003). Это предполагает преобладание метабазитового материала в основании ЦЗ. Я. Янг и др. (Yang et al., 2023) определили давление 11–13 кбар и субизотермическую декомпрессию ~7 кбар для основных гранулитов из ЦЗ. Эти породы вполне могут быть представителями эксгумированного материала основания ЦЗ.

Таким образом, гранулиты ЦЗ комплекса Лимпопо, сформированные в коре “нормальной” мощности, эксгумировались в ходе тектонического процесса, приведшего как к утолщению коры, так и аккумуляции базитового материала в ее низах. Гравитационная неустойчивость и диапиризм частично расплавленного кислого материала обеспечивает погружение плотного основного материала. Это проявилось в архейской коре в виде процесса сагдукции (sagduction; Chardon et al., 1996; François et al., 2014; Johnson et al., 2016; Sizova et al., 2018; Yu et al., 2022), создающего структуры куполов и бассейнов (domes and basins). Подобные процессы вертикального перераспределения материала коры, вероятно, участвуют в создании более масштабных структур. Таковыми являются гранулитовые комплексы на границах кратонов (Перчук, 1993; Gerya et al., 2000; Perchuk, Gerya, 2011), а комплекс Лимпопо – это один из ярких примеров (van Reenen et al., 2019).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вне зависимости от их настоящего структурного положения метапелиты ЦЗ комплекса Лимпопо следовали единой ретроградной P – T эволюции, включающей начальную стадию субизотермической (800–850°C) эксгумации из нижней коры (10–11 кбар) при 7.5–8 кбар и дальнейшую эксгумацию пород вдоль P – T тренда декомпрессии–остывания 95–100°/кбар, отражающего более медленный подъем пород в средней коре. Основной акт эксгумации ЦЗ, вероятно, приходился на период

2.65–2.62 млрд лет, но термальное воздействие и взаимодействие пород с флюидами возобновили эксгумацию в палеопротерозое (~2.01 млрд лет).

Такой ход ретроградной эволюции указывает на важную роль вертикальных тектонических процессов, регулируемых диапиризмом гранитных магм в ходе обширного частичного плавления пород в неогарее. Эти процессы развивались одновременно с горизонтальными движениями, связанными со сближением континентальных блоков. Такой сценарий вполне укладывается в численную модель развития ультрагорячего орогена (Chardon et al., 2009; Cagnard et al., 2011) при коллизии двух континентальных блоков (Perchuk et al., 2019). Модель раскрывает взаимосвязь между образованием гранулитов и деплетированной мантии под орогеном в докембрии. Важнейшим элементом этой модели являются структуры бассейнов (трогов) и куполов, подобные гранит-зеленокаменным областям, в верхней части орогена. Они указывают на участие диапиризма в его развитии. По своей структуре комплекс Лимпопо в целом напоминают так называемый горячий ороген, являющийся, вероятно, последующим этапом развития ультрагорячего орогена (Chardon et al., 2009; Cagnard et al., 2011). Тем не менее мы полагаем, что представление тектонической схемы эволюции комплекса Лимпопо в рамках этой модели возможно только после численного моделирования эксгумации гранулитов из основания ультрагорячего орогена.

Благодарности. Авторы благодарят А.Л. Перчука (МГУ) за предложения по сокращению и улучшению статьи, В.Д. Щербакова (МГУ) за помощь в съемке КР-спектров кордиерита.

Источники финансирования. Исследование выполнено при поддержке гранта РНФ № 23-17-00066 в части моделирования P – T трендов эксгумации докембрийских гранулитовых комплексов и частично в рамках темы госзадания ИЭМ РАН (FMUF-2022-0004) в части исследований зарождения магм в условиях высокотемпературного метаморфизма.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аранович Л.Я., Закиров И.В., Сретенская Н.Г. и др. Тройная система H_2O – CO_2 – $NaCl$ при высоких P – T параметрах: эмпирическая модель смешения // Геохимия. 2010. № 5. С. 475–484.

Иванов М.В. Термодинамическая модель флюидной системы H_2O – CO_2 – $NaCl$ – $CaCl_2$ при P – T параметрах средней и нижней коры // Петрология. 2023. Т. 31. № 4. С. 408–418.

Лиханов И.И. Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры // Петрология. 2020. № 28. № 1. С. 4–22.

- Перчук Л.Л.* Магматизм, метаморфизм и геодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.
- Aranovich L.Y., Newton R.C.* Experimental determination of CO₂-H₂O activity–composition relations at 600–1000°C and 6–14 kbar by reversed decarbonation and dehydration reactions // *Amer. Mineral.* 1999. V. 84. P. 1319–1332.
- Aranovich L.Y., Podlesskii K.K.* Geothermobarometry of high-grade metapelites: simultaneously operating reactions // *Geol. Soc. London. Special Publications.* 1989. V. 43. P. 45–61.
- Aranovich L.Y., Newton R.C., Manning C.E.* Brine-assisted anatexis: Experimental melting in the system haplogranite-H₂O-NaCl-KCl at deep-crustal conditions // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2013. V. 374. P. 111–120.
- Bakker R.J.* Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modelling bulk fluid properties // *Chem. Geol.* 2003. V. 194. P. 3–23
- Bartoli O., Cesare B.* Nanorocks: a 10-year-old story // *Rendiconti Lincei. Scienze Fisiche e Naturali.* 2020. V. 31. P. 249–257.
- Bartoli O., Acosta-Vigil A., Ferrero S. et al.* Granitoid magmas preserved as melt inclusions in high-grade metamorphic rocks // *Amer. Mineral.* 2016. V. 101. P. 1543–1559.
- Barton J.M., Jr., van Reenen D.D.* When was the Limpopo Orogeny? // *Precam. Res.* 1992. V. 55. P. 7–16.
- Belyanin G.A., Rajesh H.M., Sajeev K. et al.* Orthopyroxene+sillimanite predating sapphirine+quartz: a rare case of ultrahigh-temperature metamorphism from the Central Zone, Limpopo Complex, South Africa // *Canad. Mineral.* 2012. V. 50. P. 1153–1163.
- Belyanin G.A., Kramers J.D., Vorster C. et al.* The timing of successive fluid events in the Southern Marginal Zone of the Limpopo Complex, South Africa: Constraints from ⁴⁰Ar-³⁹Ar geochronology // *Precam. Res.* 2014. V. 254. P. 169–193.
- Bohlen S.R.* On the formation of granulites // *J. Metamorph. Geol.* 1991. V. 9. P. 223–229.
- Bohlen S.R., Wall V.J., Boettcher A.* Geobarometry in granulites // *Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions.* New York: Springer New York, 1983. P. 141–171.
- Bolder-Schrijver L.J.A., Kriegsmann L.M., Touret J.L.R.* Primary carbonate/CO₂ inclusions in sapphirine-bearing granulites from Central Sri-Lanka // *J. Metamorph. Geol.* 2000. V. 18. P. 259–269.
- Boryta M.D., Condie K.C.* Geochemistry and origin of the Archean Beit Bridge Complex, Limpopo Belt, South Africa // *J. Geol. Soc. London.* 1990. V. 147. P. 229–239.
- Boshoff R., van Reenen D.D., Smit C.A. et al.* Geologic history of the Central Zone of the Limpopo Complex: the West Alldays Area // *J. Geol.* 2006. V. 114. P. 699–716.
- Brandt S., Klemd R., Li O. et al.* Pressure-temperature evolution of two granulite-facies metamorphic events (2.62 and 2.02 Ga) in the Central Zone of the Limpopo Belt, South Africa // *Precam. Res.* 2018. V. 310. P. 471–506.
- Brown M., Johnson T.* Time’s arrow, time’s cycle: Granulite metamorphism and geodynamics // *Mineral. Mag.* 2019. V. 83. P. 323–338.
- Brown M., Averkin Y.A., McLellan E.L. et al.* Melt segregation in migmatites // *J. Geophys. Res.: Solid Earth.* 1995. V. 100. P. 15655–15679.
- Buick I.S., Hermann J., Roland M. et al.* The timing of sub-solidus hydrothermal alteration in the Central Zone, Limpopo Belt (South Africa): constraints from titanite U-Pb geochronology and REE partitioning // *Lithos.* 2007. V. 98. P. 97–117.
- Cagnard F., Barbey P., Gapais D.* Transition between “Archaean-type” and “modern-type” tectonics: Insights from the Finnish Lapland Granulite Belt // *Precam. Res.* 2011. V. 187. P. 127–142.
- Carvalho B.B., Bartoli O., Cesare B. et al.* Primary CO₂-bearing fluid inclusions in granulitic garnet usually do not survive // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2020. V. 536. 116170.
- Chapman D., Furlong K.P.* Thermal state of the continental lower crust // *Continental Lower Crust: Developments in Geotectonics.* Eds. D.M. Fountain, R. Arculus, R.W. Kay. Amsterdam: Elsevier, 1992. V. 23. P. 179–199.
- Chardon D., Choukroune P., Jayananda M.* Strain patterns, décollement and incipient sagducted greenstone terrains in the Archaean Dharwar craton (south India) // *J. Structural Geol.* 1996. V. 18. P. 991–1004.
- Chardon D., Gapais D., Cagnard F.* Flow of ultra-hot orogens: a view from the Precambrian, clues for the Phanerozoic // *Tectonophysics.* 2009. V. 477. P. 105–118.
- Cesare B., Acosta-Vigil A., Bartoli O. et al.* What can we learn from melt inclusions in migmatites and granulites? // *Lithos.* 2015. V. 239. P. 186–216.
- Connolly J.A.D.* Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2005. V. 236. P. 524–541.
- Depine G.V., Andronicos C.L., Phipps-Morgan J.* Near-isothermal conditions in the middle and lower crust induced by melt migration // *Nature.* 2008. V. 452. P. 80–83.
- de Roeber E.W., Harley S.L., Huizenga J.M.* Primary cordierite with >2.5 wt% CO₂ from the UHT Bakhuis

Granulite Belt, Surinam: CO₂ fluid phase saturation during ultrahigh-temperature metamorphism // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2023. V. 178. № 26. <https://doi.org/10.1007/s00410-023-02003-1>

Droop G.T. Reaction history of garnet-sapphirine granulites and conditions of Archaean high-pressure granulite-facies metamorphism in the Central Limpopo Mobile Belt, Zimbabwe // *J. Metamorph. Geol.* 1989. V. 7. P. 383–403.

Duan Z., Møller N., Weare J.H. A general equation of state for supercritical fluid mixtures and molecular dynamics simulation of mixture *PVTX* properties // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1996. V. 60. P. 1209–1216.

Ebadi A., Johannes W. Beginning of melting and composition of first melts in the system *Qz–Ab–Or–H₂O–CO₂* // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1991. V. 106. P. 286–295.

Elkins L.T., Grove T.L. Ternary feldspar experiments and thermodynamic models // *Amer. Mineral.* V. 75. 1990. P. 544–559.

England P.C., Thompson A.B. Pressure–temperature–time paths of regional metamorphism I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust // *J. Petrol.* 1984. V. 25. P. 894–928.

Ferrero S., Wunder B., Ziemann M.A. et al. Carbonatitic and granitic melts produced under conditions of primary immiscibility during anatexis in the lower crust // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2016. V. 454. P. 121–131.

François C., Philippot P., Rey P. et al. Burial and exhumation during Archean sagduction in the East Pilbara granite-greenstone terrane // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2014. V. 396. P. 235–251.

Geisler T., Schaltegger U., Tomaschek F. Re-equilibration of zircon in aqueous fluids and melts // *Elements.* 2007. V. 3. P. 43–50.

Gerya T.V. Precambrian geodynamics: concepts and models // *Gondwana Res.* 2014. V. 25. P. 442–463.

Gerya T.V., Perchuk L.L., van Reenen D.D. et al. Two-dimensional numerical modeling of pressure–temperature–time paths for the exhumation of some granulite facies terrains in the Precambrian // *J. Geodynamics.* 2000. V. 30. P. 17–35.

Gilbert F., Guillaume D., Laporte D. Importance of fluid immiscibility in the H₂O–NaCl–CO₂ system and selective CO₂ entrapment in granulites: experimental phase diagram at 5–7 kbar, 900°C and wetting textures // *Eur. J. Mineral.* 1998. V. 10. P. 1109–1123.

Haefeker U., Kaindl R., Tropper P. Improved calibrations for Raman-spectroscopic determinations of CO₂ in cordierite using three excitation wavelengths (488, 515 and 633 nm) // *Eur. J. Mineral.* 2013. V. 25. P. 745–753.

Harley S.L. The origins of granulites: a metamorphic perspective // *Geol. Mag.* 1989. V. 126. P. 215–247.

Harley S.L. Refining the *P–T* records of UHT crustal metamorphism // *J. Metamorph. Geol.* 2008. V. 26. P. 125–154.

Harris N.B.W., Holland T.J.B. The significance of cordierite–hypersthene assemblages from the Beitbridge region of the central Limpopo Belt; evidence for rapid decompression in the Archaean? // *Amer. Mineral.* 1984. V. 69. P. 1036–1049.

Harlov D.E., Dunkley D. Experimental high-grade alteration of zircon using alkali and Ca-bearing solutions: resetting the zircon geochronometer during metasomatism // *Amer. Geophys. Union, Fall Meeting, Abstract.* 2010. V41D–2301.

Heinrich W. Fluid immiscibility in metamorphic rocks // *Rev. Mineral. Geochem.* 2007. V. 65. P. 389–430.

Herms P., Schenk V. Fluid inclusions in granulite-facies metapelites of the Hercynian ancient lower crust of the Serre, Calabria, Southern Italy // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1992. V. 112. P. 393–404.

Hiroi Y., Motoyoshi Y., Ellis D.J. et al. The significance of phosphorus zonation in garnet from high grade pelitic rocks: A new indicator of partial melting // *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes.* Ed. C.A. Ricci. Proceedings of the VII International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Siena, Terra Antarctica. 1997. V. 73. P. 77.

Hiroi Y., Yanagi A., Kato M. et al. Supercooled melt inclusions in lower-crustal granulites as a consequence of rapid exhumation by channel flow // *Gondwana Res.* 2014. V. 25. P. 226–234.

Hisada K., Miyano T. Petrology and microthermometry of aluminous rocks in the Botswanan Limpopo Central Zone: evidence for isothermal decompression and isobaric cooling // *J. Metamorph. Geol.* 1996. V. 14. P. 183–197.

Hisada K., Perchuk L.L., Gerya T.V. et al. *P–T*–fluid evolution in the Mahalapye Complex, Limpopo high-grade terrane, eastern Botswana // *J. Metamorph. Geol.* 2005. V. 23. P. 313–334.

Holland T.J.B., Powell R. An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids // *J. Metamorph. Geol.* 2011. V. 29. P. 333–383.

Holzer L., Frei R., Barton Jr J.M. et al. Unraveling the record of successive high grade events in the Central Zone of the Limpopo Belt using Pb single phase dating of metamorphic minerals // *Precam. Res.* 1998. V. 87. P. 87–115.

Hsu Y.J., Zajacz Z., Ulmer P. et al. Chlorine partitioning between granitic melt and H₂O–CO₂–NaCl fluids in the Earth's upper crust and implications for

magmatic-hydrothermal ore genesis // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2019. V. 261. P. 171–190.

Huizenga J.-M., Perchuk L.L., van Reenen D.D. et al. Granite emplacement and the retrograde P – T –fluid evolution of Neoproterozoic granulites from the Central Zone of the Limpopo Complex // *Geol. Soc. Amer. Memoirs*. 2011. V. 207. P. 1–18.

Jaekel P., Kröner A., Kamo S. L. et al. Late Archaean to early Proterozoic granitoid magmatism and high-grade metamorphism in the central Limpopo belt, South Africa // *J. Geol. Soc.* 1997. V. 154. P. 25–44.

James D.E., Niu F., Rokosky J. Crustal structure of the Kaapvaal craton and its significance for early crustal evolution // *Lithos*. 2003. V. 71. P. 413–429.

Jiao S., Brown M., Mitchell R.N. et al. Mechanisms to generate ultrahigh-temperature metamorphism // *Nature Rev. Earth Environment*. 2023. V. 4. P. 298–318.

Johnson E.L. Experimentally determined limits for H_2O – CO_2 – $NaCl$ immiscibility in granulites // *Geology*. 1991. V. 19. P. 925–928.

Johnson T.E., Brown M., Goodenough K.M. et al. Subduction or sagduction? Ambiguity in constraining the origin of ultramafic–mafic bodies in the Archaean crust of NW Scotland // *Precam. Res.* 2016. V. 283. P. 89–105.

Kawakami T., Hokada T. Linking P – T path with development of discontinuous phosphorus zoning in garnet during high-temperature metamorphism – an example from Lützow-Holm Complex, East Antarctica // *J. Mineral. Petrol. Sci.* 2010. 1003240134.

Kolesov B.A., Geiger C.A. Cordierite II: The role of CO_2 and H_2O // *Amer. Mineral.* 2000. V. 85. P. 1265–1274.

Kramers J.D., Mouri H. The geochronology of the Limpopo Complex: A controversy solved // *Geol. Soc. Amer. Memoirs*. 2011. V. 207. P. 85–106.

Kramers J.D., McCourt S., Roering C. et al. Tectonic models proposed for the Limpopo Complex: Mutual compatibilities and constraints // *Geol. Soc. Amer. Memoirs*. 2011. V. 207. P. 311–324.

Kröner A., Jaekel P., Brandl G. et al. Single zircon ages for granitoid gneisses in the Central Zone of the Limpopo Belt, Southern Africa and geodynamic significance // *Precam. Res.* 1999. V. 93. P. 299–337.

Kröner A., Brandl G., Brandt S. et al. Geochronological evidence for Archaean and Palaeoproterozoic polymetamorphism in the central zone of the Limpopo Belt, South Africa // *Precam. Res.* 2018. V. 310. P. 320–347.

Lamadrid H.M., Lamb W.M., Santosh M. et al. Raman spectroscopic characterization of H_2O in CO_2 -rich fluid inclusions in granulite facies metamorphic rocks // *Gondwana Res.* 2014. V. 26. P. 301–310.

Laurent O., Martin H., Doucelance R. et al. Geochemistry and petrogenesis of high-K “sanukitoids”

from the Bulai pluton, Central Limpopo Belt, South Africa: Implications for geodynamic changes at the Archaean–Proterozoic boundary // *Lithos*. 2011. V. 123. P. 73–91.

Laurent O., Doucelance R., Martin H. et al. Differentiation of the late-Archaean sanukitoid series and some implications for crustal growth: insights from geochemical modelling on the Bulai pluton, Central Limpopo Belt, South Africa // *Precam. Res.* 2013. V. 227. P. 186–203.

Light M.P.R. The Limpopo mobile belt: a result of continental collision // *Tectonics*. 1982. V. 1. P. 325–342.

London D., Wolf M.B., Morgan G.B. et al. Experimental silicate–phosphate equilibria in peraluminous granitic magmas, with a case study of the Albuquerque batholith at Tres Arroyos, Badajoz, Spain // *J. Petrol.* 1999. V. 40. P. 215–240.

Mahan K.H., Goncalves P., Flowers R. et al. The role of heterogeneous strain in the development and preservation of a polymetamorphic record in high- P granulites, western Canadian Shield // *J. Metamorph. Geol.* 2008. V. 26. P. 669–694.

McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. P. 223–253.

MacGregor A.M. Precambrian formations of tropical southern Africa // *Proceedings of the 19th International Geological Congress*. 1953. V. 1. P. 39–52.

Millonig L., Zeh A., Gerdes A. et al. Neoproterozoic high-grade metamorphism in the Central Zone of the Limpopo Belt (South Africa): Combined petrological and geochronological evidence from the Bulai pluton // *Lithos*. 2008. V. 103. P. 333–351.

Millonig L.J., Zeh A., Gerdes A. et al. Decompressional heating of the Mahalapye Complex Limpopo Belt, Botswana: a response to Palaeoproterozoic magmatic underplating? // *J. Petrol.* 2010. V. 51. P. 703–729.

Nguuri T.K., Gore J., James D.E. et al. Crustal structure beneath southern Africa and its implications for the formation and evolution of the Kaapvaal and Zimbabwe cratons // *Geophys. Res. Lett.* 2001. V. 28. P. 2501–2504.

Ni H., Keppler H. Carbon in silicate melts // *Rev. Mineral. Geochem.* 2013. V. 75. P. 251–287.

Perchuk L.L., Gerya T.V. Formation and evolution of Precambrian granulite terranes: a gravitational redistribution model // *Geol. Soc. Amer. Memoirs*. 2011. V. 207. P. 289–310.

Perchuk L.L., van Reenen D.D., Varlamov D.A. et al. P – T record of two high-grade metamorphic events in the Central Zone of the Limpopo Complex, South Africa // *Lithos*. 2008a. V. 103. P. 70–105.

Perchuk L.L., van Reenen D.D., Smit C.A. et al. Role of granite intrusions for the formation of ring structures in granulite complexes: Examples from the

Limpopo belt, South Africa // *Petrology*. 2008b. V. 16. P. 652–678.

Rajesh H.M., Belyanin G.A., Safonov O.G. et al. Fluid-induced dehydration of the Paleoarchean Sand River biotite-hornblende gneiss, Central Zone, Limpopo Complex, South Africa // *J. Petrol.* 2013. V. 54. P. 41–74.

Rajesh H.M., Safonov O.G., Basupi T.O. et al. Complexity of characterizing granitoids in high-grade terranes: An example from the Neoproterozoic Verbaard granitoid, Limpopo Complex, Southern Africa // *Lithos*. 2018a. V. 318. P. 399–418.

Rajesh H.M., Belyanin G.A., Safonov O.G. et al. Garnet-bearing low-Sr and high-Sr Singelele leucogranite: A record of Neoproterozoic melting in collisional setting and Paleoproterozoic overprint in the Beit Bridge complex, southern Africa // *Lithos*. 2018b. V. 322. P. 67–86.

Rajesh H.M., Safonov O.G., Belyanin G.A. et al. A ~2.051 Ga anatexis event and peraluminous leucogranite from the Mahalapye Complex, northern edge of the Kaapvaal Craton: Record of an effect of Bushveld mafic magmatism // *Lithos*. 2020. V. 378. P. 105805.

Rigby M. J. Conflicting P - T paths within the Central Zone of the Limpopo Belt: A consequence of different thermobarometric methods? // *J. Afr. Earth Sci.* 2009. V. 54. P. 111–126.

Roering C., van Reenen D.D., de Wit M.J. et al. Structural, geological and metamorphic significance of the Kaapvaal Craton–Limpopo Belt contact // *Precam. Res.* 1992a. V. 55. P. 69–80.

Roering C., van Reenen D.D., Smit C.A. et al. Tectonic model for the evolution of the Limpopo Belt // *Precam. Res.* 1992b. V. 55. P. 539–552.

Rosenberg C.L., Handy M.R. Experimental deformation of partially melted granite revisited: implications for the continental crust // *J. Metamorph. Geol.* 2005. V. 23. P. 19–28.

Rudnick R.L., Taylor S.R. The composition and petrogenesis of the lower crust: a xenolith study // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 1987. V. 92. P. 13981–14005.

Safonov O.G., Kovaleva E.I., Kosova S.A. et al. Experimental and petrological constraints on local-scale interaction of biotite-amphibole gneiss with H_2O - CO_2 -(K,Na)Cl fluids at middle-crustal conditions: example from the Limpopo Complex, South Africa // *Geosci. Front.* 2012. V. 3. P. 829–1189.

Safonov O.G., Mityaev A.S., Yapaskurt V.O. et al. Carbonate-silicate inclusions in garnet as evidence for a carbonate-bearing source for fluids in leucocratic granitoids associated with granulites of the Southern Marginal Zone, Limpopo Complex, South Africa // *Gondwana Res.* 2020. V. 77. P. 147–167.

Safonov O.G., Yapaskurt V.O., Elburg M.A. et al. Melt-to shear-controlled exhumation of granulites in granite–gneiss domes: petrological perspectives from metapelite of the Neoproterozoic Ha-Tshanzi structure, Central Zone, Limpopo Complex, South Africa // *J. Petrol.* 2021. V. 62. P. 1–26.

Sandiford M., Powell R. Deep crustal metamorphism during continental extension: modern and ancient examples // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1986. V. 79. P. 151–158.

Schäller M., Steiner O., Studer I. et al. Exhumation of Limpopo Central Zone granulites and dextral continent-scale transcurrent movement at 2.0 Ga along the Palala shear zone, Northern Province, South Africa // *Precam. Res.* 1999. V. 96. P. 263–288.

Sizova E., Gerya T., Brown M. et al. What drives metamorphism in early Archean greenstone belts? Insights from numerical modeling // *Tectonophysics*. 2018. V. 746. P. 587–601.

Smit C.A., Roering C., van Reenen D.D. The structural framework of the southern margin of the Limpopo Belt, South Africa // *Precam. Res.* 1992. V. 55. P. 51–67.

Smit C.A., van Reenen D.D., Roering C. et al. Neoproterozoic to Paleoproterozoic evolution of the polymetamorphic Central Zone of the Limpopo Complex // *Geol. Soc. Amer. Memoirs*. 2011. V. 207. P. 213–244.

Spear F.S. Thermobarometry and P - T paths from granulite facies rocks: an introduction // *Precam. Res.* 1992. V. 55. P. 201–207.

Srikantappa C., Raith M., Touret J.L.R. Synmetamorphic high-density carbonic fluids in the lower crust: evidence from the Nilgiri granulites, southern India // *J. Petrol.* 1992. V. 33. P. 733–760.

Stevens G., Clemens J.D., Droop C.T. Hydrous cordierite in granulites and crustal magma production // *Geology*. 1995. V. 23. P. 925–928.

Tacchetto T., Bartoli O., Cesare B. et al. Multiphase inclusions in peritectic garnet from granulites of the Athabasca granulite terrane (Canada): Evidence of carbon recycling during Neoproterozoic crustal melting // *Chem. Geol.* 2019. V. 508. P. 197–209.

Teyssier C., Whitney D.L. Gneiss domes and orogeny // *Geology*. 2002. V. 30. P. 1139–1142.

Thompson A.B., England P.C. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism II. Their inference and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks // *J. Petrol.* 1984. V. 25. P. 929–955.

Thompson A.B., Schulmann K., Jezek J. Extrusion tectonics and elevation of lower crustal metamorphic rocks in convergent orogens // *Geology*. 1997. V. 25. P. 491–494.

- Treloar P.J., Coward M.P., Harris N.B.* Himalayan-Tibetan analogies for the evolution of the Zimbabwe Craton and Limpopo Belt // *Precam. Res.* 1992. V. 55. P. 571–587.
- Tropper P., Wyhlidal S., Haefeker U.A. et al.* An experimental investigation of Na incorporation in cordierite in low-*P*/high-*T* metapelites // *Mineral. Petrol.* 2018. V. 112. P. 199–217.
- Tsunogae T., Miyano T.* Granulite facies metamorphism in the Central and Southern Marginal Zones of the Limpopo Belt, South Africa // *J. Geol. Soc. Japan.* 1989. V. 95. P. 1–16.
- Tsunogae T., van Reenen D.D.* Corundum + quartz and Mg-staurolite bearing granulite from the Limpopo Belt, southern Africa: Implications for a *P–T* path // *Lithos.* 2006. V. 92. P. 576–587.
- Tsunogae T., van Reenen D.D.* High-pressure and ultrahigh-temperature granulite-facies metamorphism of Precambrian high-grade terranes: case study of the Limpopo Complex // *Geol. Soc. Amer.* 2011. V. 207. P. 107–124.
- Tsunogae T., Miyano T., Ridley J.* Metamorphic *P–T* profiles from the Zimbabwe craton to the Limpopo Belt, Zimbabwe // *Precam. Res.* 1992. V. 55. P. 259–277.
- Tsunogae T., Santosh M., Osanai Y. et al.* Very high-density carbonic fluid inclusions in sapphirine-bearing granulites from Tonagh Island in the Archean Napier Complex, East Antarctica: implications for CO₂ infiltration during ultrahigh-temperature (*T* > 1.100°C) metamorphism // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2002. V. 143. P. 279–299.
- van den Kerkhof A., Thiery R.* Carbonic inclusions // *Lithos.* 2001. V. 55. P. 49–68.
- van den Kerkhof A.M., Touret J.L.R., Maijer C. et al.* Retrograde methane-dominated fluid inclusions from high-temperature granulites of Rogaland, southwestern Norway // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1991. V. 55. P. 2533–2544.
- van Kal S.* Two distinct tectono-metamorphic events in the Central Zone of the Limpopo Complex, South Africa: evidence from the Mt Shanzi sheath fold and the Campbell cross fold near Musina: M. Sc Thesis, Rand Afrikaans University. 2004.
- van Reenen D.D., Barton J.M., Jr., Roering C. et al.* Deep crustal response to continental collision: the Limpopo Belt of South Africa // *Geology.* 1987. V. 15. P. 11–14.
- van Reenen D.D., Roering C., Ashwal L.D. et al.* Regional geological setting of the Limpopo Belt // *Precam. Res.* 1992. V. 55. P. 1–5.
- van Reenen D.D., Perchuk L.L., Smit C.A. et al.* Structural and *P–T* evolution of a major cross fold in the Central Zone of the Limpopo high-grade terrain, South Africa // *J. Petrol.* 2004. V. 45. P. 1413–1439.
- van Reenen D.D., Boshoff R., Smit C.A. et al.* Geochronological problems related to polymetamorphism in the Limpopo Complex, South Africa // *Gondwana Res.* 2008. V. 14. P. 644–662.
- van Reenen D.D., Smit C.A., Perchuk L.L. et al.* Thrust exhumation of the Neoproterozoic ultrahigh-temperature Southern Marginal Zone, Limpopo Complex: Convergence of decompression-cooling paths in the hanging wall and prograde *P–T* paths in the footwall // Eds. D.D. van Reenen, J.D. Kramers, S. McCourt, and L.L. Perchuk. *Origin and Evolution of Precambrian High-Grade Terranes, with Special Emphasis on the Limpopo Complex of Southern Africa*, *Geol. Soc. Amer. Memoir.* 2011. V. 207. P. 189–212.
- van Reenen D.D., Smit C.A., Perchuk A.L. et al.* The Neoproterozoic Limpopo Orogeny: Exhumation and regional-scale gravitational crustal overturn driven by a granulite diapir // *The Archean Geology of the Kaapvaal Craton, Southern Africa*, Springer, Cham. 2019. P. 185–224.
- van Reenen D.D., Clark M.D., Smit C.A. et al.* Review of the thermo-tectonic evolution of the Central Zone of the Limpopo Complex with implications for conflicting published geodynamic models // *Southern Africa J. Geol.* 2023. V. 126. P. 339–372.
- Weinberg R.F., Hasalová P.* Water-fluxed melting of the continental crust: A review // *Lithos.* 2015. V. 212. P. 158–188.
- Weinberg R.F., Podladchikov Y.Y.* The rise of solid-state diapirs // *J. Struct. Geol.* 1995. V. 17. P. 1183–1195.
- White R.W., Powell R., Holland T.J. B. et al.* New mineral activity–composition relations for thermodynamic calculations in metapelitic systems // *J. Metamorph. Geol.* 2014. V. 32. P. 261–286.
- Whitney D.L., Teyssier C., Fayon A.K.* Isothermal decompression, partial melting and exhumation of deep continental crust // *Geol. Soc. London. Special Publications.* 2004a. V. 227. P. 313–326.
- Whitney D.L., Teyssier C., Vanderhaeghe O.* Gneiss domes and crustal flow // *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper.* 2004b. V. 380. P. 15–33.
- Whitney D.L., Teyssier C., Rey P. et al.* Continental and oceanic core complexes // *GSA Bull.* 2013. V. 125. P. 273–298.
- Windley B.F., Ackermann D., Herd R.K.* Sapphirine/kornerupine-bearing rocks and crustal uplift history of the Limpopo belt, Southern Africa // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1984. V. 86. P. 342–358.
- Wojdyr M.* Fityk: a general-purpose peak fitting program // *J. Appl. Crystallography.* 2010. V. 43. P. 1126–1128.
- Yakymchuk C.* Behaviour of apatite during partial melting of metapelites and consequences for prograde suprasolidus monazite growth // *Lithos.* 2017. V. 274. P. 412–426.

- Yakymchuk C., Acosta-Vigil A.* Geochemistry of phosphorus and the behavior of apatite during crustal anatexis: Insights from melt inclusions and nanogranitoids // *Amer. Mineral.* 2019. V. 104. P. 1765–1780.
- Yang Y., Liang C., Neubauer F. et al.* Metamorphic evolution and tectonic significance of Neoarchean high-pressure mafic granulites in the Central Limpopo Belt, South Africa // *Int. Geol. Rev.* 2023. P. 1–25.
- Yu C., Yang T., Zhang J. et al.* Coexisting diverse P - T - t paths during Neoarchean sagduction: Insights from numerical modeling and applications to the eastern North China Craton // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2022. V. 586. P. 117529.
- Zeh A., Gerdes A.* HFSE (High Field Strength Elements)-transport and U-Pb-Hf isotope homogenization mediated by Ca-bearing aqueous fluids at 2.04 Ga: Constraints from zircon, monazite, and garnet of the Venetia Klippe, Limpopo Belt, South Africa // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2014. V. 138. P. 81–100.
- Zeh A., Klemd R., Buhlmann S. et al.* Pro- and retrograde P - T evolution of granulites of the Beit Bridge Complex (Limpopo Belt, South Africa): constraints from quantitative phase diagrams and geotectonic implications // *J. Metamorph. Geol.* 2004. V. 22. P. 79–95.
- Zeh A., Gerdes A., Klemd R. et al.* Archaean to Proterozoic Crustal Evolution in the Central Zone of the Limpopo Belt (South Africa–Botswana): Constraints from combined U-Pb and Lu-Hf isotope analyses of zircon // *J. Petrol.* 2007. V. 48. P. 1605–1639.
- Zeh A., Gerdes A., Barton J.M. et al.* U-Th-Pb and Lu-Hf systematics of zircon from TTG's, leucosomes, meta-anorthosites and quartzites of the Limpopo Belt (South Africa): constraints for the formation, recycling and metamorphism of Palaeoarchean crust // *Precam. Res.* 2010. V. 179. P. 50–68.
- Zhou T., Klemd R., Brandt S. et al.* Timing and duration of discrete tectono-metamorphic events of the polymetamorphic high-grade Central zone of the Limpopo Belt (South Africa): Insight from in situ geochronology of monazite and zircon // *Precam. Res.* 2022. V. 368. 106469.
- Zhou T., Li Q., Li C. et al.* Young ages from old garnet in the polyphase metamorphic terrane of the Limpopo Belt, South Africa // *Precam. Res.* 2020. V. 342. 105695.

Generalized P – T Path and Fluid Regime of Exhumation of Metapelites of the Central Zone of the Limpopo Complex, South Africa

O. G. Safonov^{1, 2, 3}, V. O. Yapaskurt², D. D. van Reenen³,
C. A. Smit³, S. A. Ushakova², M. A. Golunova¹

¹*Korzhinskii Institute of Experimental Mineralogy, Russian Academy of Sciences, Chernogolovka, Moscow oblast, Russia*

²*Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Moscow, Russia*

³*Department of Geology, University of Johannesburg, Johannesburg, South Africa*

The P – T paths of exhumation of Precambrian granulite complexes at the craton boundaries usually include two stages: sub-isothermal decompression and a decompression–cooling stage with a more gentle P – T path. Our goal is to understand the possible causes of the change in the slope of the P – T path of exhumation of the Central Zone (CZ) of the Limpopo granulite complex (South Africa), located between the Kaapvaal and Zimbabwe cratons. For this purpose, rocks (mainly, metapelites) from various structural positions within the Central Zone, i.e. dome structures, regional crossfolds, local and regional shear-zones, were studied. Metapelites are gneisses of similar bulk composition. Relics of leucosomes composed of quartz-feldspar aggregates with garnet and biotite are variously manifested in rocks, and melanocratic areas enriched in cordierite usually mark micro-shear-zones that envelope and/or break garnet porphyroblasts. Study of polymineral (crystallized melt and fluid) inclusions in garnet, its zoning with respect to the major (Mg, Fe, Ca) and some trace (P, Cr, Sc) elements, fluid inclusions in quartz, as well as phase equilibria modeling (PERPLE_X) showed that rocks coexisted with granite melts and aqueous-carbonic-salt fluids ($a_{\text{H}_2\text{O}} = 0.74$ – 0.58) at the peak of metamorphism at 800–850°C and 10–11 kbar. Partial melting initiated sub-isothermal exhumation of rocks to 7.5–8 kbar during diapirism of granitic magmas in the Neoproterozoic (2.65–2.62 Ga). This is reflected in the specific zoning of garnet grains in terms of the grossular content. A change in the rheology of rocks as a result of partial removal and crystallization of the melt activated shear-zones during further exhumation to 6–5.5 kbar along the P – T decompression–cooling path of 95–100°/kbar, reflecting a slower uplift of rocks in the middle crust. This process was resumed due to thermal effects and interaction of rocks with aqueous fluids ($a_{\text{H}_2\text{O}} > 0.85$) in the Paleoproterozoic (~2.01 Ga). Such a scenario of metamorphic evolution implies that the Limpopo granulite complex, in general, and its Central Zone, in particular, are the result of the evolution of an ultra-hot orogen, where vertical tectonic movements associated with diapirism were conjugate with horizontal tectonic processes caused by the convergence of continental blocks.

Keywords: granulites, P – T paths, fluids, Limpopo complex